



В. А. КРАСИЛОВ

МЕЛОВОЙ
ПЕРИОД
ЭВОЛЮЦИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
И
БИОСФЕРЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Биолого-почвенный институт

В. А. КРАСИЛОВ

4402

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И БИОСФЕРЫ

Ответственный редактор
д-р геолого-минералогических наук
Н. П. ВАСИЛЬКОВСКИЙ



МОСКВА
"НАУКА"
1985



Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. Красилов В.А. — М.: Наука, 1985.

Предпринята попытка синтеза имеющихся данных о меловом периоде как исключительно насыщенном геологическими и биологическими событиями этапе земной истории. Обобщены региональные материалы по стратиграфии, тектонике, геологическому развитию подвижных поясов и кратонов. Выявлены общие закономерности тектогенеза, основные палеогеографические события, изменения климата и их причины. Эволюция органического мира и массовое вымирание в конце периода рассмотрены во взаимосвязи с геологическими процессами.

Книга предназначена для широкого круга специалистов в области наук о Земле и общей биологии.

Табл. 5, фототабл. 4, ил. 49, библиогр. 748 назв.

Рецензенты:

О.Г. Кусакин, Ю.И. Оноприенко

Валентин Абрамович Красилов

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД. ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И БИОСФЕРЫ

*Утверждено к печати Биолого-почвенным институтом
Дальневосточного научного центра Академии наук СССР*

Редактор *М.П. Долуденко*. Редактор издательства *В.Х. Марусич*
Художник *И.Ю. Нестерова*. Художественный редактор *Г.П. Валлас*
Технический редактор *О.В. Аредова*. Корректор *Т.И. Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 29357

Подписано к печати 17.07.85. Т — 14839. Формат 60 × 90 1/16
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман
Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,0 + 0,3 кл. Усл.кр.-отт. 15,5. Уч.-изд.л. 19,4
Тираж 1050 экз. Тип. зак. 820. Цена 2р. 90к.

4-я типография издательства "Наука"
630070, г. Новосибирск-77, ул. Станиславского, 25

ПРЕДИСЛОВИЕ

Традиционный маршрут машины времени ведет в царство самого страшного хищника — тираннозавра и самого большого крылатого дракона — кецалькоатля, иначе говоря, в меловой период. Притягательность мелового периода в том, что он так не похож на наш и в то же время в нем наши эволюционные корни. Это период бурных геологических и биологических событий, в ходе которых Земля и жизнь на ней начали приобретать современный облик. Это пробный камень для эволюционных гипотез. Это к тому же самая богатая кладовая нефти и газа.

Стратиграфии, тектонике, палеогеографии и палеонтологии мелового периода посвящено огромное количество работ (мы цитировали не более 25% и по преимуществу недавние публикации — конечно, не лучший способ отразить историю идей, но с их помощью читатель выйдет на более полную библиографию). По-видимому, назрела необходимость в обобщении достигнутого, хотя накопление данных продолжается в нарастающем темпе. Автор понимает, насколько трудно охватить все аспекты меловой истории в одной книге и рассматривает свою попытку как первый шаг на пути к более обстоятельному синтезу. Первоначально намечалась коллективная монография с участием Д.П. Найдина, В.П. Похиалайнена и Ю.И. Каца, но по причинам главным образом техническим написанные ими разделы составили отдельную книгу, с которой читатель сможет вскоре ознакомиться.

В работе над региональными очерками автор опирался не столько на обзоры, сколько на оригинальные публикации, пытаясь составить непредвзятое представление о геологических и биологических событиях. В эти очерки, составившие первый раздел, включены в основном сведения, необходимые для последующих аналитических разделов. Как ни трудно отделить факты от их теоретического осмысления, автор в ряде случаев пришел к выводам, не совпадающим с выводами тех исследователей, у которых он почерпнул исходную информацию. В современной геологической литературе слишком явно ощущается давление плит-тектонической парадигмы. Мы же пытались избежать (насколько это вообще возможно) тенденционной подачи материала.

В книге практически нет новых терминов (лишь "эпиаллохтон" предложен вместо явно неудачного "неоавтохтона"). Некоторое отклонение от традиций можно усмотреть лишь в том, что женское имя Тетис-Тетфия (не Фетиды) не склоняется, и словам, оканчивающимся на *cline*, *stroma*, придана форма женского грамматического рода (термоклина, лизоклина, олиострома: не термоклин, лизоклин, олиостром). Английские слова "спрединг", "субдукция", "обдукция", за последние годы утвердившиеся в русской геологической литературе, употребляются лишь в контексте породившей их теории плит.

Автор признателен сотрудникам лаборатории палеоботаники Биологического почвенного института ДВНЦ АН СССР за постоянную поддержку и помощь в работе над книгой.

ВВЕДЕНИЕ

ЧЕМ ПРИМЕЧАТЕЛЕН МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

Прежде чем углубиться в меловой период, хотелось бы определить его основные признаки. Указав, что меловой период — это промежуток между 135 и 65 млн. лет тому назад или между появлением *Subturmanna subalpina* и *Globigerina eugubina*, мы ничего не скажем по существу. Подобное определение может лишь навести на мысль, что границы мелового (и любого другого) периода устанавливаются условно, по соглашению между специалистами. В действительности условно выбраны лишь маркеры границ, сами же они существуют вне всяких условностей как крупные рубежи в развитии земной коры и биосферы. Эти рубежи обусловлены событиями, повлекшими за собой другие события и применяемые на практике маркеры границ — зачастую конечные члены в цепи событий.

Предваряя обсуждение в последующих разделах, отметим, что меловые отложения развиты на площади около $6 \cdot 10^6$ км² на континентах и $100 \cdot 10^6$ км² в океанах. Их объем составляет, по нашим подсчетам, около $25 \cdot 10^6$ км³ на континентах ($\frac{1}{4}$ этого объема приходится на окраинные бассейны, включая их шельфовые части) и около $60 \cdot 10^6$ км³ в океанах (см. также [11]). Океанские отложения преимущественно кремнисто-карбонатные (в Северном Ледовитом океане кремнистые) и темносланцевые, морские эпиконтинентальные — мел-мергельные, песчаные, темносланцевые и фосфатные. В континентальных бассейнах угленосные сероцветы занимают около 30% площади, красноцветы, гипсоносные и частично также угленосные — 65%, соленосные и темносланцевые озерные фаши в области красноцветов — около 5%.

В "диагноз" мелового периода должны войти такие события, как консолидация и гранитизация Тетического и Тихоокеанского подвижных поясов, самое обширное за всю геологическую историю формирование покровных систем с офиолитовыми блоками, в том числе крупнейших офиолитовых массивов Троодос и на Кипре, Семайл в Омане, Папуа и других, образование новых планетарных структур, таких, как Тихоокеанский наземный вулcano-плутонический пояс, островодужная система западной Пацифики — прообраз современной, система океанских хребтов и плато, крупнейшие базальтовые провинции океанов и континентов (в начале мела завершилось формирование Восточно-Бразильской провинции, в конце — началось формирование Северо-Атлантической и Деканской провинций). Масштабы рудообразования соответствуют этим событиям.

По теории плитовой тектоники в меловом периоде происходит очень значительное разрастание океанской коры. Более уверенно можно говорить о развитии пелагического осадконакопления в океанских котловинах, образовании уровня карбонатной компенсации, небывалом распространении океанской аноксии и углеродистых фаций. Захоронение карбонатного и органического углерода в океанских котловинах привело к окислению атмосферы.

Меловые трансгрессии покрывали около $58 \cdot 10^6$ км² современной суши, и в то же время около $20 \cdot 10^6$ км² современного морского дна поднималось выше уровня моря. Произошло, вероятно, самое значительное в геологической истории выполаживание гипсометрической кривой. Основные черты рельефа современного геоида может быть восходят к меловому периоду.

Возникли новые литологические типы пород — кремнисто-карбонатные турбидиты, писчий мел, так называемая опоковая формация. Более половины мировых запасов нефти и газа содержится в меловых отложениях.

Он играет также выдающуюся роль в истории биоты: впервые появились цветковые растения, настоящие птицы и высшие млекопитающие, в том числе приматы. Только в меловом периоде встречались такие экосистемы, как хвойные секвойя-паратаксодиевые леса с лавролистными и платановыми цветковыми, рудистовые рифы. Были открыты новые экологические ниши и эволюционные адаптации, связанные с инфаунным (у морских беспозвоночных) и древесным (у млекопитающих) образом жизни, антофилией, более сложным социальным поведением у насекомых и позвоночных.

Возникли экосистемы с многоярусной трофической структурой, возросло разнообразие хищников, особенно дурофагов. В мелу существовали самые крупные наземные хищники, самые крупные летающие животные.

Динозавры в меловом периоде достигли расцвета и небывалого разнообразия по развитию мозга, способам питания, средствам нападения и защиты, турнирному оружию и даже вокальным данным. Их вымирание остается одной из самых волнующих тайн в истории жизни на Земле, а ведь это лишь один из эпизодов великого мелового вымирания. Конец мела ознаменовался также очень значительной геохимической аномалией, природа которой не вполне ясна.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА

Меловой период открывается и завершается тектоно-магматическими и сопряженными с ними эвстатическими фазами (см. раздел II). Первый этап примечателен накоплением исключительно мощных паралических ("вельдских") фаций на континентальных окраинах и кремнисто-карбонатных кальпионелловых турбидитов в срединном Тетическом поясе. Второй этап начинается тихоокеанской тектоно-магматической фазой позднего неокома. Образование офиолитовых покровов в Альпийском и других поясах, трансгрессии, развитие стратификации и темносланцевых фаций в океанах, планктонный взрыв и дальнейшее преобразование морских экосистем, появление покрытосеменных и непосредственных предков высших млекопитающих так или иначе связаны с этой фазой. В середине

периода идет адаптивная радиация всех выдвинувшихся во время поздне-неокомских событий групп организмов, и после туронской тектоно-магматической фазы (соответственно эвстатического цикла) типичные для него экосистемы вступают в климаксную фазу. Вымирание на рубеже мела и палеогена затронуло главным образом доминирующие виды конечных стадий экологической сукцессии. Разнообразие на родовом уровне сократилось наполовину, исчезли целые экосистемы, а также отдельные адаптации.

Весь меловой период можно рассматривать как крупный эвстатический цикл с регрессиями в начале и конце, трансгрессиями в середине. Ранне- и позднемеловая эпохи — это циклы второго порядка почти одинаковой длительности. Хотя общепринято деление меловой системы на два отдела и выражение "средний мел" носит неформальный характер, трехчленное деление также имеет давние традиции. Оно оправдано большим значением поздне-неокомских и туронских событий, делящих меловой период на три равные части — неоком, безмянный "средний мел" и сенон. Существует также вариант четырехчленного деления [31]. Для упорядочения номенклатуры следовало бы дать какое-то название "среднему мелу", например, "апальстон" (ап-альб-сеноман-турон).

Выбор между тем или иным вариантом деления на отделы/эпохи в конечном счете зависит от оценки относительной роли тихоокеанской, австральпийской и средиземноморской тектоно-магматических фаз, их палеогеографических и биотических последствий (см. раздел II). По этим представлениям можно ожидать некоторого (неполного) соответствия между подразделениями по литолого-фациальным, палеомагнитным и палеонтологическим признакам. В Северо-Атлантической области меловая система более или менее отчетливо делится на две части — кластическую нижнюю и карбонатную верхнюю. Массивное карбонатонакопление начинается в большинстве случаев с позднего альба ("вракона"). В эпикратонном обрамлении центральноазиатской Тетис аналогичный рубеж проходит в туроне. В окраинных бассейнах Южно-Атлантической области выделяют нижнюю континентальную, среднюю лагунную (эвапоритовую) и верхнюю морскую серии. В Тихоокеанском поясе основной литолого-фациальный рубеж проходит между кластическими, вулканогенно-кластическими, нередко кремнистыми морскими и паралическими отложениями нижней половины мела и наземной вулканогенной толщей, накопление которой началось в промежутке между альбом и туроном и продолжалось в палеогене.

Магнитостратиграфическое деление мела трехчленное: последовательность зон в нижней части, от берриаса до раннего апта, отражает знакопеременное поле, в средней — от апта до сантона включительно, — спокойное и в верхней, от кампана и выше, — снова знакопеременное. Для построения общей магнитостратиграфической шкалы используют две группы данных: 1) палеомагнитную зональность наземных разрезов и колонок глубоководного бурения и 2) последовательность океанских полосовых магнитных аномалий, датированных радиометрически по базальтам или палеонтологически по покрывающим их осадкам. Предполагается, что полосовые аномалии — это спрединговые аномалии, т.е. последовательные порции океанской коры, приобретшие намагниченность

в условиях знакопеременного поля. Их горизонтальная последовательность, таким образом, отвечает вертикальной последовательности магнитозон в геологическом разрезе. Пояса без полосовых аномалий отвечают эпохам спокойного поля.

В разделе II предложена иная интерпретация полосовых аномалий как результата остывания пород после очередного теплового события. Ширину зон при этом контролирует развивающаяся одновременно контракционная трещиноватость коры. Поскольку остывание происходит в определенной последовательности — от горячей зоны срединного хребта к периферии, — то порядок полосовых аномалий сохраняет определенный хронологический смысл.

Нижняя знакопеременная серия первоначально описана в западной части Северной Атлантики и известна как мезозойская (М), или серия, Китли ("Keathley lineations"). Нумерация от М-25 до М-0 относится к обратным намагниченным интервалам в промежутке от оксфорда до базального апта, граница юры и мела — предположительно в промежутке между М-18 и М-17 [16]. Отдельные аномалии датированы исходя из представления о постоянной скорости спрединга в пределах серии, т.е. крайне ненадежно, однако в некоторых случаях есть контрольные палеонтологические датировки. В Тихом океане серии аномалий Феникс, Гавайская и Японская сопоставляются с атлантической серией Китли. Осадки над базальтами в зоне аномалии М-9 датированы валанжином, между М-8 и М-4 — валанжином—готеривом [13]. Интервалы, сопоставимые с М-0, М-1 и М-3, датированы в умбрийских разрезах соответственно нижним аптом, средним и нижним барремом [16].

После М-0 начинается длинный спокойный интервал прямой полярности, верхний предел которого проходит вблизи границы сантона и кампана в умбрийских разрезах (Губбио). От этого уровня идет отсчет кайнозойских аномалий 34, 33 . . . , граница мела и палеогена проведена между 30 и 29 (нумерация относится к интервалам прямой полярности,

Таблица 1

Палеомагнитная шкала [16, 33].
Радиометрические даты по [45].

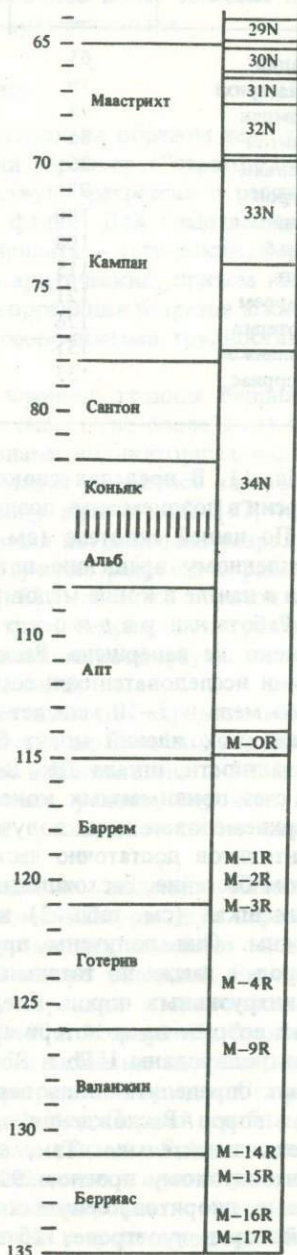


Таблица 2

Варианты радиохронометрической шкалы мелового периода [24]

Ярус	[45]	[41]	[26]	[24]	6 млн. лет/ярус
Даний	65	65	65	66	66
Маастрихт	70	72	73	72	72
Кампан	78	83	83	84	78
Сантон	82	86	87	88	84
Коньяк	86	88	88	90	90
Турон	92	91	91	91	92
Сеноман	100	95	97	95	98
Альб	108	107	113	107	104
Апт	115	112	119	114	110
Баррем	121	114	125	118	116
Готерив	126	119	131	122	122
Валанжин	131	126	138	131	128
Берриас	135	130	144	135	134

табл. 1). В пределах спокойной зоны установлены кратковременные инверсии в позднем апте, позднем альбе и сеномане.

По нашей гипотезе (см. раздел II), спокойная зона соответствует замедленному вращению планеты, знакопеременные — ускорению вращения в начале и конце мелового периода.

Работа над радиохронометрической шкалой мела еще далеко не завершена. Расхождения между датами, полученными различными исследователями, составляют около 1–2 млн. лет для ярусов верхнего мела и 3–10 млн. лет для ярусов нижнего мела ([24], табл. 2). Причины расхождений могут быть как методическими, так и техническими. В частности, шкала Дж. Ван Хинте отличается от последующих частично за счет принимаемых констант радиоактивного распада K, Rb и U [24]. Верхнемеловые даты получены главным образом по бентонитам. Прослой бентонитов достаточно часты, особенно во внутреннем Северо-Американском бассейне. Расхождения между верхнемеловыми частями трех новейших шкал (см. табл. 2) незначительны. Нижнемеловые даты менее надежны. Они получены преимущественно по глаукониту из осадочных пород, а также по тотальным и мономинеральным пробам из вулканитов и интрузивных пород. Следует отметить, что K-Ag даты дают минимальный возраст из-за потери аргона. В случае интрузий они могут быть проконтролированы U-Pb и Rb-Sr методами, но интрузии сами по себе позволяют определить лишь верхний возрастной предел вмещающих осадочных пород. Расхождения между этими группами данных в ряде случаев очень значительны. Так, сланцы Маури верхнего альба датированы по бентонитовому прослою 92 ± 2 млн. лет, тогда как U-Pb возраст кварцевых диоритов, секущих среднеальбскую свиту Алиситос на Калифорнийском полуострове, 115 млн. лет [13]. На шкале [26] все нижнемеловые арусы/века имеют продолжительность 6 млн. лет. Средняя продолжительность верхнемелового яруса/века также около 6 млн. лет, если исклю-

чить коньяк — около 2 млн. лет. Периодичность в 6 млн. лет наблюдается в различных частях фанерозойской шкалы [25]. В правой колонке табл. 2 приведены гипотетические даты для ярусов по 6 млн. лет каждый (за исключением коньякского, отражающего периодичность более низкого порядка). Их совпадения с эмпирическими датами примечательны.

Нижняя и верхняя границы

Разногласия по поводу границ объясняются главным образом тем, что в природе они имеют не линейный, а объемный характер ("стратозкотоны"). К тому же границам периодов соответствуют регрессии и распространение континентальных или паралических фаций. Для границы юры и мела существует по меньшей мере четыре варианта — тетический, борельный морской, борельный паралический и арктический, причем каждый имеет свои внутренние осложнения. Даже корреляция разрезов южной и восточной Англии сталкивается с почти непреодолимыми трудностями [49].

В стратотипическом районе юго-восточной Франции граница берриаса и валанжина выражена очень четко, с незначительным (не более 2 м) перекрытием между стратиграфическими диапазонами индикаторных видов аммоноидей. В силу этого у многих исследователей сложилось впечатление, что именно здесь следует проводить границу юры и мела [17, 46]. Такой же вывод был сделан на основании изучения пограничных разрезов южных районов СССР [4]. Однако детальное изучение разрезов в районе Караваки, юго-восточная Испания, показало [28], что здесь переход от берриаса к валанжину более постепенный и титон-берриасская граница определяется более значительным изменением аммонитовой фауны между зонами *Pseudosubplanites grandis* и *Subturmannia subalpina*.

В отношении верхней границы берриаса существуют два варианта: в основании зон *Thurmanniceras otopeta* или *Tirnovella alpillensis*. Участники специального симпозиума по ярусным границам в Копенгагене, в 1983 г., поддержали первый более традиционный вариант, указав, впрочем, на преимущества второго, лучше согласующегося с зональностью по кальционеллидам [14].

На Восточно-Европейской платформе традиционно выделяли нижний и верхний волжские и рязанский ярусы, но номенклатура двух первых неустойчива, их объединяют в один с подъярусами или заменяют на новые кашпурский и городищенский [10]. На севере Западной Европы традиционные подразделения — это морской портланд и гипсоносный пурбек, включающий вельд, кацбург, "Cinder Bed" и "серпулит". Взаимоотношения между ними не вполне ясны. Наиболее важными корреляционными уровнями можно считать распространение родовой группы *Craspedites* — *Subcraspedites* и затем *Praetollia* — *Chetaites*. Первый приблизительно соответствует нижнему берриасу в объеме надзоны *Subturmannia occitanica* (в понимании Ф. Хедемекера), верхней волге и нижнему—среднему пурбеку (хотя его граница с портландом диахронна и осложнена перерывами), второй — верхнему берриасу, рязани и среднему—верхнему пурбеку, включая *Cinder Bed* и серпулит (их образование относили за счет ингрессий рязанского моря, но в последнее время на этот счет появи-

Таблица 3

Корреляция порубежных отложений юры и мела

	Шкала тетис [28]	[14]	Бореальные шкалы [10, 49]			Бореальные аммонитовые комплексы	
Валанжян	Thurmanniceras pertransiens	Th.otopeta	Вельд	Вельд	Верхняя разань	Tollia – – Paratollia – – Menjaites	
	Tirnovella alpillensis					B. callisto	Верхняя разань
Берриас	Berriasella picteti	B. callisto	Пурбек	Cinder bed	Серпу-лит	Нижняя разань	
	Berriasella paramimouna						Капбург
	Dalmasiceras dalmasi						
	Berriasella privasensis						
	Subturmannia subalpina						
Титон	Pseudosubplanites grandis	Портланд	Спислби	Мюндер	Средняя волга		
	Berriasella jacobii						
	"Durangites"						

лись серьезные сомнения [49]. Вельд – в основном фация верхнего пурбека, в северной Франции – также нижнего пурбека (табл. 3).

В целом нижняя граница мела не очень отчетлива, что и неудивительно, так как она проходит в относительно спокойном интервале, отмеченном лишь диаблонской фазой позднекимерийских движений, имеющей довольно ограниченное значение. Более значительные события связаны с невадской (кимеридж–титон) и бореальной предсредневожской фазами (см. раздел II). Естественная граница юры и мела могла бы пройти по одному из этих рубежей.

Верхняя граница несомненно более естественна. Уже то обстоятельство, что датский ярус был исторически выделен как верхний ярус мела, а в последние годы почти единодушно признан палеогеновым, показывает, что границы систем – отнюдь не условные, а реальные рубежи, с которыми приходится считаться, исправляя пусть с большим запозданием допущенные ошибки.

Номенклатура порубежных подразделений проще, чем на нижней границе. Маастрихт распознается универсально как в морских, так и в кон-

тинентальных фациях. Однако взаимоотношения между стратотипическим данием, монсом и континентальными толщами еще не вполне ясны. Вследствие регрессии континентальные фации с остатками растений получили в это время очень широкое распространение. Корреляция с морскими отложениями осуществляется главным образом по палинологическим данным и благодаря морским интеркаляциям во флороносных толщах: например, слои Кэннонболл, относимые ко второй фораминиферной зоне палеоцена *Globigerina* (*Eoglobigerina*) edita, вклиниваются в свиту Лудлоу — нижнюю часть континентальной серии Форт-Юнион (Дакота, США). Предложенный автором [6] вариант корреляции континентальных толщ показан в табл. 4.

Наиболее очевидный признак границы мела и палеогена — вымирание самых обычных меловых форм — нильссониевых и доминирующих хвойных (*Parataxodium*, *Protophyllocladus*), *Arkhangelskiella cymbiformis* и других кокколлитов, глоботрунканид и гетерогелицид среди планктонных фораминифер, доминирующих групп беспозвоночных — иноцерамов, рудистов, аммонитов, белемнитов — и позвоночных — динозавров, птерозавров, мозазавров, зубастых птиц, почти всех меловых сумчатых. Основные возражения против вымирания как критерия границы сводятся к тому, что оно 1) разновремененно в разных группах и 2) происходило постепенно.

Представление о разновременном вымирании основывалось на сомнительных теоретических доводах (основная причина — конкурентное исключение, развивающееся в каждом случае по своим канонам), не имело фактической опоры и с появлением более точных геохронологических методов утратило популярность (бытует еще среди биологов, мало знакомых с современной стратиграфией). В настоящее время можно с известной долей уверенности говорить об одновременном (в пределах разрешающей способности современных геохронологических методов) вымирании доминирующих форм в морских и наземных экосистемах (палеомагнитные данные, якобы указывающие на диахронность порядка 300 тыс. лет, сейчас дискредитированы, см. раздел IV).

В отношении постепенного или внезапного вымирания также существует ряд весьма устойчивых заблуждений. Утверждение, что динозавры постепенно вымирали в течение всей позднемеловой эпохи так же неверно (на кампан—ранний маастрихт приходится пик разнообразия и численности этих животных), как и то, что вымирание разразилось, как гром среди ясного неба. Нас должно интересовать главным образом сокращение таксономического разнообразия и/или размеров популяций в позднем маастрихте или в его последней хроне. В отношении динозавров вопрос остается открытым, так как характер местонахождений не позволяет изучить изменения в пределах узких стратиграфических интервалов. Для аммоноидей отмечается сокращение разнообразия ниже границы [47]. Иноцерамы в позднем маастрихте представлены аберрантными "иноцерамовидными" формами типа *Tenuipteria* и *Korjakia*. В пелагических отложениях, где скорость осадконакопления едва ли превышала $0,5-1 \text{ см} \cdot 10^{-3} \text{ лет}$, заметное сокращение двукилевых планктонных фораминифер наблюдается уже в 0,5 м ниже границы, в пределах зоны *Abathomphalus mayagoensis* [34]. Здесь возрастает значение бескилевых и аглюти-

Таблица 4

Схема корреляции флороносных разрезов датского яруса с его стратотипом [6]

		Дания	Бельгия	Шпицберген	Гренландия	Канада, Альберта
Датский ярус	Верхний	Песчанистые известняки	Известняки Монса	Нижняя свита песчаников, "таксодиевый сланец"	Агатдал	Паскапу
	Нижний - средний (данский)	Церитовые и коралловые известняки	Туфы Сипли		Кангилия	Верхний Эдмонтон (Сколлард)
Подстилающие отложения		Маастрихт морской	Маастрихт морской	Нижний мел континентальный	Кампан и маастрихт морской	Маастрихт континентальный (Эдмонтон)

нирующих форм. В этом же интервале сокращается численность типичных меловых кокколитов *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Cribrosphaera ehrenbergii* и др. Меловые формы, встречающиеся в нижних палеоценовых зонах, считают (может быть, без достаточных оснований) переотложенными.

Критерий первого появления в отношении границы мела и палеогена оказался не слишком действенным. Индекс нижней палеоценовой зоны *Globigerina* (*Eoglobigerina*) *eugubina* появляется в одних случаях выше уровня вымирания [34], в других — существенно ниже [22]. Совмещение этих уровней, вероятно, происходит вследствие перерыва или конденсации слоев. Неудачным оказалось проведение границы по первому появлению *Markalius astroporus*, так как этот вид был впоследствии обнаружен в заведомо маастрихтских комплексах.

Среди наземных растений случаи окончательного вымирания на границе мела и палеогена, хотя и нередки, все же имеют меньшее значение, чем изменение численности и экологического статуса. Так, *Sequoia*, основной доминант поздне меловых лесных формаций, в палеоцене переходит на положение редкой формы, уступая место *Taxodium* и *Metasequoia*. В силу этого автор пришел к выводу, что основными критериями границы могут быть 1) общее сокращение разнообразия и 2) смена доминирования (причем палеоценовые доминанты могут встречаться в виде редких форм ниже границы, и наоборот). Складывается впечатление, что эти же критерии применимы и к морским фациям. Например, признаком границы может быть не первое, но массовое появление *Thoracosphaera operculata* [44].

Канада, Британская Колумбия	США, Дакота	Патагония	Зап. Са- халин	Амурская область
	Танг- Ривер	Доротея (с флорой)		Верхний цагаян
Сифтон	Лудлоу Кэннон- болл	Доротея (с <i>Lahillia</i>)	Бошняковс- кая свита	Средний цагаян
Кембрий	Маастрихт континен- тальный (Хелл- Крик)	Маастрихт морской	Маастрихт морской и континен- тальный (верхние слои крас- ноярсковс- кой свиты)	? Маастрихт континен- тальный (нижний — средний цагаян)

Ярусы и зоны

Ярус сохраняет значение основной единицы международной шкалы, так как это наименьшее подразделение, которое удастся повсеместно распознать в различных фациях и по различным наборам биофоссилий. В отличие от яруса зоны соответствуют временной стабилизации того или иного стратиграфического признака (морфотипа, вида или сообщества). В пределах яруса по разным признакам может быть выделено разное число зон, имеющих географические и фациальные ограничения. Очевидно, не следует рассматривать ярус как сумму зон.

История выделения ярусов меловой системы, их современный статус и предлагаемые пограничные стратотипы рассматриваются в ряде недавних публикаций [14, 37, 43]. Как известно, ярусы были установлены большей частью в 1840—1856 гг. и немногие — в 1857—1871 гг. Принцип их выделения можно назвать по преимуществу фациальным, так как учитывалась в первую очередь смена литофаций (например, между пурбекскими и морскими фациями в основании валанжина Юрских гор) и сопутствующее изменение фауны, последнее в ряде случаев рассматривалось как главный критерий. Границы валанжина/готерива, апта/альба, сеномана/турона, турона/коньяка, кампана/маастрихта в стратотипических районах отмечены перерывами, хардграундами и конденсированными слоями. Более полные хорошо изученные разрезы вне стратотипических регионов, в которых могут быть выделены пограничные стратотипы, известны на севере ФРГ, в юго-восточной Испании, Крыму, на Кавказе, на Мангышлаке, в Тунисе, на побережье Мексиканского залива.

Тот факт, что классические ярусы при всей неполноте их стратотипов

и фациальной основе выделения все же остаются в течение почти 150 лет основной международной стратиграфической корреляции, показывает, что они отражают последовательность планетарных событий, проявленных (хотя и по-разному) во всех фациальных зонах (в соответствии с установками школы Ж. Кювье — А.Д'Орбиньи это — по преимуществу эвстатические события).

Дальнейшую разработку ярусной шкалы можно вести в плане документирования и все более достоверной интерпретации пограничных событий, имея в виду построение каузальной стратиграфической системы. Такого рода усилия предпринимались главным образом в отношении границы маастрихта и дания. В последнее время многие исследователи приходят к выводу, хорошо сформулированному Ф. Хедемекером в отношении юрско-меловой границы: "Какая бы граница ни была в конечном счете выбрана, важно, чтобы глобальные события были приняты во внимание, прежде чем выбор будет сделан" [28]. Можно отметить также обстоятельный событийный анализ сеноман-туронской границы, относящейся на интервал широкого распространения темносланцевых и красномергельных фаций [19].

Тем не менее этот подход не завоевал достаточно широкого признания по причине еще бытующих наивных представлений о биологической эволюции как вполне автономном процессе, не зависящем ни от каких геологических событий, и вследствие трудоемкости экостратиграфического исследования. Пока что более практичным считают проведение границ по первому появлению руководящих таксонов, несмотря на очевидные затруднения, связанные с неполнотой летописи первых появлений, их эволюционной неопределенностью и зависимостью от таксономических различий. Индексами зон, определяющих верхнюю границу каждого яруса и нижнюю последующего, признаны [14]:

Берриас/валанжин:	<i>Tirnovella otopeta</i> или <i>Tirnovella alpillensis</i> .
Валанжин/готерив:	<i>Acanthodiscus radiatus</i> и родственные виды.
Готерив/баррем:	<i>Pseudoturmannia</i> или (второй вариант) <i>Holcodiscus</i> .
Баррем/апт:	<i>Prodeshayesites</i> .
Апт/альб:	<i>Leymeriella schrammeni</i> .
Альб/сеноман:	<i>Hypoturrilites schneegansi</i> и близкие виды.
Сеноман/турон:	<i>Pseudaspidoceras flexuosum</i> (также <i>Mytiloides</i>).
Турон/коньяк:	<i>Forresteria petrocoriensis</i> .
Коньяк/сантон:	<i>Inoceramus (Cladoceramus) unduloplicatus</i> .
Сантон/кампан:	<i>Gonoteuthis granulataquadrata</i> .
Кампан/маастрихт:	<i>Belemnella lanceolata</i> .

Разумеется, практическое определение границ во всех случаях предполагает анализ всей фауны, а не только нахождение индекс-вида. Вымирание (например, *Marsupites* на границе сантонкампан) нередко имеет большее практическое значение, чем появление вида-индекса. Аммониты традиционно превалируют в качестве ярусных и зональных индикаторов, за ними следуют белемниты, иноцерамы и морские ежи, причем значение этих групп беспозвоночных возрастает в верхних ярусах. В отложениях внутреннего моря Северной Америки, где часты радиометрически

датированные бентонитовые прослои, рассчитана средняя продолжительность существования вида у аммонитов — 0,45 млн. лет, иноцерамов — 0,75 млн. лет и других двустворок — 0,86 млн. лет [30]. Высокую скорость видообразования у аммонитов можно частично отнести за счет лучшей таксономической изученности. Определенную роль, вероятно, сыграли такие факторы, как положение в трофических цепях (с одной стороны, пресс хищников — декапод, костистых рыб, мозазавров, с другой — пресс жертв, хорошо защищенных ракообразных, см. раздел IV) и половой отбор, особенно у гетероморфных видов. Немаловажно, что меловые аммониты изучены гораздо лучше других ископаемых организмов в отношении филэмбриогенеза [3, 32, 48]. В то же время связь аммонитовых комплексов с литофациями сейчас не вызывает сомнений [23]. Можно даже предположить, что именно большая чувствительность к факторам среды обусловила высокие темпы смены сообществ аммонитов и сделала их архистратиграфической группой.

Широкие межрегиональные корреляции опираются не столько на индикаторные виды, сколько на эволюционные уровни — грады, независимо достигнутые параллельно развивающимся эволюционными линиями аммонитов. В этом плане все большее значение приобретают планктонные фораминиферы и нанофоссилии, особенно в связи с глубоководным бурением. Почти для всех ярусных границ предложены фораминиферовые индексы (на основе как первого, так и последнего появления [39]). Зональные шкалы по нанофоссилиям не менее дробны, чем моллюсковые и фораминиферовые.

В континентальных и прибрежных фациях ведущее значение для межрегиональной корреляции имеют палиноморфы — споры, пыльцевые зерна и цисты динофлагеллат. Зоны палинологических схем, получивших международное признание, обычно отвечают ярусу или подъярусу стандартной шкалы [5, 15, 18, 42]. Показана возможность широких корреляций на основе гораздо более дробных зон по динофлагеллатам [35], а также спорам и пыльце. Например, в альбе—сеномане Венгрии установлено шесть палинологических зон [29] (табл. 5). Подход к их выделению иногда монотаксонный (например, в альбе—сеномане Венгрии установленный *Cicatricosisporites*), чаще же политаксонный. Монотаксонный подход, несмотря на кажущуюся простоту и практическую, не дает удовлетворительных результатов (в частности, *Cicatricosisporites* изредка встречается в верхней юре [27] и в бариасе [2]). Макрофоссилии растений также используют как монотаксонные индексы (последнее появление "*Raphaelia diamensis*" на границе юры и мела [1]), но большинство фитостратиграфических подразделений носит характер экозон; их объем обычно не меньше подъяруса стандартной шкалы, зачастую значительно больше.

Остракоды с успехом использованы для межрегиональной корреляции в пределах вельдских фаций [12]. В восточных районах Азии региональные корреляционные схемы с использованием остракод, филлопод [9] и моллюсков, особенно *Trigonioides* и родственных форм [8, 21], приближаются по детальности к ярусным. Из позвоночных *Lycoptera* важна для корреляции пограничных слоев юры и мела в озерных фациях. Значение комплексов наземных позвоночных возрастает в конце периода, когда в пре-

Таблица 5

Сопоставление аммонитовых и палинологических зон среднего мела, альба по [29], сеноман-тулона по [40]

ярус	Подъярус	Аммонитовые зоны	Палинозоны
тулон	верхний	Romaniceras deveriai Coilopoceras requieni	Extratropopollenites hemiperfectus Vacuopollis microconavus
	средний	Romaniceras ornatissimum R. bizeti	? Vacuopollis pyramis
	нижний	Mammites nodosoides	Turonipollis christae
		Fagesia superstes	Atlantopollis reticulatus
		Pachyvasoceras douvillei—durandi	Atlantopollis microreticulatus ?
сеноман	верхний	Calycoceras naviculare s. 1.	Atlantopollis microreticulatus Tricolporopollenites triangulatus
	средний	Acanthoceras jukes-brownei	Tripopollenites worbarrowensis ?
		Turrilites acutus	
		Turrilites costatus	Retitricolpites sarthensis ?
	нижний	Mantelliceras dixoni gr.	
		Mantelliceras saxbii	
		Hypoturrilites carcitanensis	Liliacidites rotundus Retitricolpites amplifissus
альб	верхний	Stoliczkaia dispar	
		Mortoniceras inflatum	
	средний	Euhoplites lautus	
		Hoplites dentatus	
	нижний	Douvilleiceras mammilatum	Bikolisporites toratus
		Leymeriella tardefurcata	

делах маастрихта можно выделить по крайней мере три последовательные фауны млекопитающих [36].

Мы уже упоминали, что средняя продолжительность мелового яруса 6 млн. лет (коньякский ярус, около 2 млн. лет, скорее соответствует подъярусу). Число аммонитовых зон около 70, т.е. в среднем по 1 млн. лет на зону, но если продолжительность существования вида меловых аммонитов около 0,45 млн. лет [30], то дробность зонального деления можно теоретически повысить в два раза. Впрочем, не только аммониты годятся для этой цели. Например, в стратотипе альба с семью аммонитовыми зонами выделено 11 зон по бентосным фораминиферам [38].

Очевидно, дело не в имманентной скорости эволюции (если таковая вообще существует), а в периодичности экосистемных событий, чувствительности организмов к этим событиям и нашей способности распознавать их по смене видов. Периодичность порядка 400—450 тыс. лет хорошо известна исследователям позднего неогена. В ее основе лежит длинный период колебаний эксцентриситета орбиты (413—430 тыс. лет, по астрономическим данным). Можно предположить, что именно эта периодичность определяет предел дробности зональной шкалы мела, в принципе достижимый при работе с любой группой биофоссилий.

ЛИТЕРАТУРА К "ВВЕДЕНИЮ"

1. Вахрамеев В.А., Бархатная И.Н., Добручка Н.А. и др. Палеоботанические данные и граница между юрой и мелом. — Сов. геология, 1973, № 10, с. 19—28.
2. Вахрамеев В.А., Котова И.З. Палинологическая характеристика подмосковного берриаса (рязанский горизонт). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 4, с. 73—80.
3. Догужаева Л.А., Михайлова И.А. Ранний онтогенез меловых гетероморфных аммоноидей. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 5, с. 1233—1237.
4. Друици В.В., Горбачик Т.Н. Зональное расчленение нижнего мела юга СССР по аммонитам и фораминиферам. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 12, с. 95—105.
5. Заклинская Е.Д. Пыльца покрытосемянных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 74, с. 249.
6. Красилов В.А. Цагайская флора Амурской области. М.: Наука, 1976. 92 с.
7. Красилов В.А., Неволлина С.И., Филиппова 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.
8. Мартинсон Г.Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 332 с.
9. Олейников А.Н. Стратиграфия и филлоподы юры и мела Восточного Забайкалья. М.: Недра, 1975. 172 с.
10. Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Берриас бореальных провинций Европы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1984, т. 59, вып. 1, с. 86—98.
11. Хаун В.Е., Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Меловые литологические ассоциации мира. — Сов. геология, 1975, № 3, с. 10—39.
12. Anderson F.W. The Jurassic—Cretaceous transition: The non-marine ostracod faunas. — In: The Boreal lower Cretaceous. Liverpool: 1973, vol. 5, p. 101—110. (Geol. J. spec. iss.).
13. Baldwin B., Coney P.J., Dickinson W.R. Dilemma of a Cretaceous time scale and rates of sea-floor spreading. — Geology, 1974, vol. 2, p. 267—270.
14. 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.
15. Brenner G.J. The spores and pollen of the Potomac Group of Maryland. — Bull. Md Dep. Geol. Mines and Water Resour., 1963, vol. 27, p. 1—215.
16. Channel J.E.T., Ogg J.G., Lowrie W. Geomagnetic polarity in the early Cretaceous and Jurassic. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1982, vol. 306, p. 137—146.
17. Colloque sur la limite Jurassique—Crétacé. — Mém. Bur. rech. géol. et minière, 1975, t. 86, p. 379—393.
18. Doyle J.A. Cretaceous angiosperm pollen of the Atlantic coastal plain and its evolutionary significance. — J. Arnold Arboretum, 1969, vol. 50, p. 1—35.
19. Ernst G., Schmid F., Schmid F., Seibert E. Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. — Zitteliana, 1983, Bd. 10, S. 531—554.
20. Fox S.K., Olsson R.K. Danian planktonic foraminifera from the Cannonball formation in North Dakota. — J. Paleontol., 1969, vol. 43, p. 1397—1405.
21. Guo Fuxiang. Classification of the Asian non-marine Cretaceous system. — Bull. Geol. Soc. Denm., 1984, vol. 33, pt 1/2, p. 115—122.
22. Håkansson E., Hansen J.M. Guide

to Maastrichtian and Danian boundary strata in Jylland. - In: Cretaceous-Tertiary boundary events. Copenhagen: Univ. press, 1979, vol. 1, p. 171-210.

23. *Hallam A.* A sedimentary and faunal study of the Blue Lias of Dorset and Glamorgan. - Philos. Trans. Roy. Soc. London B, 1960, vol. 243, p. 1-44.

24. *Hallam A.* Relations between biostratigraphy, magnetostratigraphy and event stratigraphy in the Jurassic and Cretaceous. - In: Abstr. 27th session IGC. Moscow: 1984, vol. 1, p. 189-212.

25. *Hammen T. van der.* Upper Cretaceous and Tertiary climatic periodicities and their causes. - Ann. N.Y. Acad. Sci., 1961, vol. 95, p. 440-449.

26. *Harland W.B., Francis E.H., Evans P.* A geologic time scale. Cambridge: Univ. press, 1982.

27. *Herrngreen G.E.W., Chlonova A.F.* Cretaceous microfloral provinces. - Pollen et spores, 1981, vol. 23, p. 441-555.

28. *Hoedemaeker Ph.J.* Reconsideration of the stratigraphic position of the boundary between the Berriasian and the Neumaussian (= Valanginian sensu stricto). - Zitteliana, 1983, Bd. 10, S. 447-457.

29. *Juhasz M.* Palynostratigraphic zonation of the Transdanubian Middle Cretaceous. - Acta geol. hung., 1983, vol. 26, N 1/2, p. 41-68.

30. *Kauffman E.G.* Population systematics, radiometrics and zonation - a new biostratigraphy. - In: Proc. N. Amer. Paleontol. Convention Chicago, 1970, pt F, p. 612-665.

31. *Kemper E.* Die Ammoniten des späten Apt und frühen Alb in Nordwestdeutschland. - Geol. Jb. A, 1982, N 65, S. 553-557.

32. *Kennedy W.J., Wright C.W., Chancellor G.R.* The Cretaceous ammonite *Eopachydiscus* and the origin of the *Pachydiscidae*. - Palaeontology, 1983, vol. 26, p. 655-662.

33. *La Brecque J.L., Kent D.V., Candee S.C.* Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. - Geology, 1977, vol. 5, p. 330-335.

34. *Lamolda M.A., Orue-Etxebarria X., Proto-Decima F.* The Cretaceous-Tertiary boundary in Sopelana (Biscay, Basque Country). - Zitteliana, 1983, Bd. 10, S. 663-670.

35. *Lentin J.K.* Palynological zonations of the Cretaceous of Canada. - In: Abstr. 27th session IGC. Moscow, 1984, p. 100.

36. *Lillegraven J.A., Kielan-Jaworowska Z., Clemens W.A., jun.* Mesozoic mammals: The first two-thirds of mammalian history. Berkeley: Univ. Cal. press, 1979. 311 p.

37. *Magniez F. et al.* Crétacé Inferieur. - Mém. Bur. rech. géol et minières, 1980, N 101, p. 255-887.

38. *Magniez-Jannin F. et al.* Essai de corrélation des zones de foraminifères de l'Albien stratotypique (Aube, France) avec les zones d'ammonites. - Geobios, 1983, N 16, fasc. 4, p. 405-416.

39. *Marks P.* Proposals for the recognition of boundaries between Cretaceous stages by means of planktonic foraminiferal biostratigraphy. - Bull. Geol. Soc. Denm., 1984, vol. 33, pt 1/2, p. 163-170.

40. *Medus J., Boch A., Parron C. et al.* Turonian Normapollis from Portugal and southern France. - Rev. Palaeobot. and Palynol., 1980, vol. 31, p. 105-153.

41. *Odin G.S., Kennedy W.J.* Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques. - C. r. Acad. sci. E, 1982, t, 294, p. 384-389.

42. *Pacltová B.* Palynological study of Angiospermae from the Peruc formation (? Albien-Lower Cenomanian) of Bohemia. - Sb. geol. věd., 1971, sv. 13B, s. 105-141.

43. *Rawson P.F.* The Valanginian to Aptian stages - current definitions and outstanding problems. - Zitteliana, 1983, Bd. 10, S. 493-500.

44. *Romein A.J.T.* Lineages in early Paleogene calcareous nannoplankton. - Utrecht Micropaleontol. Bull., 1979, vol. 22, p. 1-231.

45. *Van Hinte.* A Cretaceous time scale. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, vol. 60, p. 269-287.

46. *Wiedmann J.* Das Problem stratigraphischer Grenzziehung und die Jura/Kreide-Grenze. - Eclog. geol. helv., 1968, vol. 61, N 2, p. 321-386.

47. *Wiedmann J.* The heteromorphs and ammonoid extinction. - Biol. Rev., 1969, vol. 44, p. 563-602.

48. *Wiedmann J.* Neue Vorstellungen über Stammesgeschichte und System der Kreideammoniten. - In: Proc. 23rd session IGG, Pr., 1968. W-wa, 1972, p. 93-120.

49. *Wimbledon W.A., Hunt C.O.* The Portland-Purbeck junction (Portland-Berriasian) in the weald and correlation of latest Jurassic-early Cretaceous rocks in southern England. - Geol. Mag., 1983, vol. 120, p. 267-280.

Раздел I

ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И ЭПИКРАТОННЫХ БАССЕЙНОВ

Меловые отложения распространены в 1) альпийских складчатых поясах, 2) на континентальных окраинах, 3) во внутриокеанских впадинах и 4) в эпикратонных ("эпиконтинентальных") бассейнах. В то время как по площади преобладают (3) и (4), наибольший объем приходится на (1) и (2). Складчатые пояса генетически несомненно связаны с окраинами континентов. По причинам, изложенным ниже, мы не проводим деления на "активные" и "пассивные" окраины.

Мы не стремились дать исчерпывающий обзор. В кратких региональных очерках подчеркнуты те особенности мелового тектогенеза и осадконакопления, которые будут использованы в последующих главах.

ТЕТИЧЕСКИЙ ПОЯС

В современном выражении мезозойский Тетический пояс — это полоса альпийских чешуйчатых покровов, на преимущественно герцинском основании, протягивающаяся с северо-запада на юго-восток от Гибралтара до Андаманских островов. Он состоит из более или менее дугообразных звеньев — Альпийско-Средиземноморского, Тавр-Оманского и Афгано-Гималайского. Палеогеографические реконструкции в областях развития покрова весьма условны. По этой причине мы избегаем часто встречающегося обозначения "океан Тетис". Даже Э. Зюссу, автору "Тетис", было трудно согласиться с Г. Штейнманном в том, что альпийские офиолиты образовались в океанских глубинах [см. 372]. Через 80 лет после этих разногласий интерес к офиолитам не только не утрачен, но, наоборот, резко возрос: да это и понятно, ведь от интерпретации офиолитов во многом зависит понимание природы подвижного пояса.

Альпийско-Средиземноморское звено

Включает альпийские покровы от Гибралтара до Крита: Кордильеры Бетика-Суббетика, Пиренеи, Альпы, Южные Карпаты, Апеннины, Динариды, Эллиниды, а также Эр-Риф и Телль-Атлас на африканском побережье.

Считают, что океан Тетис в раннем мезозое выклинивался в восточном Средиземноморье, тогда как его западное продолжение возникло в юре в связи с раскрытием Атлантики и сдвигом Африки к востоку относительно Европы. Если ориентироваться на мезозойские офиолиты как фрагменты океанской коры, то наиболее древняя юрская (может быть триас-юр-

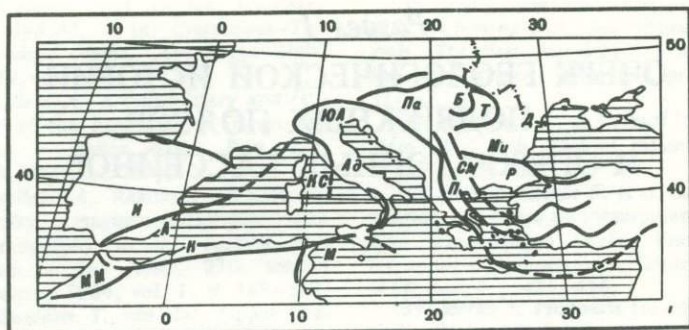


Рис. 1. Блоки европейской части Тетического пояса (с запада на восток)
 ММ – Марокканская Месета, И – Иберия, А – Альборан, К – Кабилия, КС – Корсо-Сардиния, М – Мальта (Пелагия), ЮА – Южные Альпы, Ад – Адриатика, СМ – Сербо-Македония, Па – Паннония, Б – Бихор, Т – Трансильвания, Д – Добруджа, П – Пелагония, Р – Родопы, Ми – Мизийская платформа

ская) "кора" известна в Альпийском секторе, меловая – в восточном Средиземноморье, в западном же Средиземноморье вообще нет свидетельств существования океанского бассейна в мезозое.

Подвижный пояс между стабильной Европы и Африкой представлял собой мозаику блоков – частей Фракийской, Адриатической и Западно-Средиземноморской плит, разбитых триас-юрским рифтогенезом. С севера в него вдаются жесткие выступы Центрального и Чешского массивов, с запада – Мизийская платформа, часть Понто-Каспийской плиты. Существует ряд схем блокового строения [225, 280, 371, 373]. В принятой здесь (рис. 1) на западе выделяется Иберия, Марокканская Месета, Альборан-Кабилия, Корсо-Сардиния, Мальта – восточный Тунис (Пелагия), в центральной части – Адриатические и Южно-Альпийский блоки, на востоке – Паннонский, Бихорский, Трансильванский, Сербо-Македонский, Пелагонийский и Родопский. Разделяющие их рифты в течение мела смыкались и цементировались офиолитовыми швами.

Западное Средиземноморье

На южной окраине испанской Месеты покровы, вероятно, формировались в течение длительного времени, с триаса по миоцен, но главные фазы приходятся на мел и эоцен (в районе Гибралтара – на поздний миоцен).

В начале мела здесь распространены вельдские фации. Трансгрессия развивалась с баррема (апта), и в сеномане море покрывает массив Эбро [553]. Альбские аркозовые песчаники намечают регрессивный эпизод. Одной из основных фаз образования покровов соответствует досенонский перерыв. После сенонских известняково-мергельных циклотем и более глубоководных темносланцевых фаций накопление флиша, вероятно, сопровождало следующую фазу покровообразования.

Флишевый трог протягивался от Гибралтара к Балеарским островам, которые в триасе, вероятно, были окраиной Каталонского массива, но в конце юры – начале мела оказались отрезанными от него глубоким трогом, расположенным на продолжении Гвадалквивирского разлома (рис. 2).

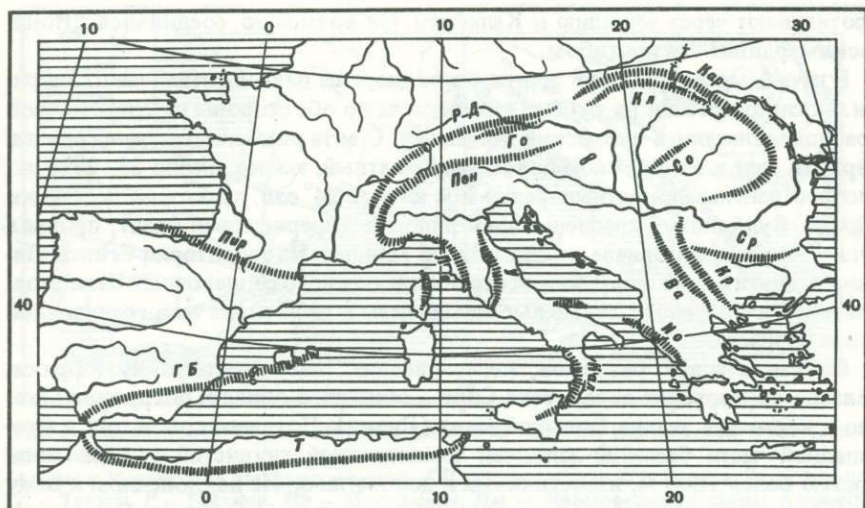


Рис. 2. Зоны мелового—палеогенового флиша в европейской части Тетического пояса Пир — Пиренейская, ГБ — Гибралтар-Балеарская, Т — Тельская, РД — Рейнско-Дунайская, Го — Гозау, Пен — Пеннинская, У — Умбрийская, Л — Лигурийская, Кал — Калабрийская, Кар — Карпатская, Кл — Клипповая, Со — Сольнок, Ср — Среднегорье, Кр — Краиштиты, Ва — Вардар, Ио — Ионическая

Возможны два варианта восточного продолжения Гибралтар-Балеарского флишевого прогиба: 1) к Северо-Альпийскому флишевому трогу или 2) через Корсику к Умбрийскому флишевому трогу Апеннин (см. ниже).

По общему признанию, структуры марокканского Эр-Рифа продолжают структуры Бетики, образуя вместе с ними дугу, обращенную к западу. Гибралтарский флиш также продолжается вдоль Эр-Рифа и надвинут на палеозойский цоколь дуги. Первые признаки активности Азорско-Гибралтарской разломной зоны, пересекающей Гибралтарскую дугу, относятся к триасу—ранней юре, но лишь в миоцене она была расчленена правым сдвигом в несколько десятков километров.

От Эр-Рифа флишевый прогиб протягивается вдоль Тель-Атласа как антипод Гибралтар-Балеарского прогиба. Контролирующей структурой здесь, по-видимому, был субширотный разлом, параллельный Гибралтарскому. Его восточная часть известна как разлом Тебуурсук (Teboussouk). Тельский прогиб отделял Кабийский блок с преимущественно карбонатным осадконакоплением от Сахарской плиты, на которой вельдские фации с позднего апта замещаются карбонатными, постепенно распространявшимися на юго-запад. Вдоль поднятий отлагались гипсоносные мергели. В самом прогибе меловой разрез начинается сублитографскими известняками, затем следует флиш, в позднем мелу — темноцветные мергели и аргиллиты, на рубеже мела и палеогена — зеленоватые мергели и мергелистые песчаники. Граница проходит внутри свиты Эль-Хайра в непрерывных или прерывистых разрезах с хардграундами и фосфоритами. Тельский трог, подобно Балеарскому, наиболее интенсивно погружался в готериве (позднем валанжине)—барреме [567]. На некоторых реконструкциях его

протягивают через Сицилию к Калабрии. Он возможно, соединялся с Ионическим флишевым прогибом.

В начале мела Арабская плита, очевидно, еще не была отделена от Африки. После регрессии на рубеже юры и мела по обе стороны их современной границы отлагались нубийские песчаники. С апта развивается трансгрессия, верхний мел в прибрежной полосе карбонатный, южнее, около 25–27° с.ш., распространены фосфатные фации и к югу от 24° с.ш. дельтовые песчаники [296]. Вулканизм, предвещающий рифтинг (прерифтовая фаза), проявляется с альба, в интервале около 100–75 млн лет. На территории Египта, Ливана и других ближневосточных стран описаны потоки щелочных базальтов, трахитов и риолитов, кольцевые комплексы и небольшие тела гранитоидов этого возраста.

С активизацией разломов, пересекающих северную окраину Африки, связано образование авлакогена Сирт — обширной области погружений южнее и восточнее залива Большой Сирт (Ливия). Позднемеловой торг в юго-западной части бассейна заполнен темноцветной глинистой толщей мощностью более 1000 м, известняками и доломитами. На наклоненном к нему шельфе отлагались рифовые известняки и дельтовые песчаники. В результате мел-палеогеновых движений в южной части бассейна возник грабен Хон, параллельный Восточно-Африканским рифтам и сопоставимый с Рейнским грабеном [352].

А п е н н и н ы

Геосинклинальные отложения Пьемонта, Лигурии, Тосканы и восточной Корсики относятся к шовной зоне между Адриатическим и Корсо-Сардинским блоками, тогда как в южных Апенниннах и Сицилии сохранились фрагменты зоны сочленения с Мальтийским блоком [659].

В Адриатике, по схеме Ж. Обуэна [180] с позднейшими модификациями [239], массивы Аbruцци, Апулия-Гаргано и Далмация, соединяясь под Адриатическим и Ионическим морями, образуют Адриатическую плиту, на северную, западную и восточную окраину которой надвинуты покровы с офиолитовым материалом из шовных зон (рис. 3).

Система покровов не вполне симметрична относительно оси, проходящей посреди Адриатического моря. На западе аллохтон состоит из Умбрийского флиша, надвинутого на массив Аbruцци и, в свою очередь, перекрытого офиолитовыми покровами Тосканы и Лигурии, состоящими из нескольких чешуй, на востоке — из Ионического флиша, надвинутого на Далмацию, карбонатной пластины Высокого Карста (Герцеговина), сопоставимой с Известняковыми Альпами, и офиолитовых покровов Динарид. Сочленение западных и восточных структурных зон частью скрыто долиной р. По, частью прослеживается в Юлианских Альпах [239].

На платформенных массивах нижний мел — доломиты, ангидриты с прослоями известняков, верхний — рудистовые рифы. Перерывы и бокситы приходятся на середину мела (альб-нижний турон в центральных Апенниннах), верхний сенон или границу мела и палеогена. В прогибах накапливались силициты, кремнистые известняки, брекчии, флиш (с позднего сенона, но большей частью с эоцена), в Умбрийском бассейне — карбонатные фа-

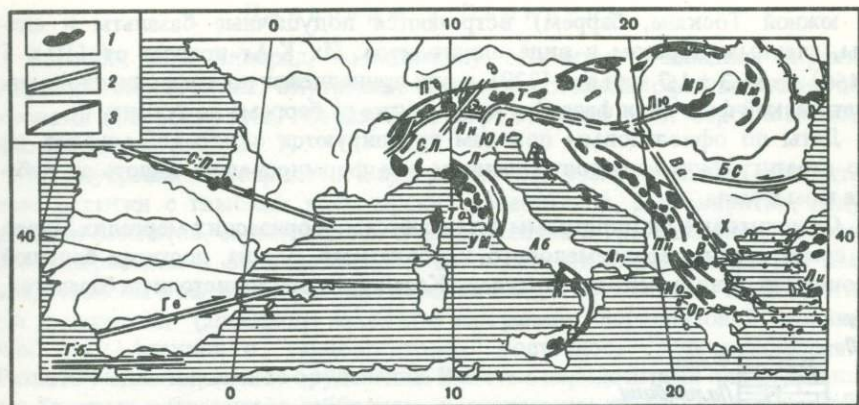


Рис. 3. Офиолитовые зоны и наиболее известные массивы европейской части Тетического пояса

Альпы и Карпаты (с запада на восток): СЛ — Сезия-Ланцо, П — Платта, Эн — Энгаден, Т — Тауэрн, Р — Рейхниц, Мр — Мурешская, Мм — Мarmorешская зоны; Апеннины, Динариды, Эллиниды: Л — Лигурия, То — Тоскана, К — Калабрия, Пн — Пинд, Ор — Оfris, В — Воуринос, Х — Халкидики, Ва — Вардарская зона. Также обозначены блоки: ЮА — Южные Альпы, Ум — Умбрия, Аб — Абруцци, Ап — Апулия, Ио — Иония и разломы: СП — Северо-Пиренейский, Гб — Гибралтарский, Гв — Гвадалквивирский, Га — Гаильтальский, Ин — Инсубрийский, Э — Энгаденский, БС — Банат-Среднегорский, Лю — Любеницкий

1 — офиолиты; 2 — разломные зоны; 3 — границы офиолитовых покровов

ции "скаля" — белые, розовые (Scaglia bianca, rossa), пестрые, с темно-сланцевыми пачками до 400 м и фукоидными мергелями.

Офиолиты образуют покровные пластины внутренних Лигурид и встречаются в виде олистолитов во внешних зонах. Обычный набор пород офиолитовых покровов — аполерцолитовые серпентиниты, кумулятивные габброиды, базальты, брекчии, черт, кальционелловые известняки, изредка рои даек [159]. От альпийских офиолитов они отличаются относительно слабым метаморфизмом. Серпентиниты в верхних горизонтах брекчированы и переходят в офикальциты, в габброидах обычны blastsмилонитовые структуры (рис. 4).

Брекчии занимают различное положение в разрезах — между серпентинитовыми пластинами, между офикальцитами и базальтами, между массивными и подушечными базальтами, под кремнями и т.д. Различают множество разновидностей брекчий по преобладающим породам в обломках (серпентиниты, габброиды, базальты, кремни и др.). Черт Mt. Aple мощностью до 200 м залегает на базальтах или брекчиях. Это метаморфизованные (пренил-пумпеллиитовая фация) полосчатые кремнистые турбидиты, нередко с песчаниками в основании и окремненными стволами хвойных *Agaucagyropytis*. В карбонатных прослоях встречаются берриасские кальционеллы. Вышележащие кальционелловые известняки (в Тоскане им соответствуют серые мергели Мурло [223]) — кальцитурбидиты, переходящие кверху во флишоидные "сланцы" Паломбини — глинистые мергели, аргиллиты с прослоями песчаников. Их нижние горизонты относятся к неокому, верхние, более кремнистые — к апту. В толще Паломбини и ее аналогах (Фоссо-Фико

в южной Тоскане, баррем) встречаются подушечные базальты и силлы, главным образом в виде олистолитов. Их К-Аг возраст от 110 ± 5 [466] до $86,3 \pm 1,7$ млн лет [229], и они принадлежат постофиолитовой магматической фазе (или фазам) в промежутке от баррема до турона.

Даты по офиолитовым породам группируются около 160 млн лет, но по стратиграфическим соотношениям они формировались вплоть до рубежа юры и мела.

Офиолитовые олистостромы встречаются в берриасских мергелях Мурло и среди средне-верхнемелового карбонатного флиша, достигая большой мощности (свита Антола, комплекс Казанова — мегаолистолиты базальтов,



Рис. 4. Схематический разрез офиолитового комплекса Лигурии [159]

гипербазитов, метаморфитов и брекчий в аркозовых песчаниках и др.). Наряду с лигурийским здесь встречается более глубокометаморфизованный офиолитовый материал (глаукофановая фация) альпийского типа.

Сочетание альпийских и лигурийских офиолитов наблюдается в Калабрии, районе Генуи и на Корсике, где они слагают разные покровные пластины. В восточной части Корсики покровы налегают на герцинский фундамент и покрывающие его эоценовые отложения. Они сложены альпийскими "блестящими сланцами" (schistes lustres) — метафлишем из сланцев, кварцитов, известняков, радиоларитов, содержащими олистостромы с километровыми глыбами гнейсов, мраморов и расчлененных офиолитов — лерцолитов, троктолитов, массивных долеритов и подушечных базальтов в сочетании с чертом и кальционелловыми известняками. Оползни и размывы указывают на условия континентального склона с подводными каньонами. Возраст блестящих сланцев здесь определяют в пределах верхняя юра — верхний мел [513]. Для габброидов получена дата 148 ± 15 млн лет [159], для метаморфитов в основании блестящих сланцев — 105 ± 8 млн лет [252]. Последняя, вероятно, соответствует ранней фазе водружения покровов.

Э. Аббате и другие исследователи [159] подчеркивают значение трансформных разломов в формировании апеннинских офиолитов. С ними связывают, в частности, разнообразные брекчии.

Внешняя зона Динарид, по-видимому, относится к западной окраине Адриатического блока. Внутренние Динариды сложены офиолитовыми покровами (Сербская зона). Вардарский рифт отделяет ее от Сербо-Македонского массива (см. рис. 1).

Во внутренних Динаридах и Вардарской зоне распространены офиолитовые меланжи с глыбами триас-юрских известняков, радиоляритов, подушечных базальтов, серпентинитов и амфиболитов в граувакковом матриксе. Гипербазиты в виде небольших тел и пластин площадью до 100 км² представлены в западных районах лерцолитами, в восточных — гарцбургитами и дунитами (Динариды находятся на границе "лерцолитовой" провинции Альп—Апеннин и "гарцбургитовой" восточного Средиземноморья.) Развито медно-никелевое оруденение. Вместе с перидотитами или отдельными блоками встречаются габброиды, параллельные дайки, сиениты и граниты, К-Аг даты по амфиболитам около 160—170 млн. лет (амфиболитовый метаморфизм рассматривается как ретроградный от эклогит-гранулитового). Эти меланжи перекрыты флишоидной кластикой титона—берриаса с офиолитовым детритом [404]. На южном продолжении офиолитовой зоны внутренних Динарид находится рифтовая зона Пинда, отделявшая Адриатику (включая внешние Эллиниды) от Пелагонии. Выжатые из этой зоны покровы водружены как на запад, на внешние Эллиниды, так и на восток, на окраину Пелагонийского блока. Они образуют соответственно офиолитовые зоны промежуточных Эллинид с крупными телами Пинд и Офрис и внутренних Эллинид с офиолитами Воуринос и Эвбея. Вардарская рифтовая зона продолжалась по восточному обрамлению Пелагонийского блока, где проходит метаморфический пояс, глаукофаниты которого слагают излюбленные гомеровскими богами горы Олимп, Оссу, Пелион и продолжают южнее на п-ове Стира и Кикладах. В покровные пластины входит триас-юрские известняки, турбидиты и вулканиты, амфиболиты — вероятный продукт метаморфизма этих пород, перидотиты (чаще гарцбургиты, чем лерцолиты), габброиды, пронизанные родингитовыми дайками и силлами, вулканические брекчии, подушечные базальты, "островодужные" андезит-базальты от низкощелочных толеитовых до дацитовых, перекрытые радиоляритами и кальционелловыми известняками титона—берриаса или флишоидами того же возраста [195].

Наиболее детально изученный массив Воуринос [195, 196] отчетливо подразделяется на нижний тектонитовый и верхний кумулятивный этажи. Граница между ними описана как резкая, с волнистым рельефом [196]. Нижний комплекс состоит из тектонизированных гарцбургитов и хромитовых дунитов мощностью около 7 км. По милонитам и характеру деформации оливиновых и ортопироксеновых порфирокластов различимы две стадии деформаций — в высокотемпературных и низкотемпературных условиях. Стратиформный комплекс (1500 м) обнаруживает циклическое чередование дунитов, верлитов, клинопироксенитов, габбро, вебстеритов, габбро-норитов и хромитов. Циклическость, вероятно, связана с кристаллизационным фракционированием последовательных порций магмы постепенно изменяющегося состава. Если текстуры течения в кумулятах поперечны магмопроводящей разломной зоне, то она простиралась в северо-восточном

направлении. Кверху кумуляты брекчированы и прорваны силлами и дайками, которые подводят к массивным и выше подушечным базальтам с щелочной специализацией. Описаны породы, переходные от толеитовых базальтов к бонинитам, свойственным островодужным вулканическим комплексам [196]. Покрывающие офиолитовые комплексы отложения — это в одних случаях известковистые песчаники аптской трансгрессии (Воуринос, Офрис), в других — сеноманские известняки (Эвбея). В метаморфическом поясе распространен метафлиш с офиолитовыми олистостромами. Подобные породы есть и восточнее, в Вардарской зоне, которая разделена мелкими блоками на субпараллельные офиолитовые подзоны. Цветной офиолитовый меланж массива Альмопиас с подушечными лавами и кремнями перекрыт мелководными среднемеловыми известняками и туффитами. Относительно полный офиолитовый комплекс Халкидики с параллельными дайками и сульфидными рудами залегает под титонскими молассоидами.

Греческие офиолиты [195] по геохимическим признакам тяготеют к трансформным разломам, активным по крайней мере с триаса (вулканы этого возраста распространены в Аттике, внешних Эллинидах и покровах внутренних зон), причем в трансформных зонах местами сохранилась континентальная кора: офиолиты Гуевгуели в Вардарской зоне сочетаются с гранитами.

К-Аг возраст амфиболитов везде 170 млн лет, но стратиграфические соотношения указывают на формирование офиолитов вплоть до титона, тогда как водружение покровов в большинстве случаев приходится на доаптскую (готерив—баррем) и последующие тектонические фазы.

А л ь п ы

Альпийская система покровов, наложенная на южную окраину Центрально-Европейской плиты, подразделяется на ряд структурных зон. Это (с севера на юг) Преальпийская, Ультрагельветская, Гельветская, Известняковая, Пеннинская и Австроальпийская, отделенная Инсубрийским и Гаилтальским разломами (Периадриатическая линия) от Южных Альп. Каждая из них представляет собой покров со сложной внутренней структурой, надвинутый на предыдущую (более северную) зону. С точки зрения меловой палеогеографии Гельветские зоны и Известняковые Альпы составляли обширный карбонатный шельф Богемского массива, тогда как в Пеннинской зоне тектонически совмещены флишевый и офиолитовый трюги. В позднем мелу одновременно с водружением Австроальпийского покрова флишевые бассейны возникли в пределах Известняковых Альп (Гозау) и по их периферии — североальпийский, или рейнско-дунайский флиш.

Разумеется, это лишь самая общая схема. В Пеннинские покровы включены палеозойские гранитно-метаморфические блоки, возможно, представлявшие собой островные массивы континентальной коры. Пеннинский бассейн [283] был разделен на две части Бриансонским массивом, но в действительности ситуация могла быть более сложной. Ширину Пеннинского бассейна (или бассейнов) оценивают от первых сотен до тысячи километров. Юго-западную окраину образуют пьемонтские офиолитовые покровы мощностью до 2—3 км, содержащие лерцолитовые тектониты, меланжи с будинами габбро и базальтов в милонитизированных серпентинитах и офи-

кальцитах, черт с позднеюрскими радиоляриями и кальционелловые известняки. С юга к ним примыкают офиолитовые зоны Ивреа и Сезия-Ланцо, которые считали палеозойскими, но сейчас их возраст под вопросом. В остальной части Пеннинской зоны расчлененные офиолиты включены в "блестящие сланцы" (Bündnerschiefer, schistes lustres). Это и есть классические офиолиты Г. Штейнманна. В Восточных Альпах они выступают в тектонических окнах Австроальпийского покрова — Энгаден, Тауэрн и Рехниц. Промежуточное положение занимает покров Платта (100 км²), налегающий на блестящие сланцы и поздне меловой—палеогеновый флиш. В нем перидотиты, габброиды, диабазовые силлы, лавы и лавобрекчи образуют отдельные пластины, верхняя из которых содержит верхнеюрский черт и кремневые аптиховые известняки. К-Аг дата для диабазы 113 ± 4 млн.лет [423].

Общие особенности альпийских офиолитов по сравнению с "типичными" офиолитами (например, Тродос или Семайл, см. ниже) заключаются в относительно небольшой мощности (до 100 м) тектонитов, слабом развитии кумулятивных гипербазитов, выпадении этажа параллельных даек, хотя серпентиниты могут быть пронизаны габброидными дайками — родингитами (например, в офиолите Идальп Энгаденского окна).

Различают несколько фаций "блестящих сланцев". В основном это метафлиш с горизонтами кварцитов, известковистых филлитов, metabазальтов с реликтами подушечной текстуры, офиолитовых олистостром. По находкам микрофауны в сланцах их верхним возрастным пределам можно, по-видимому, считать альб.

Сопутствующий альпийским офиолитам метаморфизм носит полифазный характер. Различным стадиям водружения покровов в интервале 100—65 млн. лет соответствуют глаукофановые, жадеит-лосонитовые и эклогитовые фации, тогда как различные зеленосланцевые фации вплоть до пренит-пумпеллиитовых развивались ретроградно [283]. В Тауэрнском окне описаны высокотемпературные метаморфиты, сменяемые вдоль южной окраины глаукофанитами и эклогитами (в меланже). Даты по эклогитам группируются около 80—90 млн.лет, высокотемпературный метаморфизм мог быть более ранним — 125 ± 20 млн.лет [349]. Ретроградный метаморфизм связан с последующими фазами шарьирования на рубеже мела и палеогена и в позднем эоцене. Эти фазы нашли отражение в осадконакоплении северных зон.

В Известняковых Альпах резкая смена фаций карбонатной платформы турбидитами (слои Россфельд) приходится на поздний валанжин—нижний готерив, напоминая аналогичные события в Атлантике, также связанные с интенсивными вертикальными движениями. Пелитовые фации доминируют вплоть до апта, когда появляется более грубая кластика. Глубоководное осадконакопление завершается в раннем туроне. Позднетуронская "средиземноморская" фаза складчатости выразилась в региональных перерывах и смене фаций. Серия Гозау, коньяк—сантон, рассматривается как синорогенная, формировавшаяся перед фронтом надвигов. Выделяют южный и северный фациальные типы Гозау. Южный — базальные конгломерато-брекчи, тонкозернистые "цефалоподовые фации", пестрые мергели, турбидиты с текстурами подводных оползней, олистостромы с глыбами триасовых известняков. Северный — трансгрессивно-регрессивный цикл: конгломера-

ты, косослоистые песчаники с угольными пластами, литоральные актеонелловые ракушечники, рифовые рудистовые известняки, лагунные песчанистые мергели, красноцветы, снова литоральные ракушечники и угольные пласты [360].

В Гельветской зоне турбидиты накапливаются с баррема—апта, в альбе — глинистые граувакки, в сеномане—нижнем туроне — более грубозернистая кластика. На Богемском массиве альб—нижний сеноман — континентальные с растениями, трансгрессия распространяется на этот район с позднего сеномана и кульминирует в раннем туроне — мощные каолиновые глины. На поздний турон, как и в Альпах, приходится перерывы и смена фаций [359].

Карпаты и Балканы

Складчатые зоны восточных ветвей Альпийского звена обтекают и пересекают фрагменты некогда единого Фракийско-Анатолийского континента. Его частями Е. Бончев и другие исследователи считают Родопский, Сербо-Македонский, Паннонский, Бихорский (Северные Апусени), и Трансильванский (а также упоминавшийся ранее Пелагонийский) массивы. Отложения разделяющих эти блоки рифтов надвинуты на их окраины в виде покровов, в которых угадывается продолжение альпийских покровных систем. Альпийские фации аммонитико-россо, Майолика, Гозау распространены по Карпатам вплоть до Украины.

Во внутренней зоне Западных Карпат в покровы вовлечены кристаллические породы фундамента и палеозойско-мезозойский чехол. Она сопоставима с южным Альпами и по схеме Р. Унруга отделена от Центральной зоны Любеникским разломом — возможным продолжением Периадриатической линии Альп. Бескорневые покровы Центральной зоны соответствуют австро-альпийским. Пеннинская флишево-офиолитовая зона Альп огибает Татриды и продолжается по узкой Клипповой зоне. В образовании этих покровов решающую роль сыграли движения средиземноморской (туронской) фазы.

Внутреннюю зону Восточных Карпат слагают буковинские и трансильванские покровы, последние с офиолитами. Их образование относят к австрийской фазе. Внешняя флишевая зона развита гораздо мощнее, чем в Альпах. Здесь возможно наложение Датско-Польского авлакогена (см. ниже) на передовой прогиб Карпат. Накопление флиша продолжалось в палеогене. Характерная фация черного флиша ограничена титоном—сеноманом. В Южных Карпатах черный флиш, содержащий базальты, заполняет прогибы Сина-Паланка севернее Бухареста и Северин-Крайна далее к западу.

Паннонский блок с глубоко погруженным гетерогенным фундаментом пересекает рифтовые зоны северо-восточного простирания — Игал-Бюкк с юрскими офиолитами [481] и Сольнок с меловым-палеогеновым флишем. Развита между ним и Трансильванским блоком Мурешская зона (Южные Апусени) содержит крупные тела стратиформных гипербазитов в сочетании с юрскими радиоларитами, титон-неокомским флишем, андезитами и риолитами [571]. Ее считают продолжением Бардарского или Крайштидского флишевых трогов, ограничивающих Сербо-Македонский массив.

Такого рода сопоставления предполагают сдвиги по субширотным и диа-

гональным разломам. Наиболее активная левосдвиговая зона отделяет Мизийскую плиту (юго-западную часть Понто-Каспийского блока) от Родопского массива. Она активна по меньшей мере с протерозоя. В позднем мелу в ее пределах развивается Среднегорская рифтовая зона [536] из узких грабен, заполненных сеноманской угленосной молассой и турон-сенонским вулканомиктовым флишем с базальтами, андезитами, телами габбро, монцонитов и гранитов. Через Ниш-Троянский прогиб [331] эта зона связана с Карпатами. Ороген в целом имеет сигмоидную форму, несомненно, возникшую под воздействием поперечных сдвигов. Основные тектонические фазы — барремская, альб-сеноманская, туронская (пред-Гозау) и ларамийская. К последней приурочен ультращелочной вулканизм.

Тавр-Оманское звено

Это звено включает офиолитовые швы, обтекающие Анатолийскую, Аравийскую (Аравийскую) и Иранскую плиты, а также рассекающие их на менее отчетливо выраженные мелкие блоки. Северная ветвь прослеживается от Измира вдоль северного края Анатолии к Эрзруму и далее через Малый Кавказ и Эльбурс к Мешхеду. Вторая, называемая Периаравской, проходит через Кипр, южную Турцию, Сирию, Загрос к Макрану и Оману. Многие исследователи полагают, что эти зоны соответствуют северной и южной окраинам Тетис, причем Севано-Акеринскую зону Малого Кавказа помещают на северную окраину, а Вединскую — на южную. Однако есть еще промежуточные зоны Тавра, Кухруда и другие, которые не укладываются в эту несколько искусственную схему.

Малая Азия, Кипр

Геологическая карта Турции испещрена офиолитами, образующими анастомозирующие пояса — Северо-Анатолийский (Измир—Анкара—Эрзрум), Тавр и Хатай возле турецко-сирийской границы. К последнему прилегают офиолиты Кипра и Базр-Бассит в Сирии (рис. 5).

Можно предположить, что северная окраина Анатолии связана с Родопами. В этом случае Северо-Анатолийский пояс — продолжение Вардарского, Тавр-Пиндского, а южный пояс уходит на запад под Эллинскую дугу, но эти параллели не вполне надежны.

Северная зона, очевидно, контролируется Северо-Анатолийским разломом (правый сдвиг). В районе Анкары на метаморфическом палеозое (?) залегает триасовый меланж, базальты и известняки триаса и юры. Покров состоит из офиолитовой пластины — апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов, габбро, базальтов, на которую наложен меланж из серпентинитов, известняков и щелочных базальтов в турбидитовом матриксе кампанского возраста [517]. Вдоль северной окраины зоны развиты метаморфические породы, в основном глаукофаниты с увеличением степени метаморфизма к северу.

Зона Тавра образована офиолитовыми покровами, налегающими на мел-неогеновую "известняковую ось", обнаженную в тектонических окнах. В Анталии на офиолитовую пластину водружена карбонатная толща триаса-мела с песчаниками, радиоляритами и щелочными вулканидами. Олистохромы с глыбами триасовых известняков и щелочных базальтоидов зале-

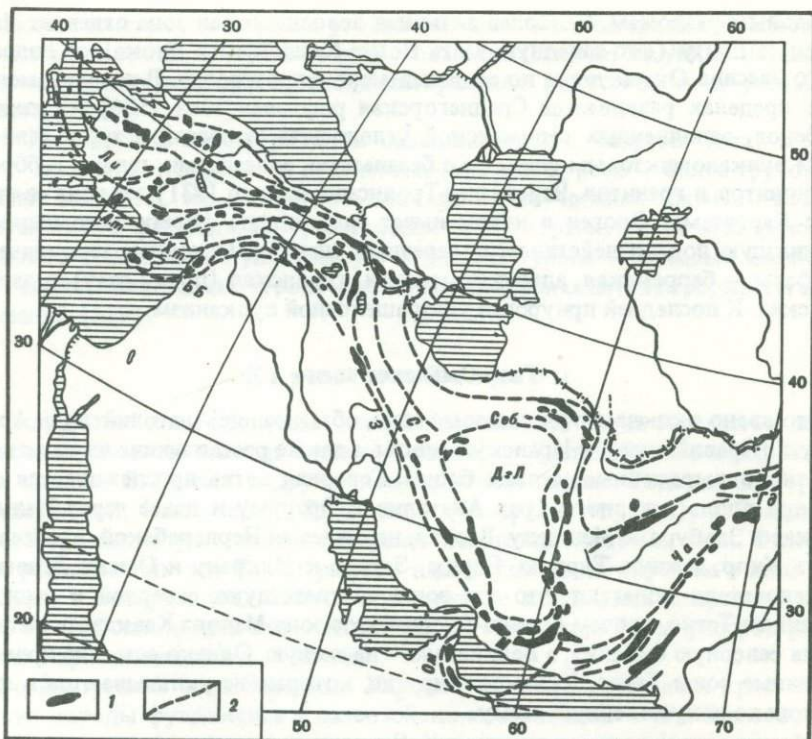


Рис. 5. Офиолитовые зоны и массивы переднеазиатской части Тетического пояса
 Ли - Лиция, Ат - Анталья, Т - Тавр, Хг - Хатай (Антакья), ББ - Баэр-Бассит, СС - Синандедж - Сирджан, З - Загрос, Себ - Себзевар, ДЛ - Деште-Лут, М - Макран, Ом - Оман, Ф - Фарахруд, Ча - Чаман, Гд - Гардз
 1 - офиолитовые массивы и олистостромы, 2 - границы офиолитовых зон

гают как под, так и над офиолитовыми пластинами, которые сложены в основном гарцбургитовыми тектонитами мощностью 1–2 км. Верхние этажи как бы сняты или сохранились фрагментарно (дайковый комплекс Анталья). Метаморфиты под перидотовыми пластинами – главным образом амфиболиты, также глаукофаниты. К-Аг даты по габброидам и плагиогранитам 77–82 млн лет, по дайкам 70–75 млн лет, по амфиболитам 105–85 млн лет [389]. Они могут быть истолкованы как формирование офиолитового комплекса в промежутке от сеномана до маастрихта с последующим водружением в конце мела или позднее, тогда как амфиболитовый метаморфизм связан с внедрением перидотитов или предшествовавшим ему скучиванием коры.

Чрезвычайно сложное строение покровов Лиции (южнее Измира) и хр. Биллис [517] объясняется многократным шарьированием, последняя фаза которого относится к миоцену. Пластины триас-юрских известняков, титон-неокомских кремнистых известняков и радиоляритов, кампанских рифовых известняков, серпентинитов и цветных меланжей многократно повторяются в разрезе.

В южной зоне широко известны кипрский массив Троодос, но условия залегания его не вполне ясны, поэтому описание лучше начать с сирийского массива Базр-Бассит. Это офиолитовый покров, залегающий на вулканогенно-осадочной серии триаса—верхнего мела и перекрытый верхним маастрихтом. Наиболее молодые отложения автохтона в одних разрезах турон, в других — вплоть до нижнего маастрихта [526]. Щелочные вулканиты встречаются как среди триасовых галобиевых известняков, так и в мелу (базаниты, фонолиты, трахиты) в сочетании с кремнистыми и карбонатными турбидитами. В подошве офиолитового покрова они метаморфизованы до амфиболитовой фации. Офиолит состоит из перидотитовых тектонитов и кумулятов — 3 км, габброидов — 1 км, комплекса параллельных даек с телами плагиогранитов и двух горизонтов подушечных базальтов, разделенных несогласием. В нижнем базальты толеитовые, в верхнем — ультратолеитовые, близкие коматитам, покрыты "умброй" из монтмориллонита, гетита, гидроокислов марганца с высоким содержанием ванадия, кобальта, никеля, меди и других металлов.

Соседний массив Кызыл-Даг (Хатай) возле Анталы сложен мощными гарцбургитовыми тектонитами, кумулятами и параллельными дайками, по которым получена дата 100 млн лет [276, 389]. Его водружение относят к рубежу кампана и маастрихта. Покрывающие отложения миоценовые.

В массиве Троодос последовательность этажей та же, что и в Базр-Бассит, его мощность около 11 км. Граница между гарцбургитовыми тектонитами и кумулятами в одних случаях выглядит как постепенный переход, в других — как надвиг. Классически выражен комплекс параллельных даек мощностью до 1,4 км. Дайки нескольких генераций (от долеритовых до лампрофировых) интродуцированы одна в другую и слиты в сплошную массу, в которой содержатся также тела гранофиоров и дацитов. Нижний и верхний лавовые комплексы обнаруживают геохимические отличия, частично может быть вторичные за счет гидротермального изменения, но главным образом отражающие эволюцию вулканизма в направлении известково-щелочного и субщелочного. С ними связаны сульфидные руды и железо-марганцевая умбра. Между нижними и верхними лавами найдены сеноманские фораминиферы, покрывающие верхние лавы бентонитовые глины кампанские, над ними и умброй залегают известняки, мергели и силициты маастрихта—палеогена. По дайкам получена дата 83 ± 3 млн лет [275, 523].

Споры по поводу происхождения массива Троодос [486] вращались вокруг дилеммы спрединговый хребет — островная дуга, хотя геохимия вулканитов, "умбра" и другие особенности указывают на трансформный разлом, подтвержденный смещением гравитационных аномалий южнее Кипра [324, 542].

Малый Кавказ и Причерноморье

Малый Кавказ разбит разломами северо-восточного простирания на микроплиты — Сомхето-Карабахскую, Кафанскую и Анкаван-Мегринскую, окруженные офиолитовыми зонами (с севера на юг, рис. 6): Предмало — кавказской, Севано-Акеринский, Зангезурской и Вединской [8]. Предмалокавказская зона выделяется главным образом по гравитационным аномалиям в области развития юрско-меловых вулканических дуг, которые

протягивались непрерывной полосой вдоль северных предгорий Малого Кавказа. Вероятно, позднемеловой вулканический пояс развился на среднемеловой аккреционной призме в этой зоне.

В Севано-Акеринской зоне на юрских андезито-базальтах залегает карбонатная толща титона-готерива, которую несогласно перекрывают флишсоиды баррема-нижнего сеномана. Верхняя существенно карбонатная часть флишсоидной толщи содержит конгломераты с офиолитовым детритом и переходит в мощную олистострому (1000 м) верхнего сеномана-нижнего сенона с крупными глыбами серпентинитов и вулканогенно-кремнистых пород. Ипякский перидотитово-габбровый покров (1000 м) залегает на олистостромах с метаморфической "почвой" из амфиболитов с блоками гнейсов. Развита рой даек, не образующие отдельного структурного этажа. Верхние горизонты покрова меланжированы, здесь обычны офикальциты [64, 422]. Следующая покровная пластина — Нагдалинская, 2000—3000 м, — состоит из спилитов, диабазов, кератофиров, кремнистых и кремнисто-карбонатных пород.

В районе с. Калычлы на серпентинитовом меланже залегает так называемый калычлинский комплекс, который сходен с подофиолитовой флишсоидной толщей и также содержит сеноманскую фауну.

На северо-восточном побережье оз. Севан офиолиты (гарцбургиты, перцолиты, дуниты, пироксениты, габброиды, вулканогенно-кремнистые породы, вулканические брекчи) перекрыты грубообломочными красноцветами нижнего и известняками верхнего сенона (в других районах эти породы не контактируют с офиолитами). Граница мела и палеогена проходит внутри флишсоидной пачки мергелей и аргиллитов мощностью от 30 до 100 м.

В Зангезурской зоне развиты олистостромы с блоками серпентинитов, диабазов, яшм и известняков.

В Вединской зоне мел несогласно залегает на известняках перми и триаса, начинается карбонатной толщей сеномана-турона, затем следует флишсоидное чередование мергелей, аргиллитов, известняков нижнего коньяка, постепенно переходящее кверху в олистострому из офиолитовых блоков в известково-глинистом матриксе. Часто встречаются крупные олистолиты габброидов, известняков, радиоляритов, эффузивов. Надвинутый на олистострому аллохтонный комплекс состоит из двух покровных пластин — нижней из эффузивно-кремнисто-серпентинитового меланжа и верхней из перидотитов и габброидов. На контакте породы нижней пластины метаморфизованы, отмечен глаукофан [124].

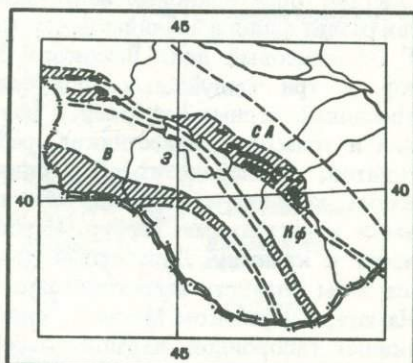
На покровах залегают, как и в северной зоне, красноцветные конгломераты, рудистовые известняки и флишсоиды позднеконьякского возраста.

В Акеринской зоне по находкам позднеюрской и меловой фауны в офиолитовых покровах можно предполагать две фазы развития офиолитового трога: до рубежа юры и мела (как в Альпах) с надвиганием в позднем неокоме и затем в середине мела. В остальных зонах офиолиты преимущественно среднемеловые. Образование покровов относится к раннему сенону. В офиолитовых трогах, очевидно, сохранились реликты гранито-метаморфического слоя, вовлеченные в покровы (гнейсы). С аналогичной ситуацией мы уже встречались при описании Вардарской зоны.

На северной окраине пояса фазам образования офиолитовых покровов соответствует развитие грабенообразных перикратонных прогибов и краевых вулканических дуг. Здесь преобладают линейменты северо-западного простирания, к которым относятся Кумо-Манычский прогиб между платформой и Большим Кавказом — возможное продолжение Днепровско-Донецкого авлакогена и Рионо-Куринский разлом, продолжающийся к западу по северной окраине Черного моря. С этой разломной зоной связан юрский вулканизм южного склона Большого Кавказа. Черноморская плита в юре и мелу была поднятием типа срединного массива, окруженным вулканическими дугами. Вдоль ее северной окраины юрс-

Рис. 6. Офиолитовые зоны Малого Кавказа [8]

В — Вединская, *З* — Зангезурская, *СА* — Севано-Акеринская, *Кф* — Кафанский блок; пунктиром показана предполагаемая разломная зона на севере



кие дуги проходили через южную оконечность Крыма и средне меловые (преимущественно альб-туронские) — по границе Центрального поднятия и Северо-Крымского прогиба, через Тарханкутский полуостров, продолжаясь по краю современного шельфа [11, 29]. С юга дуги Понтид также возникли в юре и затем их развитие возобновилось после наложения аккреционных образований Северо-Анатолийской — Акеринской — Эрзинджанской зоны. Черноморский массив начал погружаться в конце мела.

В Предкавказье и восточном Крыму (Терско-Кумская и Индоло-Кубанская впадины) мощные флишеидные толщи с темносланцевыми горизонты типа "черного флиша" накапливались в титоне—валанжине (на восточной окраине валанжин карбонатный с гипсом). Дифференцированные поднятия, приведшие к распространению дельтовых песчано-алевролитовых фаций, начались в позднем гоетериве (в Крыму — песчаники с остатками растений). Дельтовые песчаники баррема—альба служат коллекторами нефти и газа на многих месторождениях Кумского, Грозненского и других районов. Карбонатонакопление получает широкое развитие с вракона. Наиболее глубоководные фации темных мергелей встречаются в Крыму в туроне, в Предкавказье — в кампане.

Иран, Оман

Главные офиолитовые зоны этого сектора соответствуют швам Арабской, Иранской, Туранской и Афганской плит, второстепенные пересекают Иранскую плиту. Вулканически активными были, очевидно, южные окраины плит: Талыш-Эльбрус-Копетдагская, тяготеющая к Каспийско-

Копетдагскому разлому южного ограничения Туранской плиты, и Синандеж-Сирджанская — вдоль Загроса. Пограничные разломы, несомненно, палеозойского заложения, были активизированы в триасе и затем на рубеже юры и мела. В той и другой зоне отчетливо проявились позднекеммерийские движения и магматизм. В среднем мелу и туроне распространены андезиты, риолиты и щелочные базальтоиды [204]. Граница юры и мела несогласная, тогда как на прилегающих карбонатных шельфах известны непрерывные разрезы (в частности, в Загросском бассейне, относящемся к северной окраине Арабской плиты).

В основании мела — красноцветы с гипсом, на которых трансгрессивно залегают орбитолиновые известняки баррема—апта. В офиолитовых трогах развит флиш и альпийские кальционелловые известняки.

Офиолитовый пояс Высокого Загроса образует (как и в Оманских горах) три чешуйчатых покрова: 1) турбидитово-радиоляритовый с прослоями черных мергелей и известняков; 2) олистострома из пермских и триасовых известняков, радиоляритов, подушечных лав и серпентинитов; 3) перидотит-габбро-спилитовый. Аллохтон надвинут на отложения коньяка—сантона и несогласно перекрыт маастрихтскими рифовыми известняками Тарбур. Исходя из этого, водружение покровов относят к кампану. Дальнейшие подвижки сопровождали накопление флиша зоны Главного загросского разлома в позднем маастрихте—палеоцене. На юге, в Иранском Макране, описан офиолитовый комплекс из кумулятивных габброидов, параллельных даек, подушечных лав, кремней и известняков. Даты по габброидам неокомские, по лавам и дайкам — средне-меловые [151]. Здесь развит также мощный офиолитовый меланж, перекрытый палеогеновым флишем. Эта зона продолжается вдоль восточной границы Ирана (частично заходит в Афганистан). Вместе с офиолитами Сабзевара и Кухруда она образует кольцо вокруг блока Лут. Офиолиты этого кольца гораздо сильнее тектонизированы, чем загросские.

На южном берегу Оманского залива система покровов водружена на край Арабской плиты — допермский кристаллический фундамент, покрытый мелководной карбонатной серией Хаджар, пермь—верхний мел. В середине мела возрастает содержание кластического материала (свита Вазия, сеноман). После регионального перерыва в туроне—сантоне накапливается флиш. Наиболее молодые отложения автохтона—кампанские брекчированные известняки и турбидиты свиты Мути. Свита Жувейза с офиолитовым детритом, несомненно, накапливалась во время водружения покровов. Ее возраст — верхний кампан—маастрихт. Последовательность покровов описана различными авторами не вполне однозначно [254, 642, 689].

В целом она представляется следующей (рис. 7).

1. Хавасина: флиш с прослоями силицитов, известняков и подушечных лав, стратиграфический диапазон, как у серии Хаджар, но более глубоководные фации.

2. Хайби: верхнемеловая олистострома с блоками пермо-триасовых рифов, верхнетриасовых вулканитов, флиша Хавасина, амфиболитов и офиолитовым детритом; пластина верхнетриасовых вулканитов с силлами перидотитов и габбро; триасовые рифовые известняки; на границе с

Рис. 7. Схематический разрез офиолитового комплекса Омана [602]

офиолитом Семайл — зеленые сланцы и непосредственно под ним — меланжированные амфиболиты.

3. Семайл: гарцбургитовые тектониты, 9–12 км, перидотитовые кумуляты, 3,5–6 км, с циклами нескольких типов (оливин, хромшпинелиды — клинопироксен, плагиоклаз — клинопироксен и др.); комплекс параллельных даек, 1,5 км, меридионального, в северной части массива — юго-восточного простирания; два лавовых горизонта — нижний базальтовый и верхний андезито-базальтовый с риолитами [446], покрытый умброй.

4. Батинах: силициты триаса—нижнего мела; олистострома из блоков триасовых известняков без матрикса; кремнистые известняки триаса—мела.

Аллохтон покрыт мелководными известняками маастрихта, залегающими на латеритовой коре выветривания. По радиолариям в тонких пелагических отложениях офиолитового комплекса возраст определен как сеноман-раннетуронский, радиометрические даты 94–96 млн лет также указывают на формирование офиолита в среднем мелу, хотя оно могло охватывать больший интервал. Поскольку аллохтон завершается кампаном, а эпиаллохтон начинается маастрихтом, то водружение покрова относят к рубежу этих веков. В действительности, судя по офиолитовым олистостромам, оно могло начаться еще во время турон—сантонского перерыва в автохтоне. Перед маастрихтской трансгрессией офиолит воздымался над уровнем моря. В последнюю фазу водружения развивались ретрошарьяжи [589].

Не разбирая противоречивые модели образования офиолита Семайл, отметим лишь, что некоторые исследователи связывают его с трансформным разломом Оуэн [254]. Изменение простирания дайкового комплекса в северной части массива и особенности вулканитов верхнего горизонта, характерные для подводных гор, также указывают на активную трансформную зону [602].

Заметим, что прямолинейное северное побережье Оманского залива срезано правым сдвигом, сместившим иранский Макран к востоку относительно Оманских гор. В прошлом это, вероятно, был один непрерывный пояс.

Офиолитовые зоны Центрального Ирана, включая Кухруд и Себзевар,



развивались как узкие рифты [455]. Осадочные отложения офиолитовых комплексов относятся к турону—маастрихту. На рубеже мела и палеогена они были меланжированы и подняты, о чем свидетельствует офиолитовый детрит в несогласно залегающих мелководных палеоценовых отложениях. К этому же времени относится внедрение гранитов и воздымание Копетдага, Загроста и Макрана.

Эти события отражены в седиментационной истории прилегающих карбонатных шельфов. Северные окраины Иранской и Арабской плит (Внутренний Загрос относится к Арабской плите) испытали поднятие на рубеже юры и мела. Хотя известны непрерывные разрезы (Шираз), чаще известняки нижнего мела несогласно залегают на юрских эвапоритах. В дальнейшем перерывы и приток терригенной кластики указывают на поднятия в конце апта—альба, позднем туроне и на рубеже мела и палеогена. Особенно широко распространены туронские перерывы.

Событиям в геосинклиналиных зонах сопутствовало проседание обширных депрессий Туранской плиты — Устюртского и Каракумского прогибов, разделенных на ряд впадин (Северо-Устюртская, Южно-Мангышлакская, Амударьинская, Мургабская) поднятиями вдоль разломов преимущественно северо-западного простирания. В этих впадинах нижние горизонты мела обычно мелководные песчаники, мергели, оолитовые известняки. Поднятиям в готериве и барреме соответствует распространение лагунных и континентальных красноцветов. В апте накапливались относительно глубоководные глинисто-карбонатные толщи, в альбе — дельтовые, локально угленосные фации. Мощное карбонатное осадконакопление повсеместно начинается в туроне [30, 84].

Афгано-Гималайское звено

Тетические структуры между Афганской, Индийской и Тибетской плитами включают офиолитовые зоны Фарахруда — Гиндукуша, Макрана — Чаман — Мукура и Пакистана, Кохистана, Ладакха, Цангпо (и к северу от нее) и холмов Нага вдоль восточной границы Индии. Возможное южное продолжение последней в Бирме и по Андаман-Никобарской дуге будет рассмотрено в связи с Индоокеанским поясом.

Эти зоны традиционно связывали с причленением Индии, в прошлом части Гондваны, к Азии. Позднее Афганскую и Тибетскую плиты также стали включать в состав Гондваны и, наконец, по новейшей версии, Тибет представляет собой мозаику блоков различного происхождения [164]. Иначе трудно объяснить существование нескольких субпараллельных офиолитовых зон. Важно выяснить, в какой мере Афгано-Гималайское звено связано по тектоническому стилю и хронологии событий с западными частями Тетического пояса.

Офиолитовые зоны обтекают Центрально-Афганский блок (рис. 8). На юго-западе — это продолжение структур иранского Макрана, на северо-западе — Фарахрудская зона [218], возможно, соединяющаяся в районе Кабула с восточной Чаман-Мукурской зоной.

Фарахрудскую зону контролируют разломы северо-восточного простирания, продолжающиеся по Гиндукушу. Хотя ситуация недостаточно изучена, можно предположить, что офиолиты из этой разломной зоны

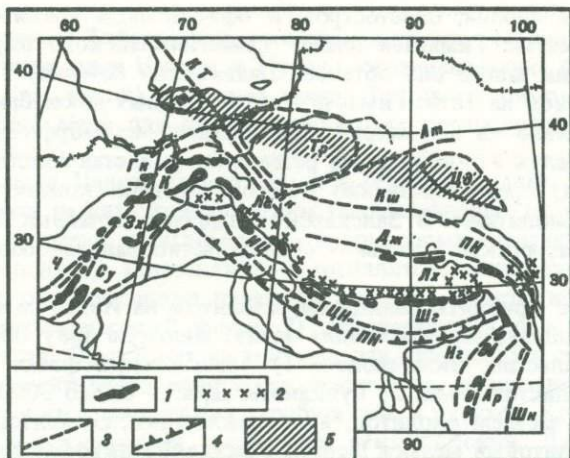


Рис. 8. Основные структурные элементы Периндийского звена Тетического пояса

Тибет: *Ат* – Алтынтаг, *Кк* – Каракорум, *Кш* – Кукушили, *Дж* – блок Джангтан, *ПН* – Пангонг-Нудзян, *Лх* – блок Лхаса; западная граница: *Ч* – Чаман, *Су* – Сулеймановы горы, *Зх* – Зхоб, *К* – Кохистан, *Гк* – Гиндукуш; Гималаи: *Ла* – Ладакх, *Шг* – Шигадзе, *ИЦ* – зона Инд-Цангпо, *ГЦН* – Главный центральный надвиг, *ГПН* – Главный пограничный надвиг; восточная граница: *Нг* – Нага, *Ар* – Аракан, *Шн* – Шан; впадины северной окраины: *Тр* – Тарим, *Цд* – Цайдам, *Ф* – Ферганская (*Кт* – Каратау)

1 – офиолиты, 2 – граниты, 3 – разломы, 4 – гималайские надвиги, 5 – предполагаемый Тарим-Ферганский авлакоген

надвинуты на флишевый трог и сохранились как глыбы в олистостроме, содержащей также мегаолистолиты триасовых известняков – фрагменты еще одной покровной пластины, транспортированной из Афган-Северо-Памирской области (см. структурную схему [48]).

К Чаман-Мукурской левосдвиговой зоне приурочены крупные офиолитовые массивы в районе Газни и Гардеза, последний с хромитом. Кабульский массив также находится на продолжении этой линии. К ней приурочены проявления андезит-риолитового вулканизма [322].

Эти геосинклинальные зоны, а также продолжение структур Иранского Макрана на юге обрамляют Афганский (Гильмендский) блок, на котором развиты платформенные карбонатные фации. В окраинных прогибах распространены континентально-лагунные пестроцветы мощностью до 1000 м (серия Ред-Гирт), с баррема – известняки, чередующиеся с глинами и эвапоритами, в сантоне – пестрые мергели и гиппуритовые известняки, отложения максимальной трансгрессии в предгорьях Гиндукуша. Граница мела и палеогена на севере, в районе Мазари-Шарифа, проходит в толще массивных известняков. В центральной карбонатной провинции, между Фарахом и Кандагаром, преобладают мощные рудистовые известняки, среди которых по мере приближения к флишевому трогую появляется вулканогенный материал.

Периндийский офиолитовый шов проходит по Сулейман-Киртхарской зоне Пакистана, Кохистан-Ладакхской дуге, Цангпо и холмам Нага. Это

зона развития флиша, олистостром и офиолитовых массивов, расположенная в системе Гималаев южнее Трансгималайского плутонического пояса (хотя на западе она обтекает Ладакхский батолит) и налегающая в виде покровов на Тетис-Гималаи — пояс мощных докембрийских — меловых отложений на докембрийском гранитно-метаморфическом фундаменте. В пределах Тетис-Гималаев развита прерывистая полоса метаморфических пород, преимущественно гнейсов, местами контактирующих по надвигу с офиолитами. В Занскарской надсерии западных Гималаев содержатся триас-юрские траппы — свидетельство раннемезозойского рифтинга.

Ладакхские офиолиты разделены батолитом на Индскую и Шайокскую зоны (в прошлом, вероятно, одна зона). Индскую зону образует пакет покровных пластин, включающий 1) триас-юрский флиш Ламаюру с пермскими олистолитами, 2) вулканиты Драс — около 3000 м андезито-базальтов с участием риолитов, вулканокластики, силицитов и известняков, 3) офиолитовый меланж Шергол с меловой микрофауной в матриксе, 4) турбидиты Ниндам с остатками белемнитов, 5) вторую пластину офиолитового меланжа, 6) Индский флиш, около 5000 м турбидитов с массивными песчаниками (гомогенитами?) и конгломератами верхнемелового—эоценового возраста. Эти отложения перекрыты неогеновой молассой [633].

В северной Шайокской зоне развиты офиолитовые олистостромы с глыбами пермских известняков и меловой—эоценовой фауной в матриксе. Надвинутый на нее Каракорумский плутонический пояс прорывает тетические отложения различного возраста вплоть до триасовых. Высокотемпературный низкобарический метаморфизм этой зоны контрастирует с глаукофановым метаморфизмом южнее батолита.

В восточном Ладакхе покровы Индской зоны надвинуты на метаморфические породы Занскарской зоны, возможно, образующие нижнюю покровную пластину. На них налегает офиолитовый меланж, затем следует офиолитовая пластина Нидар мощностью 3—10 км. В Шайокской зоне выделяют среди прочих образований вулканиты Лузарму — андезиты с прослоями орбитолиновых известняков нижнего—среднего мела. Они соответствуют вулканитам Драс на западе и вместе с ними образуют протяженную вулканическую дугу [368, 633]. В Каракорумскую надсерию здесь входят гнейсы, мигматиты, разнообразный набор метаморфических сланцев, а также граувакки и аргиллиты с юрской флорой, местами надвинутые непосредственно на офиолит Шайок.

Ладакхский батолит образован тоналитами, гранодиоритами и гранитами. Он прорывает вулканиты Драс и по северному краю перекрыт олигоценовыми вулканитами Кхардунг преимущественно кислого состава, причем наблюдались интрузивные контакты плутонов поздних стадий с этим вулканическим комплексом. Для гранодиоритов и гранитов получены К-Аг даты в пределах $101 \pm 2 - 60,7 \pm 0,4$ млн лет [573], но, по-видимому, магматизм продолжался и позднее.

Кохистанская зона (Пакистан) рассматривается как западное продолжение Индской, но отличается более глубоким метаморфизмом пород офиолитового комплекса, включающих гранулиты. Вулканический комплекс Ракопоши — 4000 м андезито-базальтов, дацитов и вулканокластиков

ки — аналогичен серии Драс и относится к западному флангу той же вулканической дуги. В Тибете франко-китайская группа авторов [164] выделяет структурные швы Цангпо и Нудзян, ограничивающие блок Лхаса с севера и юга (см. рис. 8). Севернее, между Тангла и Таримом, намечается еще по крайней мере два шва с офиолитами предположительно палеозойского возраста.

В шовной зоне Цангпо между Лхаса и Тетис-Гималаями система покровов надвинута на автохтонную серию темносланцевых отложений верхней юры—низов мела, конгломератов и аркозовых песчаников нижнего мела, верхнемеловых известняков и аргиллитов, эоценовых нумулитовых известняков. Покровные пластины залегают в такой последовательности: 1) верхнетриасовый флиш, 2) верхнемеловая олистострома, 3) офиолит Шигадзе. Он состоит из мощных лав, диабазовых силлов, слабо развитого кумулятивного комплекса, тектонитов, пронизанных силлами, и под ними относительно свежих гарцбургитов и дунитов. Контакт между тектонитами и кумулятами, возможно, тектонический. Для последних получена U-Pb дата 119 ± 25 млн. лет (рис. 9).

В олистостроме наиболее крупные олистолиты — это, как правило, верхнепермские (джульфинские) криноидно-фораминиферовые известняки, нижнетриасовые розовые известняки "гималайской фации", юрские водорослевые известняки, кампан-маастрихтские известняки с *Globotruncana*, базальты, силициты и вулканические брекчии. Встречаются олистолиты, состоящие из блоков разного возраста, сцементированных карбонатным материалом с кампан-маастрихтскими фораминиферами. На офиолитах залегают флишоидная серия Шигадзе, которая [507, 629] покрывает также гранитоиды южной окраины блока Лхаса. Эта серия разбита надвигами на ряд пластин. Из силицитов непосредственно над офиолитом определены позднеальпские радиолярии. Верхний возрастной предел серии Шигадзе не установлен.

Таким образом, формирование офиолита Шигадзе скорее всего происходило в середине мела, водружение — по крайней мере с кампана (офиолитовая олистострома) по эоцен, т.е. примерно в то же время, когда аналогичные события происходили в Периаравской зоне (Троодос, Загрос, Оман).

Для гранитоидов зоны Цангпо получены U-Pb даты в пределах 95—41 млн. лет [574]. В plutоническом поясе распространены также андезиты и риолитовые игнимбриты.

Севернее гранитоидов докембрийский фундамент блока Лхаса покрыт сильно смятым чехлом пород верхнего палеозоя—верхнего мела. Нижние горизонты (карбон) напоминают гондванские тиллиты, тогда как пермская флора катазиатская. После интенсивного вулканизма в триасе накапливались угленосные юрские толщи, неокомские конгломераты и аркозовые песчаники, красноцветы Такена с прослоями орбитолиновых известняков, щелочными базальтами и игнимбритовыми туфами. Они содержат фауну и флору среднего мела и несогласно перекрыты андезитами и риолитовыми игнимбритами Линционг в основном палеогенового возраста. Эта вулканогенная толща, очевидно, комагматична гранитоидам и отложилась после основной фазы складчатости, смявшей красноцветы Такена около 70 млн. лет назад.

Рис. 9. Схематический разрез офиолитового комплекса Шигадзе [507]



Шовная зона Пангонг-Нудзян в 300 км севернее Цангпо прослежена от Каракорума до р. Салуин [329, 692]. Расчлененный офиолитовый покров Донкяо залегает здесь на слабометаморфизованном средне-верхнеюрском флише и состоит из: 1) гарцбургитов, меланжированных в основании, 2) верлитов, клинопироксенитов, дунитов, 3) троктолитов, стратиформных и изотропных габбро, 4) расслоенных долеритов с амфиболитами в основании, 5) массивных и подушечных лав, 6) офиолитовых олистостром. На него надвинута пластина метаморфических пород, предположительно палеозойских.

Аллохтон перекрыт красноцветной кластиковой апта-альба и, вероятно, более молодыми андезитами и игнимбритами. В отдельных разрезах на офиолите залегают конгломераты с хромитовой галькой и мелководные известковистые песчаники с фораминиферами поздней юры-раннего мела. Эти соотношения позволяют определить возраст в пределах средняя юра-рубеж юры и мела.

Предложенная франко-китайской группой авторов модель образования Тибета из блоков, разделенных обширными пространствами океанской коры (общее сокращение коры оценивается в $4 \times 10^6 \text{ км}^2$), опирается на палеомагнитные, палеонтологические и стратиграфические данные. К сожалению, эти данные пока довольно фрагментарны и противоречат друг другу. Если офиолиты Нудзян связаны с причленением блока Лхаса к Азии, то он не мог находиться около 12° с.ш. , на полпути между Индией и Азией в промежутке 100–48 млн. лет назад, как следует из палеомагнитных данных. Древесины из свиты Такена с четкими годовыми кольцами скорее указывают на широту $30\text{--}40^\circ$, что соответствует современному положению Лхаса. Обратим также внимание на сходство неокомских фаций по обе стороны шва Цангпо. Сопоставление с западными Гималаями показывает, что строение шовных зон Цангпо и Инда-Шайока весьма сходно. Пластина триасовых флишоидов в зоне Цангпо, несомненно, соответствует Ламаюру на западе, меловая олистострома — меланжу Шергол, серия Шигадзе — Индскому флишу и, наконец, офиолит Шигадзе одновозрастен офиолитам Нидар и Шайок. Судя по олистостромам, надвижение в том и другом случае происходило в позднем мелу и эоцене. Не позднее чем в кампане офиолит был выведен на поверхность и разрушался. Это произошло задолго до предполагаемого столкновения

блоков. Аналоги отложений блока Лхаса можно найти в Каракорумской зоне. Содержащиеся в них растительные остатки, вероятно, одновозрастны.

Все это плохо согласуется с представлением о микроконтинентах, разбросанных по Мировому океану. Продолжив сопоставления, мы обнаружим, что офиолиты северного шва (Донкяо) соответствуют по возрасту альпийским и севано-акеринским, южного шва (Шигадзе) — периарабским. Это указывает на единство развития Тетического пояса, обусловленное более общими причинами, чем столкновение отдельных блоков [160].

Исследования последних лет показывают, что Перииндийский пояс действительно состоит из блоков, разграниченных разломами. В Гималаях это главные субширотные надвиги и пересекающие их под углом 45° разломы северо-восточного и северо-западного простираний. Движения по всем разломным системам, включая и главные надвиги, имеют сдвиговый компонент [629]. Сочетание левых сдвигов по северной и правых по южной окраине Тибета [21] указывает на его длительное вращение против часовой стрелки, складывающееся из подвижек отдельных блоков. На фоне этих движений проявлялись напряжения сжатия и растяжения, сопровождавшиеся разрывами и последующим зарубцеванием коры. Утолщение коры Тибета связано главным образом с надвигами, которым соответствуют крупные ступени в рельефе Мохо [231, 365].

Нам осталось рассмотреть офиолитовую зону Нага на восточной границе Индийской плиты. Она протягивается по Индо-Бирманским хребтам в юго-западном направлении, соединяясь с араканской зоной Бирмы. Это дугообразная система покровов, выпуклая к западу. Офиолитовые пластины из тектонитов, кумулятов, интродуцированных дайками, спилитов с покрышкой из кремней, известняков, никеленосных магнититов надвинуты на верхнемеловой — эоценовый флиш Дизанг — очевидный аналог Индского флиша. Верхнюю покровную пластину образуют метаморфиты Нага, сохранившиеся в виде клипсов на офиолитах и флише [161, 290, 327]. Лавы, как и практически во всех офиолитовых комплексах, изменяются снизу вверх от толеитовых к известково-щелочным и щелочным [639].

Эпикратонные прогибы

Севернее шовной зоны Кукушили, ограничивающей Тибет, находится область обширных прогибаний, связанных в своем развитии с Тетическим поясом: Цайдам, Турфанская, Джунгарская и менее крупных, заполненных континентальными красноцветами. Морские отложения известны в западной части Таримского бассейна — грабена, в который море трансгрессировало из Средней Азии, скорее всего из Ферганской впадины. В их меловой истории много общего. В Ферганской впадине, фундамент которой трактуется как погруженный срединный массив, после герцинских движений накапливается юрская угленосная моласса [1, 47]. Неоком и апт распространены локально. В альбе начинается интенсивное прогибание. Грубообломочные фации сменяются сульфатно-доломитовыми. В сеномане на севере впадины формируется дельта, за ее пределами отлагаются эвапориты и позднее пресноводные фации. Устричная свита — глины, мергели, известняки, доломиты — знаменует начало туронской

трансгрессии и карбонатного осадконакопления. В Таримской впадине юра — угленосная моласса, нижний мел — конгломераты и красноцветные песчаники. Верхнемеловой разрез мощностью 500 м отражает два трансгрессивно-регрессивных цикла [666]; сеноман — пестрые гипсосносные глины, турон — устричные известняки и темные глины, в верхних горизонтах снова пестроцветы с гипсом, сенон — розовые и серые рудистовые известняки. На рубеже мела и палеогена появляются конгломераты и песчаники с прослоями гипса. Есть основания думать, что обе впадины, Таримская и Ферганская, были частями одного авлакогена. На это указывает общность их геологического развития, интенсивность прогибания, связь с диагональными разломами, к которым, по-видимому, относится Таласо-Ферганский сдвиг, косое расположение по отношению к складчатому поясу. Цайдам, отделенный от Тарима Алтынтагской левосдвиговой зоной, мог находиться на продолжении того же авлакогена.

Заключение

Тетис рассматривается как пояс высокой тектонической активности, связанной в первую очередь с субширотными трансформными разломами. Они пересечены и смещены диагональными разломами таким образом, что пояс в целом протягивается под углом около $23-25^\circ$ к экватору.

Кора пояса разбита на крупные и мелкие блоки, претерпевающие медленное вращение против часовой стрелки взаимодействием левых и правых сдвигов (сбросо-сдвигов и сдвига-надвигов). Эти движения сопровождалось растяжением и разрывами коры в триасе—юре и середине мела. Офиолиты Альпийского звена — Севано-Акеринской зоны — Каракурма-Нудзяна формировались в юре (вплоть до границы юры и мела), периаравской зоны — Инда-Цангпо — в первую половину мела.

Сжатие мезозойского Тетического пояса, зарубцевание разрывов коры и шарьирование происходило в несколько этапов и началось на северной окраине в позднем неокоме, на южной — в позднем мелу (преимущественно кампан—зоцен). В результате мозаика блоков оказалась сцементированной офиолитовыми швами. Скучивание и гранитизация коры пояса продолжались в кайнозое.

ИНДООКЕАНСКИЙ ПОЯС

Мы относим к Индоокеанскому поясу все осадочные бассейны по периферии Индийского океана и пересекающие его окраины авлакогены относительно к принимаемой геодинамической модели развития этого океана. Морские отложения в этих бассейнах известны с раннего палеозоя, но ложе палеозойского прото-Индийского океана могло быть: а) корой современного океана, переработанной впоследствии мезозойским магматизмом или б) корой Тетис, которая поглощалась по мере разрастания коры собственно Индийского океана в мезозое. По второй гипотезе вся южная Азия состоит из блоков, которые были частью Гондваны или свободно дрейфовали в Тетис (восточные границы этого океана неопределенны). Происходило последовательное перемещение сиаля от Гондваны к Азии. Однако совмещение крупных и особенно мелких (Мадагаскар, Сейшелы, Шри-Ланка) континентальных блоков все еще проблема

Восточно-Африканская система нередко рассматривается как аккреционная граница плит *in situ nascendi*, будущий срединно-океанический хребет. Эти популярные представления не согласуются с геологической историей системы, восходящей к докембрию. Рифтовая система протягивается на 4000 км как пояс анастомозирующих разломов от Баб-эль-Мандебского пролива до р. Замбези. Родезийская "Большая Дайка" и Бушвельдский магматический комплекс намечают ее продолжение еще на 1500 км к югу, до р. Оранжевой [475].

"Большая Дайка" — гигантский норитовый массив линейных очертаний, прорывающий Родезийский щит. Это, вероятно, наиболее древняя "окаменевшая" часть рифтовой системы (2,8—2,5 млрд. лет). Ее восточная ветвь, включающая рифты Грегори и Эфиопский, контролировала развитие Мозамбикской геосинклинали (архейской, реактивированной движениями Катангского цикла, 900—450 млн. лет), западная, огибающая Танганьикский щит, связана с развитием докембрийских Убенлиндид. Многократная реактивация рифтов происходила в период Карру, затем в связи с вертикальным тектонизмом краевой зоны в юре и мелу и, наконец, в кайнозое. Наряду с вертикальными дислокациями, преобладающими движениями по рифтовой зоне были правосторонние сдвиги.

Меловой магматизм, преимущественно щелочного характера, проявился на юге, в рифте Малави, в конце юры—неокоме, в танзанийском и кенийском отрезках рифтовой системы — в среднем мелу и на рубеже мела и палеогена [457]. Возраст карбонатитов Малави колеблется в пределах 136—123 млн. лет, Танзании — 101—113 млн. лет. В Кении известны щелочные породы, датированные 60—70 млн. лет. Позднейший вулканизм приурочен главным образом к северной части рифтовой системы до 4° ю.ш. и локально в западной ветви. В районе оз. Танганьика, в разломной зоне Мутиго (Кения) и других местах явно выражена унаследованность кайнозойского рифтинга, развивающегося по архейским зонам милонитизации и гипербазитовых интрузий.

Несмотря на столь длительное унаследованное полициклическое развитие, расширение измеряется несколькими километрами. Максимальная цифра, приводимая для хорошо изученного Кенийского свода, — 10 км. Р. Макконелл [475] объясняет незначительное расширение давлением со стороны срединных спрединговых систем Атлантического и Индийского океанов. Однако эти системы, по теории плит, возникли лишь в мезозое и не могли "мешать" африканским рифтам расширяться, скажем, в протерозое.

Из геологической истории Восточно-Африканской рифтовой системы следует, что она или не аналогична срединноокеаническим хребтам, или последние также являются сдвиговыми системами с некоторым раздвиговым компонентом. Макконелл описывает образование рифтовых долин как опускание осевого блока сводового поднятия по субвертикальным сбросам. Этот механизм может объяснить проникновение материала верхней коры и осадочного покрова в глубинные магматические очаги и особенности рифтового вулканизма.

Позднемезозойские бассейны

Позднемезозойские вертикальные движения выглядят как развитие процессов дробления и опускания окраины континента, начавшегося в позднем палеозое образованием системы грабенов и полуграбенов, заполненных континентальными и паралическими отложениями комплекса Карру. Эта система протягивалась от южной оконечности Красного моря, на протяжении которого находится грабен, пересекающий Африканский рог, через внутренний грабен восточной Танзании к прибрежным бассейнам Мозамбика и Южной Африки [413]. Эвапоритовые толщи в Карру [413] свидетельствуют о близости моря. В течение перми и триаса морское влияние на осадконакопление возрастает. Во внутреннем грабене Танзании мощность триасовых эвапоритов достигает 3000 м [412].

Позднелейсовая морская трансгрессия охватила главным образом северную часть побережья. Слои с однообразной тоарской фауной [5] прослеживаются от Аравии к северной Кении и северному Мадагаскару (возможно, находившемуся севернее современного положения, см. ниже). Морской байос распространен шире, практически вдоль всего побережья вплоть до Южной Африки. Синхронность среднеюрской трансгрессии в пунктах, отстоящих друг от друга на тысячи километров, показывает, что она шла со стороны Индийского океана [412].

В районе Оббии и Могадишо (восточная Сомали) мощность известняков плинсбах-средней юры достигает 2000 м. Мощные карбонатные и турбидитовые толщи с оползневыми структурами возле Момбасы (Кения) свидетельствуют о быстром погружении шельфовых бассейнов. В Восточной Танзании отмечается временное смещение активности краевых разломов в сторону океана.

На рубеже юры и мела опускание по краевым разломам замедлилось или даже сменилось поднятием, вызвавшим смену морских фаций континентальными красноцветами. Однако в Сомалийском бассейне морское осадконакопление было, по-видимому, непрерывным: на морской юре залегает не менее мощный (около 2000 м) морской нижний мел, распространенный на 100 км в глубь суши. В среднем мелу в шельфовой части бассейна отлагались глубоководные глины, с турона — турбидиты. Мощность меловых—эоценовых отложений уменьшается по направлению к Сейшелам.

В Мозамбикском Канале — грабенообразном прогибе со ступенчатыми сбросами на флангах и горстовыми поднятиями (Хуан-де-Нова) — морское осадконакопление также было, по-видимому, непрерывным с нижней юры до конца мела. Однако в западной (наземной) и южной частях Мозамбикского бассейна нижний мел несогласно залегает на Карру и начинается грубообломочными континентальными фациями. Здесь отмечено несогласие на границе сеномана и турона. В бассейне Агульяс (мыса Игольного), у южной оконечности Африки морские осадки средней юры — мела мощностью до 4000 м заполняют ряд параллельных грабенов на палеозойском фундаменте. Значительный перерыв в осадконакоплении приходится на мел-палеогеновый рубеж (широко распространенное пред-эоценовое несогласие).

В районах, не захваченных юрской трансгрессией или испытавших под-

нятие на рубеже юры и мела, континентальные красноцветы начиная с баррема или апта повсеместно сменяются прибрежно-морскими и затем фациями открытого шельфа. О масштабе вертикальных движений свидетельствуют неоком-аптские толщи Маконде в Танзании и Сена в Мозамбике до 2000 м и более с базальтами в основании разрезов. Вулканогенная толща Стромберг — базальтоиды и риолиты мощностью 1500 м — залегает на Карру и продолжается на шельфе и континентальном склоне до глубины 3000 м. По мнению П. Кента [413], эти вулканиты далее переходят в океанические толеитовые базальты, описанные как фундамент в скважинах глубоководного бурения. В западной части Индийского океана на них залегают пелагические осадки нижнемелового возраста.

В районе Дурбина на юрских вулканитах залегает грубообломочная толща нижнего неокома. Морские фации появляются в верхнем барреме. В альбе—сеномане развиты песчано-алевролитовые, в сеноне — глинистые глауконитовые фации. Основные несогласия — предальбское и предконьякское. Коньякские конгломераты залегают на сеномане и в южных районах на нижнем мелу.

Мадагаскар

Мадагаскар всегда был камнем преткновения для гондванских реконструкций. Обычно его считают частью Африки, помещая севернее, южнее или там же, где он находится сейчас [541]. На западном Мадагаскаре развиты среднемеловые базальтоиды того же типа, что и в Мозамбике, — один из геологических доводов в пользу фиксированного положения острова, по крайней мере с середины мела [412]. С другой стороны, более северное положение позволяет совместить гранулитовые пояса Южной Индии, Шри-Ланка и Мадагаскара [260].

Параллельно африканскому берегу от 20° ю.ш. до 9° ю.ш. протягивается подводное поднятие Дэйви. На его северном продолжении по гравиметрическим данным находится погребенное поднятие, прослеженное вплоть до диапировых структур у берега северной Кении и южной Сомали. В целом этот линеамент интерпретируется как трансформный разлом. Параллельно ему протягивается еще ряд менее выраженных в рельефе дна разломов, упирающихся в северный край Мадагаскара. Предполагают [541] сдвиг Мадагаскара к югу по этой разломной зоне. У Сомалийского побережья выявлена серия широтных магнитных аномалий, приблизительно перпендикулярных разломной зоне Дэйви, со спокойными зонами на флангах. На шельфе как Кении и Сомали, так и северного Мадагаскара прослеживается магнитная аномалия большой амплитуды, вероятно, связанная с магматизмом краевых разломов. К ней примыкает спокойная зона, датируемая по аналогии с Атлантикой, средней юрой. Однако на примере Атлантики мы увидим, что спокойные зоны отвечают преимущественно опустившимся участкам континентальной коры. Это ставит под вопрос идентификацию заключенных между ними аномалий как M9-M25 (~ 121–153 млн. лет). Кроме того, симметричный спрединг между Сомали и Мадагаскаром в течение 32 млн. лет требует соответствующих субдукционных или коллизионных зон севернее и южнее этих плит и его невозможно согласовать с реконструкцией домеловой Гондваны (что само по себе не исключает смещения

Мадагаскара, поскольку и реконструкция Гондваны вызывает большие сомнения). Полосовые магнитные аномалии в данном случае могут отражать черепитчато-блоковую структуру сжатия — относительно недавнего, так как они практически не смещены меридиональными разломами.

Индийское побережье

Восточный край Индии представляет собой почти сплошной мезозойский прогиб, имеющий горст-грабенную структуру и подразделяемый на ряд бассейнов (с севера на юг: Бенгальский, Маханади, Годавари-Кришна, Палар, Кавери), продолжающихся на шельфе (рис. 11). На северо-запад от этой зоны в глубь кратона протягиваются узкие грабены, параллельные линеаментам докембрийского фундамента. Наиболее древняя структура, унаследованная от докембрия, — грабен Пранчита-Годавари (ширина 55 км), содержащий раннепалеозойские отложения. В других грабенах, а также и береговых бассейнах Годавари-Кришна, Палар и их подводных частях самые древние отложения чехла пермские (Тальчир), причем в бассейне Палар достоверно установлена морская пермь [570]. Верхняя пермь, триас и юра развиты преимущественно в грабенах. Нижний мел (или верхняя юра—нижний мел) залегает несогласно, местами непосредственно на фундаменте. На севере это главным образом песчаники с прослоями конгломератов и глин, содержащие остатки наземных растений и морскую фауну, южнее пестроцветные гипсоносные глины, черные альбские глины, аргиллиты (в районе Иллора) и рифовые известняки. В бассейне Палар выделяется толща валунных конгломератов аптского возраста (до 2000 м).

Морской верхний мел развит в бассейне Кавери — гипсоносные глины, известняки, конгломератовые песчаники серий Уттатур, Тричинополи и Арийалур, до 2700 м — и в шельфовых впадинах. Каждая серия представляет собой мегаритм, отделенный от предыдущего несогласием [570, 544]. Серия Уттатур, верхний альб—сеноман, около 700 м сложена в основном гипсоносными глинами, чередующимися глинами, мергелями и (вверху) рифовыми известняками. В средней части описаны слои с фосфоритовыми конкрециями. Рифы развивались по краю бассейна. Позади них, вероятно, накапливались черные алевропелиты [570]. Серия Тричинополи, турон—сантон, 600 м, начинается грубой кластикой, выше следуют песчаники, алевролиты, ракушечняковые известняки. Серия Арийалур, кампан—маастрихт, около 600 м, в нижней части трансгрессивные псефитовые фации, выше — лагунные и континентальные с остатками динозавров.

Известняки и известковистые песчаники с крупными раковинами аммонитов и кораллами встречаются в районе Пондичерри вплоть до среднего маастрихта, после чего море отступает. Отложившиеся после перерыва кремевые мергели и известняки Нинийур с *Hercoglossa danica*, 200 м, знаменуют новую трансгрессию. Возраст этой серии спорен, но большинство исследователей относит ее к данию или монсу. В других местах установлены лишь подтрапповые известняки и морские песчаники (70 м).

Деканские траппы покрывают северо-западный склон Годаварского рифта, который, видимо, продолжается под трапповым плато. Излияния базальтов отмечены в шельфовых частях Годавари-Кришна и Кавери.

Ряд исследователей отмечают геологическое сходство восточного побе-

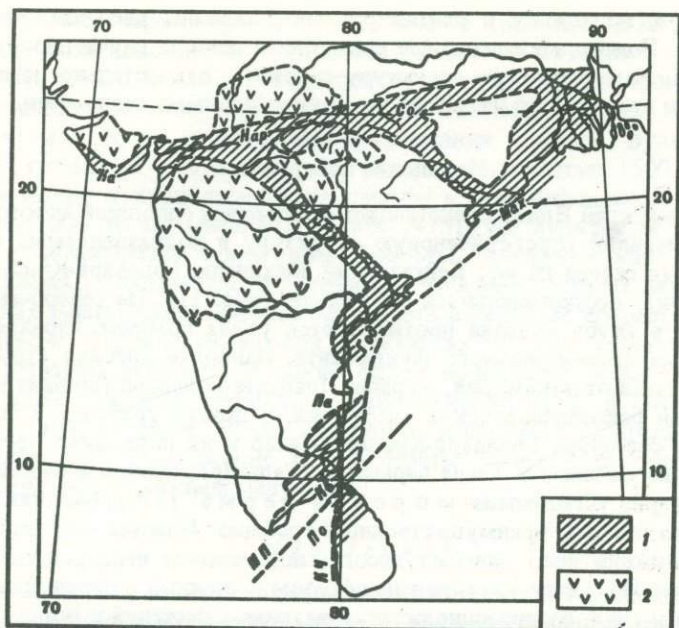


Рис. 11. Структуры Индийской плиты

1 – окраинные прогибы и грабены: *Ka* – Кач, *Nar* – Нармада, *So* – Сон, *Мах* – Маханади, *Год* – Годавари, *Па* – Палар, *Кв* – Кавери, *По* – Полк; 2 – траппы; разломы между нею и Шри-Ланка: *МП* – Манар-Полкский, *КЧ* – Карайккал-Чилав

режя Индии и северо-западной Австралии с продолжающимися впадинами [570]. В частности, индийские грабены Маханади и Пранчита-Годавари соответствуют по ориентировке, ширине, времени заложения австралийским Фицрой, Каннинг и Карнарвон. Хотя подобное сходство едва ли оправдывает сближение Индии и Австралии на предрифтовых реконструкциях, оно указывает на принадлежность этих грабенов единой рифтовой системе очень древнего заложения, неоднократно подвергавшейся реактивации.

Среднемезозойские отложения западного побережья Индии, изученные главным образом на п-ове Кач, традиционно описывали как "гондванские" – термин, применяемый в индийской геологии к континентальным отложениям. Основанием для этого служили: остатки наземных растений. Сейчас, однако, выясняется [432], что эти отложения морские – преимущественно глауконитовые песчаники с прослоями карбонатных глин и углей. Их возрастной диапазон верхний титон – альб, и они сопоставимы с отложениями того же возраста на западном Мадагаскаре.

Декаанские траппы

Проявления траппового магматизма в центральной Индии (Гвалияр) известны с докембрия. К позднемезозойской фазе относят: 1) траппы Силхет на юге Шиллонского плато, ассоциирующие с риолитами, игнимбри-

тами и щелочными базальтоидами, предположительно среднемеловые, 2) траппы Раджмахал в Бихаре, по радиометрическим датировкам 100—69 млн. лет; 3) кислые лавы о-ва Св. Марии в штате Карнатака на юго-западе страны, датированные 93 млн. лет, 4) лавы п-ова Кач, 110—60 млн. лет [620].

Нетрудно заметить, что эти вулканы связаны с активизацией разломов на границе Индийского кратона с Бенгальским бассейном на востоке и Аравийским морем на западе. Судя по радиометрическим датам, наиболее интенсивные вертикальные движения по краевым разломам происходили в середине мела.

Поскольку в пределах главного траппового поля на Деканском плоскогорье также получены К-Аг даты 101, 93, 84—85 млн. лет, то считают возможным говорить об одной вулканической фазе в интервале 100—30 млн. лет [606, 620]. Кажется, однако, целесообразным отделить собственно деканский трапповый вулканизм центральной Индии от вулканизма окраинных зон, так как он 1) связан с иной системой разломов и 2) имеет в основном более молодой возраст.

Деканский трапповый вулканизм связан с разломными зонами Камбей и Нармада-Сон, которые содержат рои даек север-северо-западного и восток-северо-восточного простирания соответственно. Грабен Камбей, по-видимому, находится на продолжении Чагос-Лакадивских разломов, тогда как Нармада-Сонский рифт параллелен разлому Оузн. Таким образом, траппы можно связать с активизацией этих разломных систем (а не с "расколом Гондваны" или скачком срединного хребта) в конце мела-палеогена. Заметим, что вулканизм хребта 90-го градуса (см. ниже) совпадает по времени с деканским.

Деканские траппы занимают площадь 518000 км², их мощность в западных районах достигает 2000 м. В нижних траппах преобладают трещинные излияния кварц-нормативных толеитов, в верхних — продукты взрывного вулканизма. Верхние траппы интродуцированы габбро, диоритами, монцонитами и нефелиновыми сиенитами. Большинство радиометрических дат, относящихся к нижним траппам, группируются возле 65—60 млн. лет [462], что указывает на относительно кратковременный эпизод наиболее обильных излияний. Вопрос о нижней возрастной границе все же остается открытым, так как получены и более древние даты вплоть до 100 млн. лет, и палеонтологические датировки подтрапповых и межтрапповых слоев несколько противоречивы. В долине р. Нармада траппы залегают скорее всего несогласно на слоях Багх (Ламета) — песчаниках и песчаных известняках с зубами акул. Возраст этих слоев определяют в пределах сеноман—маастрихт [662], предпочтительно верхний турон [380]. В южной Индии подтрапповые слои относят к зоне *Cardita (Venericardia) beaumonti*, содержащей также *Hercoglossa danica* и относимой большинством исследователей к данию. Однако конспецифичность индийских и европейских "*Hercoglossa danica*" вызывает некоторые сомнения и, кроме того, обе руководящие формы встречены как в заведомо маастрихтских так и в монско-танетских отложениях [476, 569].

Этот остров привлекал меньше внимания, чем Мадагаскар, и в реконструкциях Гондваны его произвольно помещали в пустоты между Индией, Мадагаскаром и Африкой или между Индией и Антарктидой. Предположение А. Крофорда [260] о продолжении докембрийского метаморфического пояса Восточных Гат на Шри-Ланка кажется убедительным, но сближение с восточной Антарктикой основано на не более чем общем сходстве между всеми докембрийскими метаморфическими поясами Гондваны. М. Кац [396] постулирует три фазы движений: раскол по разлому северо-восточного простирания (параллельно линеаментам фундамента) в юре; раздвиг вдоль разломов северо-западного простирания (тоже соответствующего докембрийским разломам) в мелу в связи с раскрытием Бенгальского залива, движение к югу по меридиональной системе разломов в палеогене—эоцене и, наконец, небольшой разворот против часовой стрелки в результате реактивации северо-восточных линементов в олигоцене.

Неясно, однако, каким образом Шри-Ланка могла оставаться вблизи Индии во время ее длительного путешествия к северу, если раскол между ними возник уже в юре, т.е. одновременно или даже раньше, чем они отделились от Антарктиды. Шри-Ланка в качестве отдельного блока принимала участие во всех перемещениях континентов, приведших к раскрытию Индийского океана, и тем не менее ее смещение относительно Индии не превысило 200 км. Это одно из противоречий, бросающих тень на сближение с Антарктидой и всю предрифтовую Гондвану.

Имеющиеся данные указывают лишь на то, что метаморфический фундамент острова может быть продолжением Восточных Гат и что меловой—третичный Полкский бассейн на Шри-Ланка соединялся с индийским бассейном Кавери. В целом это грабен, ограниченный разломами северо-восточного простирания, заложение которых, вероятно, относится к докембрию. Ограниченные выходы отложений Гондванской серии вдоль северной и южной границ грабена свидетельствуют о начале погружения в юре. Разрез мелководных морских отложений непрерывен от альба до дания (105—65 млн. лет), затем после перерыва морское осадконакопление возобновилось в позднем палеоцене. Центральный рифт этого бассейна вдоль оси Монарского залива — Полкского пролива, возможно, возник в результате сдвиговых дислокаций по меридиональной разломной зоне Индрани, северное продолжение которой образует разлом Карайккал-Чилав, пересекающий пролив. Параллельные разломные зоны Чагос-Лакадивская, Индрани и Индра, по-видимому, полностью контролировали сдвиговые дислокации в этом регионе. Отметим, что вулканизм Коморских островов подтверждает более позднюю реактивацию разломов северо-западного направления. Вдоль островной цепи наблюдается временный сдвиг вулканизма к северо-западу.

Бирманско-Индонезийская островодужная система

Северо-восточная часть Индоокеанского пояса представляет собой островодужную систему, опоясывающую жесткие палеозойские массивы плато Шан в Бирме и Зондской плиты. На севере она соединяется с Перииндийским офиолитовым поясом (зона Нага, раздел I). Прямым продолжением

индийской зоны Нага можно считать офиолитовый пояс Аракан-Йома, надвинутый на шельф массива Шан. К югу он прослеживается по Андаман-Никобарскому хребту, надводный выступ которого образует Андаманские и Никобарские острова. Восточная часть хребта сложена породами офиолитовой ассоциации — серпентинизированные гипербазиты, спилиты, радиоляриты, на которых залегают мощная толща палеоценовых и более молодых (вплоть до верхнего миоцена) мелководных песчаников, конгломератов и относительно глубоководных турбидитов.

Далее островодужный пояс протягивается к островам Ментавай, а миогеосинклинальный — к проливу Ментавай, отделяющему эти острова от Суматры [555].

В тылу этой островодужной системы находился окраинный вулканоплутонический пояс Зондской плиты, представленный ниже-среднемиоловыми известково-щелочными эффузивами и интрузиями адамеллитов. На п-ове Малакка адамеллиты в районе Ранонга датированы 111 ± 6 — 113 ± 8 млн. лет.

Шарьирование и воздымание орогена происходило на рубеже мела и палеогена. К этому времени относится активизация диагональных сдвиговых систем, пересекающих весь регион с северо-востока на юго-запад и северо-запада на юго-восток. Наиболее важные из них показаны на рис. 10. Это два левых сдвига, пересекающих п-ов Малакка возле Пхукетского "локтя" и продолжающихся через Сиамский залив к побережью Таиланда, где они смещают пояс гранитоидов. Смещение по ним оценивается в 200 км [323]. Поперечная по отношению к ним левосдвиговая Малайская зона (разлом Бок-Бак) прослеживается почти на 1000 км вдоль оси п-ова Малакка. К той же системе относится разлом Семангко вдоль Суматры и его возможное продолжение — разлом Лембанг на Яве [392]. Это сбросо-сдвиговые зоны с серией параллельных грабенов, начало развития которых относится к середине мела. Многие исследователи вслед за Ф. Венинг-Мейнсем предполагают смещение Зондской плиты к юго-востоку относительно Коксовой котловины.

Австралийское побережье

Три крупных бассейна — Бонапарт, Каннинг с грабеном Фицрой и Карнарвон на северо-западном побережье Австралии — врезаны в докембрийский фундамент по разломам северо-западного простирания и продолжаются на шельфе в виде широких ступеней или системы горстов и грабенов. Палеозойское заполнение мощностью 7—10 км начинается мелководными кластическими и карбонатными отложениями ордовика. В девоне отлагаются красноцветы и эвапориты, в конце периода и нижнем карбоне — рифовые известняки, после тектогенеза Элис-Спрингс, в позднем карбоне—ранней перми — морские и паралические гляциогенные диамиктиты, в поздней перми и триасе — мелководные морские и дельтовые толщи. Мы видим явное преобладание морских или приморских фаций [637].

На шельфе широко распространены мелководные триасовые известняки. В конце периода их сменяют паралические фации, в то время как две грабенообразные впадины — Фицрой в бассейне Каннинг и Картье на шельфе Саул — быстро погружаются, заполняясь мощной кластикой [313].

Юрско-меловой структурный план определяется главным образом разломами северо-восточного простирания. По ним происходит опускание окраинных грабен с морскими и паралическими угленосными толщами. Верхнеюрские базальты известны в бассейне Бонапарт и в прогибе Картье на северной окраине шельфа [487].

Меловой Карнарвонский бассейн простирался от докембрийского щита до края шельфа, его западная граница точно не известна. В основании мела залегают дельтовые песчаники Барроу. В апте обширная трансгрессия охватывает весь бассейн, отлагаются мощные глинистые толщи с песчаными прослоями — основными коллекторами нефти. В альбе распространены радиоляриты Виндалия. Турон-маастрихтский трансгрессивный цикл представлен глинисто-карбонатными отложениями. Палеоценовые песчаники залегают большей частью несогласно [487].

Бассейн Бонапарт включает грабен Малита и шельф вплоть до Тиморского желоба. Здесь также описаны дельтовые отложения раннего неокома и трансгрессивные циклы апта—турона и турона—маастрихта [439]. В грабене Малита отлагались глауконитовые и кремнистые, в позднем мелу — карбонатные турбидиты большой мощности. Граница мела и палеоцена в ряде разрезов совпадает с резкой сменой фаций, датский ярус, видимо, выпадает.

На месте Тиморского желоба в раннем мелу было поднятие, в позднем — карбонатная платформа с ритмически переслаивающимися известняками и мергелями.

Тимор находится на краю Австралийской плиты вблизи ее границы с Зондской плитой. О Зондской плите см. ниже в разделе о Тихоокеанском поясе. Как с северо-востока, так и с юга она была обрамлена вулканическими дугами. Решение вопроса о положении Австралии относительно Зондской плиты во многом зависит от того, есть ли признаки влияния этой островодужной системы (дуг Банда) на осадконакопление в области Тимора.

Пермские и триасовые отложения Тимора входят в состав метаморфического комплекса и часто рассматриваются как покровы, надвинутые с севера (в этом случае близость дуг Банда кажется весьма вероятной), однако есть сторонники их автохтонного образования на окраине Австралийского континента. На метаморфическом комплексе в западной части острова залегают аггломераты и туфы верхнеюрского (?) — нижнемелового возраста. Выше следуют силициты, переслаивающиеся с известняками и песчано-глинистыми отложениями. Силициты содержат значительное количество туфогенного материала и рассматриваются как относительно мелководные [293]. Аналогичные силициты известны на южном Калимантане и в северо-западной части Сулавеси. В то же время на южном побережье Тимора развиты более глубоководные силициты, почти без кластической и туфогенной примесей в сочетании с лутитовыми фациями, обнаруживающими оползневые текстуры (серии Ваи-Буа на востоке и Офу на западе [183]).

Таким образом, можно говорить о совмещении здесь двух фациальных типов кремнистых пород, один из которых тяготеет к вулканогенному комплексу дуг Банда, а другой — к подножию австралийского континентального склона. Эту ситуацию объясняют коллизией Австралии с дугами

Банда [293]. Однако если предположить, что кремнисто-лутитовые фации относятся к глубоководному желобу, а туфогенно-кремнистые — к промежутку дуга-желоб, то нет необходимости в постулировании сколь угодно значительных пространств океанской коры между ними. Поднятие и андезитовый вулканизм в конце мела, вероятно, свидетельствует о миграции вулканической дуги к югу. При этом Тимор оказался в преддуговом прогибе, а желоб, также сместившись к югу, отделил его от шельфа Саул. В миоцене, когда на острове отлагалась олистостромовая толща Бобонара, содержащая меловые олистолиты, он по-прежнему находился в преддуговом прогибе.

Подводные структуры

Кора Индийского океана отделена от коры материковых окраин сдвиговыми зонами. На востоке это описанные выше крупные сдвиги северо-западного простирания, проходящие по п-ову Малакка, Суматре, Яве и, вероятно, Зондскому желобу, на западе разлом Оуэн вдоль побережья Сомалийской впадины. Вполне возможно, что эта сдвиговая зона продолжается к югу через Мозамбикский пролив, обеспечивая смещение Мадагаскара относительно Африки (см. выше). Треугольные очертания Аравийского полуострова и Индостана объясняются тем, что они ограничены пересекающимися диагональными сдвигами.

Наиболее примечательная черта коры Индийского океана — это система меридиональных линеаментов (с запада на восток): Дэйви, Мадагаскарский, Мальдивский, Индрани, Индира, хр. 86-го градуса, Восточно-Индийский (хр. 90-го градуса), Андаман-Никобарский, Инвестигейтор и еще ряд безымянных, расположенных через почти равные промежутки в $4-6^\circ$. Вероятна связь этой системы с африканскими рифтами. Она, очевидно, продолжается и далее к северу, но на $10-20^\circ$ с.ш. диагональные разломы более активны. К меридиальной системе относится и сегмент Аравийско-Индийского хребта между 20° ю.ш. и экватором.

Многие геодинамические модели основаны на представлении об этих меридиональных линеаментах как внутренних структурах Индийского океана, так или иначе связанных с его расширением. В ряде случаев, однако, очевидна их связь с глобальной системой ортогональных разломов. Так, Мадагаскарский хребет примерно соответствует по долготе Уральско-Оманской разломной зоне, Мальдивский — Ямало-Пуровскому рифту Западной Сибири, Восточно-Индийский — Тунгусской рифтовой системе (или Ямало-Пуровской, если принять во внимание возможность смещения по диагональным разломам).

Диагональные линеаменты — это участки срединного хребта севернее экватора и южнее 20° ю.ш., хребты Маскаренский, Западно-Индийский, Кергелен-Крозе, Брокен и его продолжение по разлому Диамантина южнее Австралии. Разделенные ими полигоны заключают котловины Сомалийскую, Крозе, Эндерби, в которых установлено или предполагается по палеомагнитным изохронам распространение верхнемеловых отложений [333].

Восточно-Индийский хребет

Наиболее изученный в системе меридиональных линеаментов Восточно-Индийский хребет, или хребет 90-го градуса, протягивается от хр. Брокен около 30° ю.ш. до 6° с.ш., где уходит под осадки Бенгальского залива. Толщина его коры 20–25 км. Петрология слагающих хребтов вулканитов изучена по колонкам скважин глубоководного бурения. На станциях DSDP 214 и 216 разрез венчают лигниты или мелководные известняки. Ниже залегают андезиты и их туфы, под ними — базальты с прослоями туфов. Среди базальтов выделяют несколько разновидностей, петрологические особенности которых указывают на изменение глубины излияний. Петрохимически все они характеризуются низкой глиноземистостью, высоким содержанием железа и титана. Содержание K_2O колеблется в широких пределах (0,2–1,5%). Эти особенности, общие для вулканитов асейсмических подводных хребтов (Китовый, Кокос, Исландско-Фаррерский) и расположенных на них островов (Тристан-да-Кунья, Гоф, Кокос и др.), одновременно отличают их от базальтов срединно-океанических хребтов. Интересно, что острова Амстердам и Сен-Поль, расположенные в области Центрально-Индийского срединного хребта, по характеру вулканизма ближе к хр. 90-градуса [356].

Высота хребта 90-го градуса — 2500 м в общем совпадает со средней высотой срединно-океанических хребтов и по расположению между двумя обширными котловинами он напоминает Атлантический срединный хребет. Однако в отношении 90-го градуса гипотеза спредингового центра никогда серьезно не обсуждалась. Его рассматривали как горстовое поднятие на стыке плит, как след мантийной струи (аналогично Гавайям) или как экструзивный вал вдоль трансформного разлома. Дж. Склатер и Р. Фишер [584] поддерживают последнюю гипотезу, так как слабая гравитационная аномалия не подтверждает горстовое поднятие, а разновозрастная кора по обе стороны хребта не согласуется с механизмом мантийной струи. По их модели хребет образован экструзиями в точке пересечения спредингового хребта трансформным разломом (по мере расширения коры они сдвигались к северу, причем его наиболее прямая часть между 9° и 20° ю.ш. соответствует вулканизму зияющего разлома в связи со "скачком" спредингового хребта на 11° к югу). По другой гипотезе трансформный разлом соединял Индийский и Вартоновский спрединговые хребты (последний — предположительно центр расширения между Индией и Австралией описан по распределению магнитных аномалий восточнее островов Ментавай). Этот трансформный разлом, проходящий вдоль восточного склона хребта, контролировал относительное смещение Индийской и Австралийской плит в промежутке 40–80 млн. лет. Подтверждением первой гипотезы, кроме расположения магнитных аномалий, служит уменьшение высоты хребта в направлении спрединга в соответствии с моделью старения — охлаждения — погружения коры.

На хребте и в его окрестностях пробурено семь скважин, по которым установлено увеличение возраста коры в северном направлении от позднего олигоцена до сенона (см. рис. 10). Хребет понижается в том же направлении. Расстояние в градусах и разница в возрасте между последовательными скважинами составляют: скв. 254–253 ~ 6°, 20 млн. лет, скв. 253–

214 ~ 13°, 14 млн. лет, скв. 214—216 ~ 13°, 2 млн. лет (практически нет изменения в возрасте), скв. 216—217 ~ 7°, 10 млн. лет. Эти цифры достаточно красноречивы. Они не укладываются в реалистическую схему дрефта и свидетельствуют лишь об эпизодическом вулканизме в сеноне—олигоцене. Корреляция с высотой хребта, который в течение всего этого времени находился вблизи уровня моря, заставляет заподозрить связь между возрастом и глубиной эрозионного среза, но она может отражать также и реальную миграцию вулканизма от периферии к области срединного хребта. В последнем случае можно приблизительно оценить величину смещений по меридиональным трансформным разломам. Если скважины 215 и 213 по обе стороны хребта находятся в одной широтной вулканической зоне (возраст "коры" в пределах 58—62 млн. лет), то максимальное смещение по разлому 90° не более 300 км. К востоку от хребта Инвестигейтор скважины 211, 212 и 256 достигли верхнемеловых, а скважина 256 у берегов Австралии — среднемеловых базальтов (110—100 млн. лет). Если сделать аналогичное допущение в отношении точек 216 и 211 (маастрихт-датская зона), то суммарное смещение с конца мела по разломам 90° — Инвестигейтор составит приблизительно 1000 км.

Брокен — Кергелен

Эти поднятия расположены почти симметрично по обе стороны срединного хребта и обычно рассматриваются как парные асейсмические хребты, разделенные спредингом (подобно Риу-Гранди — Китовому в Атлантике). Однако на дорифтовой реконструкции западной Гондваны они в значительной мере перекрываются, что породило множество гипотез [501]. Один из вариантов состоит в том, что расхождение Австралии и Антарктиды началось не в палеогеновом магнитохроне 22, а в меловом 34, около 110—90 млн. лет назад [501]. Спокойная магнитная зона вдоль Австралии и Антарктиды, следовательно, среднемеловая.

Хотя толщина коры на этих поднятиях достигает 20 км, предположение о их континентальной природе не подтвердилось [286]. Их образование связывают с интенсивным вулканизмом отдельного сегмента спредингового хребта.

На плато Кергелен наиболее древние датированные отложения сенонанские, развитые в его южной части [339]. Региональный сейсмический рефлектор, очевидно, соответствует предэоценовому несогласию. На хр. Брокен бурением вскрыты мелководные сантонские известняки, образующие ряд акустических рефлекторов, падающих к северу. Здесь также установлено предэоценовое несогласие.

Отметим, что несогласие на рубеже мела и палеогена имеет очень широкое распространение и в данном случае никак не может быть истолковано как результат спрединга. Характер вулканизма не подтверждает образования плато Кергелен и хр. Брокен в зоне спрединга. С хр. Брокен подняты базальтоиды двух типов — долериты толеитового ряда и афировые амигдалоидные плагиобазальты островного типа [265, 122].

Судя по топографическим взаимоотношениям, хребты 90-го градуса и Брокен принадлежат системе пересекающихся под прямым углом разломов и нет оснований предполагать их различное происхождение. Вдоль хр. Бро-

кен проходит широтная разломная зона, срезающая его крутой южный край и продолжающаяся восточнее в виде так называемой зоны Диамантина, выделенной по очень неровному рельефу дна. Восточная оконечность плато Кергелен пересечена системой горстов и грабенов трассирующих, возможно, южное продолжение хребта 90-го градуса. Таким образом, оба поднятия образовались на пересечении меридиональной и широтных разломных зон.

Заключение

Единство Индоокеанского пояса определяется развитием однотипных докембрийский и палеозойских структур на окраинах Африки, восточной Индии, Зондской плиты и Австралии, общностью истории позднемезозойского осадконакопления в краевых бассейнах. В них обычно различимы апт-гуронский, турон-сантонский и кампан-маастрихтский циклы трансгрессий и регрессий.

Восточную границу образуют вулcano-плутонический окраинный пояс Зондской плиты, миогеосинклинальный прогиб и островодужные структуры Аракан-Йома — Андаман-Никобарского хребта — островов Ментавай. Вулканизм и плутонизм в этой системе особенно активны в середине мела.

К среднемеловым событиям относится заложение грабена Нармада-Сон (в туроне) и начало траппового магматизма. Дорифтовая активность Красноморской разломной зоны относится примерно к этому же времени.

Океанская кора отделена от материковых окраин сдвиговыми зонами. В ее структуре отчетливо проявляется ортогональная система линейных — меридиональные разломы и приразломные экструзивные валы, расположенные с промежутком в $4-6^\circ$. Некоторые из них, вероятно, связаны с глобальными разломными зонами, протягивающимися через всю Азию. Диагональные сдвиги ограничивают Аравийский и Индостанский "треугольники", определяют положение отдельных отрезков срединного хребта, а также хребтов Кергелен-Крозе, Брокен и др. Они делают кору западного сектора на полигоны, заключающие впадины, в которых распространены верхнемеловые отложения.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС

Глубокая древность Тихого океана не оспаривается ни одной из современных геотектонических теорий. Тем не менее древнейшие отложения — верхнеюрские бескарбонатные кремнистые глины — имеют здесь примерно такой же возраст, как в Атлантике. По включениям в базальтах на Таити получены К-Аг даты до 833 млн. лет [433], но они требуют проверки. Как целостная планетарная структура Тихоокеанский пояс несомненно существует с раннего палеозоя, хотя кора его неоднократно подвергалась дроблению и повторной консолидации.

Восточная окраина Северной Азии

Этот обширный регион, как и другие подвижные пояса, представляет собой мозаику блоков, скрепленных складчатыми зонами. Его историю нередко представляют как последовательную консолидацию блоков в пространстве между Сибирской, Сино-Корейской платформами и Тихим

океаном. После консолидации тектоническая активность сместилась на границу с океанской плитой. Реальная история, однако, гораздо сложнее. Подвижный пояс претерпевал неоднократное дробление, причем границы исходных блоков менялись, возникали новые блоки, старые структурные швы снова активизировались. Эти процессы продолжают и по сей день. Поэтому невозможно принять единую схему блоков для всех периодов. Не разбирая во многом противоречивые схемы, предложенные советскими и зарубежными исследователями, отметим наиболее важные для дальнейшего обсуждения блоки (рис. 12): на севере, к востоку от Верхоянской системы Яно-Индигирский, Колымский, Омолонский, Чукотский и Берингский (шовные зоны: Момская, Полоусненская, Зырянская, Анюйская, Корьянская, Пенжинско-Пекульнейская); южнее: Западно-Охотский (Кухтуйский), Охотоморский, Буреинский, Ханкайский, Япономорский (шовные зоны: Сетте-Дабанская, Джугджур-Кони-Тайгоноская, Сихотэ-Алинская, Малохинганская).

Восточную границу Колымской плиты с редуцированным гранитным слоем образует Момо-Селеняхский пояс с покровными пластинами ордовикских офиолитов на Полоусном и Тас-Хаяхтакском антиклинориях [7]. Впоследствии Колымский массив был рассечен Алазейским рифтом [146, 148, 104], вероятно, продолжавшимся через Анюйский прогиб к Брукской геосинклинали и определившим южную границу Чукотского блока. В покровах Алазейской зоны есть пластины офиолитовых олистостром и метаморфитов каменноугольного возраста.

Одна из основных фаз сжатия приходится на среднюю юру. В это время завершилось формирование покровных систем Верхоянского пояса и Полоусненской зоны (покровы триасовых и юрских пород на триасовом автохтоне), связавших Колымский массив с Сибирской платформой и Яно-Индигирским блоком. Процессы консолидации развивались между Чукотским и Омолонским массивами по Южно-Анюйской зоне, между Омолонским и Колымским — по Зырянской зоне и между Ханкайским и Япономорским — по Центральному шву Сихотэ-Алиня, отчетливо выраженному в гравитационном и магнитном полях как зона крупных аномалий, указывающих на неглубокое залегание офиолитовых блоков [147], перекрытых пакетом очень мощных олистостром в основном раннемезозойского возраста [110]. С этим швом совпадает линия меймечитового вулканизма [152]. В конце юры—начале мела происходит активизация всех структурных швов. В Момско-Селеняхской зоне и вдоль Зырянского шва между Колымским и Омолонскими массивами развилась система Уяндино-Ясачнинский вулканический пояс — бастахский флишевый трог. В поясе развиты андезиты, дациты, на поздних стадиях — липариты. Его западная окраина интродуцирована колымскими батолитами [45]. Аналогичные процессы протекали в области Южно-Анюйского шва, где возник Курьинский вулкано-плутонический пояс, также отороченный флишевыми прогибами [94].

В среднем течении Амура, на границе Буреинского и Ханкайского массивов, развитие вулканического пояса сопровождается погружением рифтовых впадин с флишеподобными толщами озерного генезиса. В некоем преобладают андезиты, в альбе — липариты и игнимбриты мощностью до 2000 м [43]. После образования покровов центрального Сихотэ-Алиня,

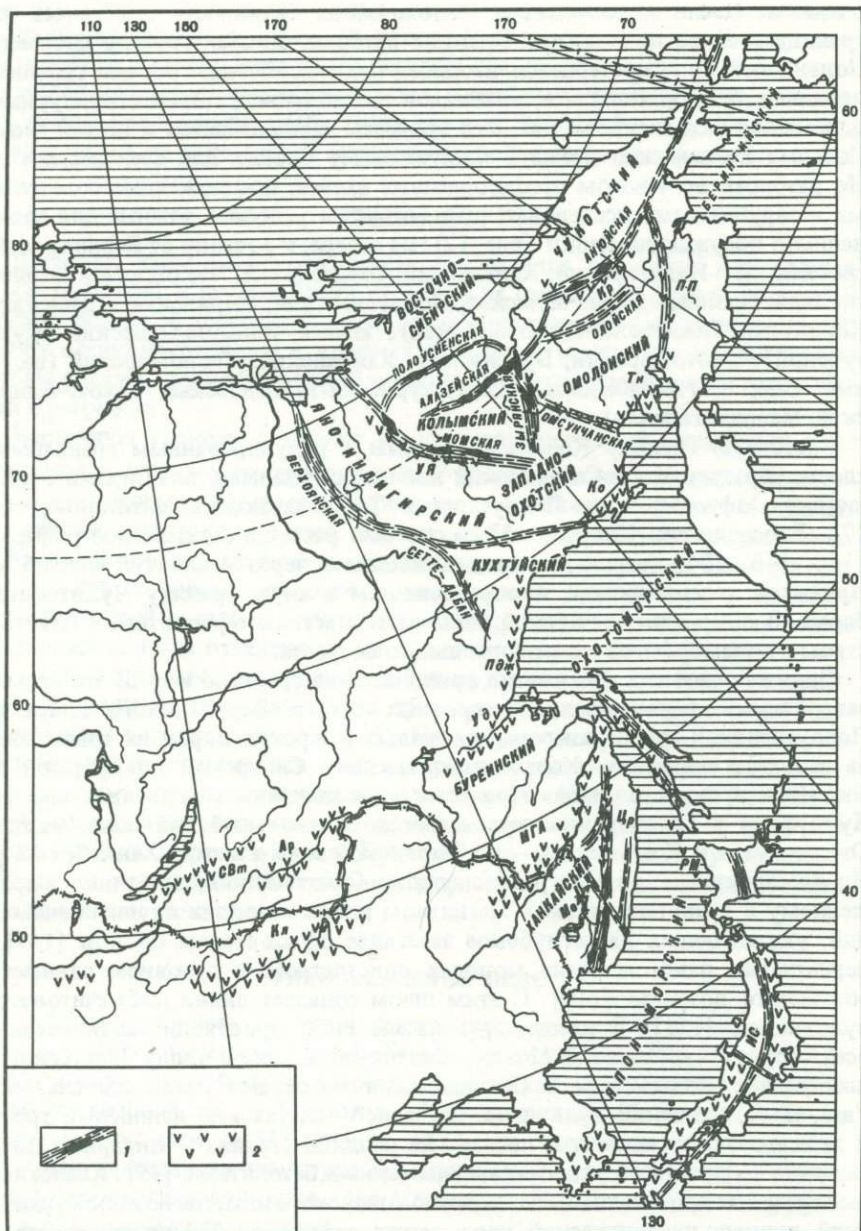


Рис. 12. Восточноазиатская часть Тихоокеанского пояса, основные блоки
 1 — палеозойские и раннемезозойские швы с офиолитами; 2 — позднеюрские—раннемеловые вулканические пояса: УЯ — Уяндино-Ясачинский, Кр — Курьинский, ПП — Пенжинско-Пекульнейский, Тн — Тайгоносский, Ко — Кони, ПДж — Преддзугдурский, УД — Удинский, РМ — Ребун-Монеронский, Цр — зона центрального разлома Сихотэ-Алиния; в юго-западном направлении: МГА — Малохинганско-Амурский, Ар — Аргунский, СВт — Селенгино-Витимский, Кл — Керуленский; показаны также разломы; Ме — Меридиональный Сихотэ-Алиния [57] и ИС — Итогава-Сидзуока на Хонсю [621]

новая граница с Япономорским блоком возникла к востоку от них в результате триасового рифтогенеза. В зоне Нежданкинского разлома и к востоку от него развиты флишюиды берриаса—нижнего валанжина и готерива—апта. Вулканогенный материал и детрит гранитных пород во флише указывает на область сноса восточнее современной береговой линии [89]. В некоторых районах наблюдается переход флиша в олистостромовую толщу с мегаолистолитами триасовых известняков и силицитов, по-видимому, образующих фрагментированные покровные пластины [76]. С известняковыми глыбами связаны скарновые месторождения Тетюхинского рудного района. Учитывая, что в японских олистостромах есть такие же известняковые глыбы и в то же время мощное карбонатное осадконакопление в триасе не известно ни в Приморье, ни на Японских островах, можно предположить, что триасовая карбонатная платформа находилась в области Японского моря.

Активной вулканической дугой этого времени в северной части моря могло быть Ребун-Монеронское поднятие. Его основание сложено спилитизированными лавами, лавобрекчиями, туфами базальтов и базальтовых порфиритов, для которых получены К-Аг даты около 118 млн. лет (до 141 млн. лет). Эти породы сопоставимы с эффузивами п-ова Осима (Хоккайдо) в пределах пояса Китаками [32, 49], залегающими между осадочными породами берриаса и готерива—баррема (черные аргиллиты, песчаники, конгломераты).

Срединная зона главного пояса Хонсю в конце юры—начале мела представляла собой поднятие, разделявшее внутреннюю зону озерных фаций (серия Коммон), продолжавшуюся на Корейском п-ове (серия Нактон) от морских отложений внешней зоны. В нижних горизонтах Коммон содержатся средние вулканиты [32]. Такие же встречены в составе серии Нактон и на востоке Северного Китая, в пределах Яньшаньского пояса, где андезит-трахитовые лавы и туфы залегают среди озерных фаций типа нактонских.

Структуры, близкие к вышеописанным, — вулканические дуги и флишевые трюги верхнеюрского—раннемелового возраста—маркируют западную границу Охотоморского блока. Они развиты в Ульинском и Преддждурском прогибах, на п-ове Тайгнос, Мургалском поднятии и в центральной Чукотке (подчаунский комплекс). Их нередко объединяют с более поздними образованиями Охотско-Чукотского вулканогена, считая, что его становление началось еще в раннем мелу или даже поздней юре. В действительности верхнеюрские—нижнемеловые комплексы имеют совершенно иное происхождение и структурно не связаны с верхнемеловым вулканоплутоническим поясом. Их развитие в основном завершилось позднечетвертичной фазой сжатия, консолидации и поднятия шовных зон. Во впадинах Южного Приморья, Омсукчанской и Зырянской на севере накапливались угленосные моласоиды. В Партизанской впадине на юго-востоке Приморья угленосные отложения происходили в паралических условиях. После кратковременной ингрессии моря (тригониевые слои) между р. Партизанской и Уссурийским заливом отлагались темноцветные озерные фации с характерной восточноазиатской фауной конхострак и остракод. Западнее в озерные фации вклиниваются дельтовые песчаники и грубообломочные отложения, свидетельствующие о поднятиях в области современного

Амурского залива [69]. Разрез альба завершается красноцветными глинами и туфогенными песчаниками, знаменующими начало наземного вулканизма.

Наземный вулкано-плутонический пояс

Восточно-Азиатский вулкано-плутонический пояс протягивается от Чукотки вдоль побережья Охотского моря, по восточному Сихотэ-Алиню, японской провинции Хиросима (пояса Хида и Тюгоку) к Яньшаньской системе восточного Китая (рис. 13). Сопоставление с Андийским вулканическим поясом, вероятно, не вполне удачно, так как на американском побережье нет внешней системы островных дуг, глубоководный желоб проходит вдоль пояса и сейсмофокальная зона погружается под Анды. На востоке Азии есть признаки островодужной системы, отделенной от окраинно-континентального вулканического пояса миогеосинклинальным прогибом (сейсмофокальная зона, вероятно, уходила под островную дугу на значительном расстоянии от пояса). Более близким аналогом может оказаться окраинный пояс восточной Австралии.

Судя по взаимоотношению с флороносными слоями на Японских островах, во впадинах Южного Приморья и Северо-Востока наземный вулканизм в его типичных формах начался в альбе или на рубеже альба и сеномана и кульминировал в туроне (слои с Асува — партизанской — аркагалинской флорой [72]). Он продолжался до конца мела и позднее с наиболее крупными перерывами в кампане и дании.

Для Восточно-Азиатского пояса в целом характерно сочетание среднего и кислого вулканизма, причем в Охотско-Чукотской ветви преобладают андезиты, хотя кислые породы встречаются как в альбе, так и в туроне. В Японо-Корейском сегменте ведущую роль играют риолиты. Сихотэ-Алинь занимает промежуточное положение [13]. Роль кислых вулканитов возрастает на флангах и вверх по разрезу, часто в форме игнимбригов. Локально преобладают липариты. Широко распространены также щелочные породы. Вулканогенный комплекс в целом подробно описан [96].

Внедрение гранитоидов относится к поздним стадиям развития пояса. Они комагматичны вулканитам известково-щелочной серии с калиевой специализацией — лититам на Сихотэ-Алине, латиандезитам в Чукотско-Охотском поясе — и образуют крупные полифазные батолиты. В Улском узле на стыке Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской систем описано пять фаз — монцониты, гранодиориты и кварцевые диориты, субщелочные биотит-роговообманковые гранодиориты, лейкократовые субщелочные граниты. Первая фаза, комагматичная андезитам самаргинской свиты, имеет сенонский возраст. Последующие относятся к данию и палеогену.

В Гижигинском батолите монцонитоиды также преобладают на ранних фазах, субщелочные граниты — на поздних. Такая последовательность, по-видимому, характерна для всего Тихоокеанского пояса [53]. С гранитоидами связано касситерит-вольфрамитовое, золото-серебряное и золото-полиметаллическое оруденение [37, 53, 144].

Существует мнение, что Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алинский сегменты разновозрастны и не связаны между собой в историко-геологическом плане. Мы, однако, придерживаемся иной точки зрения. Хронологические несоответствия связаны главным образом с расхождениями в определении

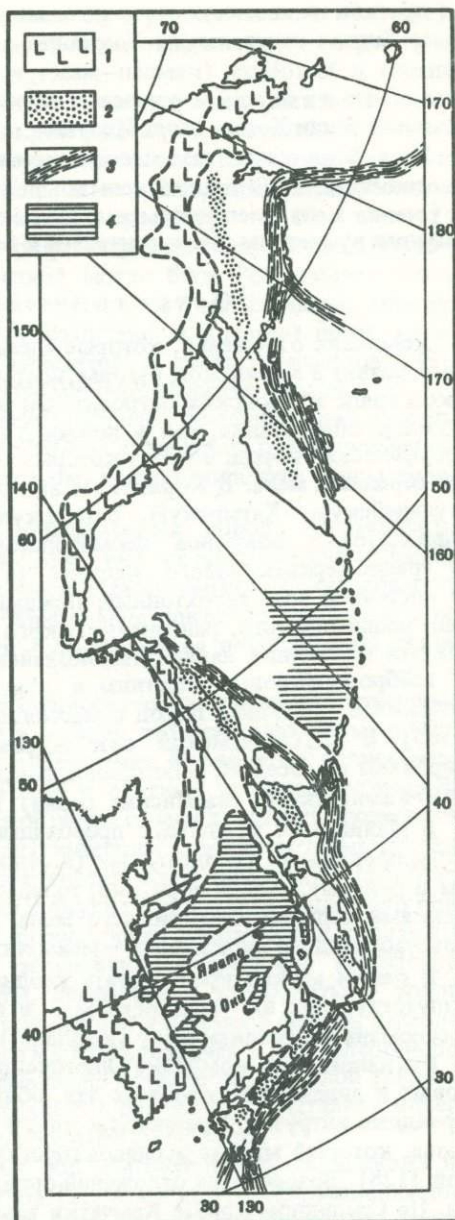
Рис. 13. Восточноазиатская часть Тихоокеанского пояса

1 — наземный вулканоплутонический пояс; 2 — миогеосинклиальный прогиб; 3 — островодужная система; 4 — возможные области растяжения коры в Охотском и Японском морях

возраста аналогичных флористических комплексов в разных лабораториях и не имеют реальной основы. Разрыв между Охотско-Чукотской и Сихотэ-Алиньским звеньями, вероятно, объясняется активностью поперечных разломов в области Шантарских островов.

Соединение Монголо-Охотской системы с Восточно-Азиатским поясом в этой области напоминает тройные сочленения, играющие большую роль в плитовых моделях, в частности Тихого океана. Но здесь (и может быть в других случаях) мы скорее всего имеем дело с оротинальным изгибом орогена под воздействием системы трансформных разломов.

Миогеосинклиальный прогиб прослеживается практически вдоль всего вулканогенного пояса, окаймляя его с востока. В восточной части Корякского нагорья вулканогену соответствуют по возрасту верхнеальбско-туронские паралические и прибрежно-морские, в средней части более глубоководные флишеидные отложения гинтеровской свиты [42]. В распределении фаций ощущается близость островной дуги. Того же типа отложения развиты в Западно-Сахалинских горах и, вероятно, под Татарским проливом. На Северном Сахалине они представлены сенонман-туронскими турбидитами, паралической угленосной арковской, флишеидной жоньерской и мелководной красноярковской свитами [72]. Бассейн мелеет с юга на север, по-видимому, к Шантарскому поднятию. В этой полосе наиболее ясно выражено наложение миогеосинклиально-



го прогиба на нижнемеловую эвгеосинклинальную зону. Он проходит через пояс Хидака центрального Хоккайдо — верхнемеловые серии Едзо (альб-сантон) и Хакобути (кампан—маастрихт) здесь представлены теми же фациями, что и в опорном южносахалинском разрезе по р. Найба, — и вдоль medianной линии Хонсю (пояс Идзуми).

На рубеже мела и палеогена повсеместно наблюдается несогласие. Миогеосинклинальный прогиб испытал поднятие и был охвачен вулканизмом, в течение мела смещавшимся к востоку, в сторону океана. Заметим, что в Андах вулканизм также смещался к востоку, но от океана.

Островодужная система

Комплекс отложений, которые здесь рассматриваются как островодужные, развит в Корякском нагорье, восточной Камчатке, на Сахалине, Курильской гряде и Японских островах. Он включает как автохтонные островодужные образования, так и покровы с пластинами офиолитовых и метаморфических пород, возраст которых определяется в пределах от палеозоя до середины мела. В Корякском нагорье выделяют [102] Пенжинско-Пекульнейскую, Хатырскую, Ватынскую и Центрально-Корякскую зоны офиолитовых покровов пермотриасового, верхнеюрско-нижнемелового и средне-верхнемелового возраста (с омоложением в сторону океана). В восточной зоне автохтонный янранайский комплекс содержит радиолярный позднеюрского, раннеэокомского и баррем—аптского возраста [20]. На эти отложения надвинуты эконайские офиолиты — габбро-норитовые и габбро-диабазовые пластины и офиолитовые олистростромы из палеозойских и триасовых пород с массивными и полосчатыми гипербазитами [105]. В Алькатваамской олистростроме силициты, возможно, транспортированы из соседней Олюторской зоны, где известны кремнистые породы альб-кампанского (ватынская серия) и более молодого возраста [27].

В Майницком комплексе преобладают олистростромы с массивными и стратиформными перидотитами (в основном лерцолиты, также гарцбургиты и дуниты), габбро-норитами, толеитовыми базальтами, яшмами и граувакками верхней юры—нижнего мела [141]. Здесь известны проявления ультраосновного вулканизма — меймечиты [116].

В целом можно предполагать неоднократное образование покровов и сопутствующих им олистростром — в позднем эокоме, на рубеже альба и сеномана и в позднем мелу (кампане?).

Вулканогенный комплекс Олюторского хребта [128] состоит из базальтовых и андезитово-базальтовых лав, обильной пирокластике, вмещает габброидные интрузии. Предполагается его подводное продолжение на хр. Ширишова, который многие исследователи считают погруженной островной дугой [128]. Возраст этих отложений определен в пределах кампана—палеоцена. На Срединном хребте Камчатки развиты островодужные вулканы и офиолитовые пластины сантон-кампанского возраста. В пакетах чешуй восточного склона Срединного хребта и Восточного хребта различимы имбрицированные зоны маастрихт — датской островодужной системы: 1) базальтов, туфов и туфоконгломератов вулканической дуги — кирганикская и хапицкая свиты, 2) туфо-песчаников промежутка между дугой и желобом — станиславская свита и 3) кремнистого вулканомиктового флиша глубоководного желоба — ветловская свита [108, 143, 145]. Аналогичные

эвгеосинклинальные отложения описаны на п-ве Камчатский мыс [91]. В валагинском серпентинитовом меланже возле оз.Кроноцкого встречаются родингиты и меймечиты.

Офиолитовый пояс северо-восточного простираения протягивается через п-ов Озерной и о-в Карагинский. Покров состоит из серпентинитового меланжа и кислых вулканитов, надвинутых на (также, вероятно, аллохтонные) кремнисто-вулканогенные породы и олистостромы альба-верхнего мела и перекрытых палеогеновым диким флишем [56].

Следующее звено этой системы — островодужный пояс Сахалина и Японских островов. Его западной окраиной могло быть Ребун-Монеронское поднятие, где на нижнемеловых вулканитах, описанных выше, залегает верхнемеловой туфогенно-осадочный комплекс, в котором преобладают зеленокаменно измененные туфы андезитов и андезитобазальтов [49]. На возвышенности Витязя драгированы метаморфические породы.

На Сахалине покровы офиолитовых и метаморфических пород развиты на п-ове Шмидта, западном склоне Восточно-Сахалинских гор, Сусунайском хребте (вальзинская серия) и на южном Тонино-Анивском полуострове (новиковская свита).

Распространен обычный набор офиолитовых пород, метаморфиты пумпеллиитовой и глаукофановой, реже высокотемпературных фаций. [114, 115], олистостромы с мегаолистолитами пермских, триасовых и юрских известняков и силицитов. Образование покровов относят к середине мела и кампану—эоцену. Пик вулканизма на п-ове Шмидта также приходится на кампан [149].

Автор имел возможность изучить меловые геосинклинальные отложения Малой Курильской гряды и пришел к выводу, что они в значительной мере аллохтонны, как и очень сходные образования Кроноцкого полуострова Камчатки, описанные Ю.Н. Разницыным и другими исследователями. На о-ве Шикотан флиш малокурильской свиты содержит остатки иноцерамов кампана—маастрихта и залегает с тектоническим контактом на матакотанских пестрых лааобрекчиях, образуя скорее всего покровную пластину. В бухте Цунами и на о-ве Зеленом малокурильский флиш (ошибочно описанный под другими названиями) интродуцирован диабазовыми силлами и дайками и перекрыт базальтами (зеленовский мафический комплекс), на которых залегают конгломераты, песчаники и алевролиты — толща о-ва Юрий — с разнообразной морской фауной и наземной флорой палеоценового возраста. Таким образом, магматизм приурочен к мел-палеогеновому рубежу. Можно предположить смещение активности от Малой гряды к Большой, а затем — в обратном направлении, вероятно, в сочетании с инверсией дуги, имевшей первоначальную обратную полярность.

Кремнистые аргиллиты, вскрытые под олигоценовыми песчаниками на внутреннем склоне Японского желоба [2], намечают продолжение поздне-мелового флишевого трога вплоть до пояса Симанто на Сикоку, где развит кремнистый флиш, аналогичный малокурильскому. Таким образом, меловой желоб проходил вблизи современных желобов Японо-Курильского и Нансей.

Мы не видим оснований протягивать его по желобу Сагами и далее к востоку, как на схеме [621].

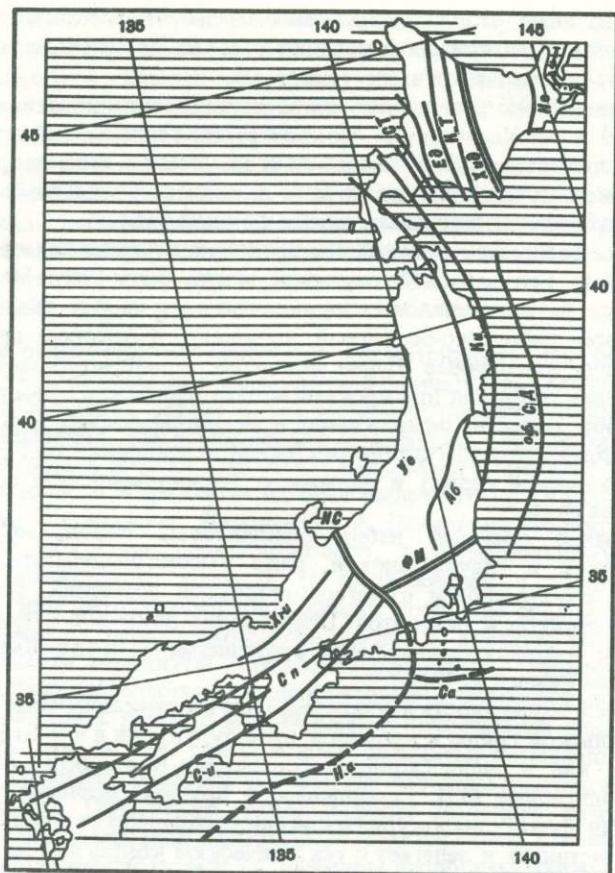


Рис. 14. Структурные зоны Японских островов [621]

Разломы: *СТ* – Саппоро-Томакомаи, *ИС* – Итоигава-Сидзуока, *ФМ* – Фосса-Магна, *На* – Нансей, *Са* – Сагами; структурно-фациальные зоны: *Хи* – Хиросима, *Сп* – срединное поднятие, *Си* – Симанто, *Уе* – Уету, *Аб* – Абукума, *Ки* – Китаками, *оф-С Д* – оф-Санрику-Дзюбан, *Ед* – Едзо, *КТ* – Камуикотан, *Хид* – Хидака, *Не* – Немуро

Метаморфический пояс Набильского хребта продолжается на Хоккайдо и включает здесь две антиклинальные зоны – Хидака и Камуикотан. Последняя содержит офиолитовый комплекс, как полагают, юрского возраста [386] с долеритами, подушечными лавами и красными яшмами (400 м) в верхнем горизонте. Выше несогласно залегают вулканогенные конгломераты, граувакки, содержащие офиолитовый детрит и метаморфизованные до пумпеллиновой фации (верхний титон) и силициты Назгава (берриасредний баррем). Эти породы, составляющие серию Верхняя Сорати, согласно перекрыты турбидитами Нижней Едзо аптского возраста. Полагают, что Камуикотанский офиолит был поднят субазрально до отложения меловых конгломератов.

На западной окраине пояса Хидака (рис. 14) развита олистострома с нижнемеловыми радиоляритами, содержащая мегаолистолиды до несколь-

ких километров в поперечнике (верхнеюрские радиоляриты, породы Нижней Едзо, габбро, диабазы, пермотриасовые известняки). Существует традиционная плитовая интерпретация этих комплексов как образований субдукционной зоны на краю "океана Сорати", но возможна и другая трактовка, связанная с правосторонними смещениями по разломной зоне Хидака. Отсюда эвгеосинклинальная зона протягивается через внешний пояс Китаками (кремнисто-вулканогенный берриас-баррем) к центральной зоне Хонсю, где между городами Нагоя и Мацумото описана офиолитовая олистострома из зеленокаменных пород, щелочных базальтоидов, силицитов с разновозрастными радиоляритами [668, 306]. В зоне Титибу на Сикоку после юрских движений, в титоне-барриасе условия были относительно спокойными, отлагались известняки Ториносу. Крупноглыбовые олистостромы с офиолитовым материалом и палеозойскими-триасовыми известняками [306] формировались, по А. Яо, в валанжине-барреме и затем в альбе-сеномане. В поясе Симанто флишоиды с базальтами, известняками отлагались с раннего апта.

Во всей островодужной системе проявились поздненеокомские движения, с которыми связаны региональные перерывы. К этой фазе относятся интрузии гранодиоритов, кварцевых диоритов и трондземитов пояса Китаками.

Монголо-Охотская зона

Серия грабенов северо-восточного простирания протягивается от Шантарского изгиба Восточно-Азиатского пояса через Приамурье, Забайкалье и Монголию до пересечения с Тетическим поясом. Их развитие связано с активизацией разломов древней Монголо-Охотской шовной зоны, прошедшей ряд тектоно-магматических циклов в докембрии, раннем и среднем палеозое [98, 80]. Эти разломы образуют крупнейшую левосдвиговую зону (вероятно, ответственную за Шантарский изгиб) с раздвиговым компонентом в перми-триасе, поздней юре-начале мела и кайнозое.

Очень мощный пермско-триасовый вулканизм, по-видимому, сопровождал погружение авлакогена, по которому триасовые и раннеюрские трансгрессии доходили до Забайкалья. В средней юре в связи с воздыманием Байкальского мегасвода море отступило и верхнеюрские-нижнемеловые отложения накапливались в рифтовых речных долинах и озерах. Волна погружений распространялась с запада на восток по южной окраине мегасвода — Силингино-Витимской области. Грабены в основном следовали межкупольным седловинам, лишь иногда приобретая наложенный характер [67]. Самые крупные из них — Гусиноозерская, Ундинская и Зазинская впадины с нижнемеловыми отложениями мощностью до 2 км. Разрез мела здесь начинается грубообломочными пролювиальными фациями, затем следуют тонкослойные темносланцевые фации стратифицированных озер ("бумажные сланцы") с остатками разнообразной лимнофауны, наземных растений и насекомых, особенно обильными в мергельных прослоях.

В Забайкалье и Монголии стратиграфический диапазон этих фаций в основном ограничен неокомом и нижним аптом, выше они сменяются угленосными отложениями. Тонкослойные озёрные "слои с *Lycoptera*" широко распространены в Северо-Восточном Китае и на Корейском полуострове в составе свит Цзиси, Жэхэ, Чжудань и Нактон [347, 448].

Свита Цзиси в Хэйлунцзяне залегает на паралических отложениях Лунджаогу с морской фауной бата — кимериджа, ее нижние горизонты вероятно, относятся к титону. Вулканогенно-осадочная свита Жэхэ (западный Ляонин и Хэбэй) радиометрически датирована 135—137 млн. лет, граница юры и мела проводится китайскими исследователями в ее основании или нижней части. В восточной Гоби Жэхэ, очевидно, соответствует турфогенно-осадочная цаганцабская свита, тогда как пестроцветные угленосные отложения Чжудань сопоставимы с шинхудукской свитой (апт), развитой в предгорьях Хангая и Монгольского Алтая. Поздне меловые отложения этих районов — пестроцветные молассоиды, содержащие знаменитые местонахождения динозавров, птиц и млекопитающих.

Погружение грабенов сопровождалось вулканизмом, особенно интенсивным в Монголии. Наиболее обширная область сплошного распространения верхнеюрских—нижнеломских вулканитов мощностью до 500—600 м простирается вдоль р. Керулен в восточной и центральной зонах и Главного монгольского разлома на западе [237]. На ранних стадиях преобладали трещинные излияния базальтов и андезито-базальтов, позднее — трахибазальты, трахиандезиты и на завершающем этапе риолиты, тяготеющие к кольцевым морфоструктурам с гранитоидами и многоярусными субвулканическими телами в ядрах. В зоне Главного монгольского разлома развиты как известково-щелочные, так и ультраосновные породы [107, 137].

В Приаргунье выделяют [79] верхнеюрский лампрофировый и нижнемеловой долеритовый дайковые комплексы, последний приурочен к бортам угленосных впадин. В западном Забайкалье белозерский дайковый комплекс щелочных базитов (тешениты, гленмуириты, кринаниты) прорывает гусиноозерскую серию. В поздне меловую — палеогеновую тектоническую эпоху интенсивно гранитизированный Байкальский мега-свод воздымался и, вероятно, испытывал вращение против часовой стрелки по правосдвиговой зоне Саян и левосдвиговой Забайкалья. При этом происходило надвигание кристаллических пород на мезозойские отложения.

Окраинные моря

Сейчас утвердилось представление об Охотском море как погруженном массиве континентальной коры [68], толщина которой в шельфовых областях превышает 30 км, из них 19 км приходится на геофизический гранитно-метаморфический слой. Юрско-раннемеловые вулканические пояса Охотского побережья относятся, как мы уже отмечали, к его внутренней шовной зоне, тогда как островодужные системы Камчатки — Малых Курил образуют внешнее меловое обрамление. Можно предположить, что меловая дуга между Камчаткой и Сахалином проходила по северному борту Южно-Охотской котловины, погружившейся в эоцене в связи с развитием Курильской дуги. Опускание Охотоморского массива, несомненно, связано с растяжением и образованием грабенов (впадины Тинро, Дерюгина), которые характеризуются сокращенной мощностью коры, менее 25 км и гранитно-метаморфического слоя, 4 км [36, 132]. Растяжение имеет признаки сфеносхазма (по С. Кэри) и может объясняться вращением Камчатки против часовой стрелки. Поднятие границы Мохо в котловинах, очевидно, происхо-

дит в результате сопутствующего растяжению разогрева и эклогитизации нижней коры [120].

Мощность осадочного чехла на шельфах — до 12 км, в центральной части — 3–5 км. В нем различными сейсмозоны, соответствующие среднемеловой, позднемеловой—палеоценовой и олигоцен—миоценовой магматическим фазам [33, 120, 34, 129].

Взгляды на происхождение Японского моря сводятся к тому, что оно 1) существовало в домеловое время, 2) возникло в начале или в конце мелового периода, 3) возникло в олигоцене—миоцене в результате а) спрединга или б) вертикальных движений [369, 655].

Рассматривая взаимоотношения между структурами края континента Японских островов, мы хотели бы обратить внимание на следующее.

1. Срединная линия между внутренней и внешней аллохтонной зоной Японских островов, интерпретируемая как левый сдвиг (в прошлом—надвиг), может быть продолжением Центрального разлома Сихотэ-Алиня, играющего аналогичную роль в тектонической схеме Приморья. Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня соответствует Срединной геоантиклинали, включающей аккреционные пояса Санбагава и Титибу. Активная зона могла проходить по Ямато, где известны триасовые гранитоиды [453].

2. Меридиональный разлом Сихотэ-Алиня находит продолжение в разломе Итоигава-Сизуока [621] и, по-видимому, далее по желобу Идзу-Огасавара (см. рис. 12).

3. Нижнемеловая вулканическая дуга Ребун — Монерон — Китаками — Абукума — Риоке была отделена от континента узким тыловым прогибом с паралическими флишоидными отложениями серий Нактон, Тетори и таухинской, содержащими остатки одних и тех же растений "внутренней" зоны. О близости островной дуги недвусмысленно свидетельствуют литолого-фациальные особенности этих толщ (см. выше).

4. Замещение "внутренних" растительных группировок более влаголюбивыми "внешними" на восточной окраине Приморья в готериве—бареме можно объяснить опусканием или отодвиганием вулканической дуги, отбрасывавшей дождевую тень на этот район. Альбская палинофлора Ямато ближе к японской, чем к Приморской [83] — еще одно свидетельство возникновения морского бассейна на месте Япономорской котловины, в то время как Ямато была соединена с Хонсю. Разновозрастность котловин Японской и Ямато, различных по глубине (3000–3700 и 2000–2500 м) и толщине коры (12 км и 16 км), подтверждается геофизическими данными [369, 453].

5. Верхнемеловой наземный вулканический пояс протягивается через внутреннюю зону Хонсю — провинцию Хиросима, которая, таким образом, была соединена с континентом вплоть до конца мела. Это подтверждается и сходством флоры. Тыловой прогиб проходил через западный Сахалин по Хидака и Идзуми, островодужная система — по линии п-ов Шмидта — п-ов Терпения — о-в Шикотан — п-ов Немуро — внутренний край Курило-Японского желоба — пояс Симанто.

6. Минимальный возраст котловины Ямато определяют базальты, датированные 22 млн. лет [364]. На подводном хребте Оки развиты вулканические породы верхнего мела 76 млн. лет, эоцена около 50 млн. лет, нижнего олигоцена — 35 млн. лет и конца олигоцена — начала миоцена —

25—26 млн. лет. Эти вулканические фазы, вероятно, отвечают этапам дробления коры и отделения блока Оки-Ямато от Хонсю по разломам северо-западного простирания.

Описанная выше последовательность событий лучше всего объясняется поэтапным развитием ороклины — изгиба островной дуги, в котором решающую роль играли сдвиги по системе разломов северо-западного простирания, в частности Тонегава в области Фосса-Магна (последнее название относится к складчатой зоне „японских Альп”, а не к разлому) и Саппоро-Томакомай на севере [621]. Изгиб подтверждается изменением простирания основных линеаментов и палеомагнитными данными, по которым ороклина начала развиваться 120—85 млн. лет назад [655]. Неизбежным следствием этого процесса было растяжение в области Японского моря и, на внешней стороне, в зоне Фосса-Магна — желоб Сагами, а также надвигание восточного края Хонсю на океанскую кору и смещение желоба.

На внутреннем борту желоба скважинами DSDP вскрыт выступ метаморфизованных верхнемеловых пород — аллохтонный блок Оясио, интерпретируемый советскими исследователями как надвиг [86]. По-видимому, это покров, транспортированный по надвигам сейсмофокальной зоны из-под островной дуги на кайнозойские отложения желоба. Надвиги или поддвиги описаны и на внешнем склоне. Кровлю акустического фундамента вала Зенкевича вдоль внешнего борта также образуют верхнемеловые породы.

В последнее время советские и японские исследователи обнаружили признаки развития пород гранитно-метаморфического слоя на валу Зенкевича и подводной горе Эримо в месте сочленения Японского и Курило-Камчатского желобов [4, 22, 23, 134]. Здесь обнаружены граниты, диориты, андезито-базальты и риолиты в сочетании с известняками и гастроподовыми ракушечниками, возраст которых определен как сантонский. Эти мелководные образования отложились на абрадированной поверхности горы. Возможные объяснения существования подобных меловых пород за пределами желобов сводятся к тому, что 1) современные желоба наложены на континентальную окраину, отрезая части Японского и Охотоморского блоков, испытавшие погружение, 2) эти породы принадлежат внешним дугам меловой островодужной системы и 3) они представляют собой аллохтонные фрагменты континентальной коры, транспортированные с юга по окраинной сдвиговой системе. Тропические неринеиды горы Эримо, не свойственные позднемеловой фауне Японии, как будто подтверждают последнее предположение, но ясности в этом вопросе пока нет.

Окраина Юго-Восточной Азии

Восточно-Китайское море, вероятно, представляло собой самостоятельный блок, окруженный вулканическими дугами и офиолитовыми швами. По заливу Бохайвань, Шаньдунскому полуострову и части Желтого моря проходил вулканический пояс с базальтами и кислыми лавами [447]. Западная окраина описана как вулканическая дуга Чжэцзян, надвиговый пояс Чжэцзян-Анохой и задуговый бассейн нижней Янцзы [374].

На востоке дуга Рюкю связана со срединной зоной Японских островов и образована чешуйчатыми покровами палеозойских и юрских пород, над-

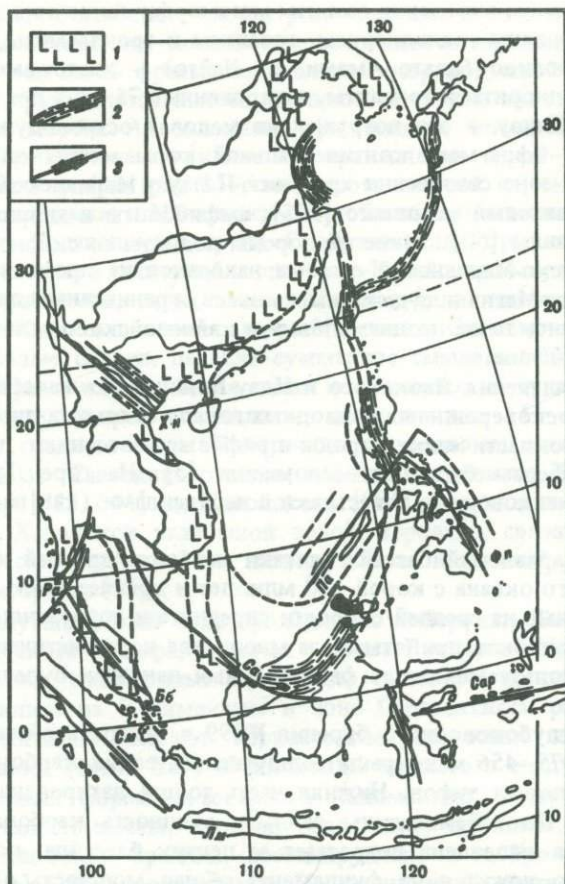


Рис. 15. Структуры района Южно-Китайского моря

1 – вулcano-плутонический пояс; 2 – островодужная система, 3 – разломные зоны:
Хн – Ханойская, *Ра* – Ранонг, *ББ* – Бок-Бак, *См* – Семангко, *Лм* – Лимбанг, *Са* – Саравак, *Сар* – Саронг, *Фн* – Филиппинский, *Па* – Палаванский грабен

винутыми в мелу или на границе мела и палеогена [90]. Эта зона проходит через Центральный хребет о-ва Тайвань, где развиты метаморфические породы, прорванные позднемеловыми гранитоидами. С запада к ней примыкает маастрихт-палеогеновый флиш. Судя по этим соотношениям, меловой желоб, подобно современному Манильскому, находился на краю дуги, обращенном к континенту, т.е. дуга была инвертирована относительно преобладающей полярности (рис. 15).

Аналогичные соотношения, очевидно, сохранились и на ее южном фланге – на о-ве Лусон (Филиппины), где развиты покровы из альпинотипных гипербазитов и габброидов, спилитов, известняков, силицитов, аргиллитов в сопровождении метаморфических пород амфиболитовой и глаукофановой фаций, перекрытые мелководными отложениями и андезитами [90]. Филиппинское море пересечено S-образным хребтом Кюсю-Палау. На его

северном и южном окончании развиты метаморфические породы. На самом хребте драгированы гранодиориты, тоналиты и трондьемиты, а на возвышенности Бородино (плато Амами, хр. Дайто) — эпидот-амфиболитовые сланцы, гранодиориты и тоналиты, датированные 75 млн. лет [4, 23]. Очевидно, Кюсю-Палау — это погруженная меловая островодужная система, а Бородино — фрагмент континентальной коры между двумя дугами. На о-ве Яп в зоне сочленения хр. Кюсю-Палау и Марианской дуги описан гипербазит-базитовый комплекс [595], амфиболиты и хлорит-альбитактинолитовые сланцы [50]. Такие же породы подняты со склонов желоба Яп.

Идзу-Бонинско-Марианская система находится на продолжении японской зоны Фосса-Магна и, судя по имеющимся ограниченными данным [647], здесь проявились те же позднемеловые и кайнозойские магматические фазы, что и в этой зоне.

В месте сочленения Японского и Идзу-Бонинского желобов находится несколько плосковершинных подводных гор, с которых подняты базальты, андезиты, туфокластические породы и рифовые известняки, датированные по фораминиферам барремом—сеноманом [3]. На горе Дайити-Касима обнаружены мелководные известняки с неринеидами (как на горе Эримо, см. выше).

Восточно-Марианский бассейн считают наиболее древней частью современного Тихого океана с корой 170 млн. лет и древнее [594]. Однако расчеты, основанные на средней скорости спрединга и погружения при охлаждении, не могут быть приняты из-за множества нереалистических допущений. Мы воспользуемся лишь фактическими данными бурения и сейсмостратиграфии.

Скважина глубоководного бурения №199 в центральной части бассейна в интервале 275—456 м вскрыла толщу пелагических карбонатов и силицитов с прослоями туфов. Нижняя часть толщи датирована кампаном—маастрихтом. По сейсмическим данным, мощность карбонатной толщи верхнего мела—палеоцена возрастает к центру бассейна, по краям она трансгрессивно ложится на фундамент: общая мощность осадков здесь около 1000 м. Рефлекторы на уровне 600 м, возможно, связаны с эффузивами или силлами (среднемеловыми?). Сейсмическая граница на глубине около 900 м интерпретируется как переход от карбонатов к пелагическим глинам в связи с опусканием ниже уровня карбонатной компенсации. Однако выше карбонатное осадконакопление возобновляется. Вероятно, не исключена возможность того, что нижняя часть разреза сложена вулканитами готерива—баррема, широко распространенными в этой части Тихого океана. Во всяком случае опускание уровня карбонатной компенсации до 6000 м, вытекающее из модели [594], маловероятно.

В западной части бассейна мощность осадков значительно меньше. Вблизи желоба верхнемеловые базальты вскрыты на глубине 90 м. Глубина до акустического фундамента на 400 м меньше, чем в центральном регионе. Предположительно среднемеловые отражающие слои в интервале 8,28—8,13 с находятся в нижней части разреза и обтекают выступы фундамента.

В восточном регионе прослежены линейные поднятия и впадины запад-северо-западного простирания, связанные с разломами. Акустический фундамент на 700 м мельче, чем в центральном регионе. Граница между ними на 157,5° в.д., возможно, представляет собой крупное горстовое поднятие.

Вокруг Южно-Китайского моря, расположенного на стыке Тихоокеанского и Индоокеанского поясов и подвергнувшегося интенсивному дроблению, различимы лишь фрагменты меловой островодужной системы. Тем не менее обнаруживаются некоторые примечательные аналоги между ним и Японским морем. Аллохтонные офиолитовые комплексы Лусона и северного Калимантана по-видимому, принадлежат одной системе, образующей ороклину (см. рис 15), шарниром которой служит левый сдвиг между Филиппинским и Манильским желобами, протягивающийся на юго-восток вдоль Палаванского трога. С образованием ороклины, вероятно, связано растяжение в восточной части Южно-Китайского моря.

Еще ряд разломов, параллельных Палаван-Филиппинскому, пересекают кору Южно-Китайского моря, п-ова Малакка и Сиамского залива [323, 392]. Это левые сдвиги, дающие суммарное смещение Зондской плиты к востоку. Время их заложения точно не известно, но судя по тому, что разлом Ранонг смещает адаметлиты, датированные 111–113 млн. лет, они древнее среднего мела. Поперечные им разломы северо-восточного простирания, от Саваакского вдоль линейного поднятия Хорат — Натун — Семитау [525, 644]. до Ханойского [201], активны по крайней мере с триаса. С Ханойской разломной зоной, вероятно, связан Хинбунский покров пермских известняков, надвинутый на индосинийский комплекс триасового возраста [85].

Вулкано-плутонический пояс проходил по побережью Южного Китая и окраине Зондского шельфа, включая острова Бунгуран (Натуна), где известны меловые гранитоиды. Фрагменты тылового прогиба островной дуги сохранились на Калимантане в зоне Саравакского разлома. Здесь на триасе несогласно залегают паралические угленосные песчаники, мергели, известняки (свита Бау) и флишoidы нижнего и среднего мела. Эвгеосинклинальная формация северного Калимантана — серия Раджант — граувакки, конгломераты, прослой известняка, силициты, спилиты, туфы и вулканические брекчи, ассоциирующие с габбро и долеритами (свита Люпар). На Индонезийском Калимантане ей соответствует свита Данау, выделенная в начале века. Мощность этих отложений до 3000 м. Они выходят широкой полосой, выгнутой к югу. Находки микрофауны большей частью относят к ассоциации *Globotruncana* — *Naplophragmoides*, турон—маастрихт, хотя известны также сеноманские и нижнемеловые фораминиферы [443]. Далее к востоку покровные образования этого типа прослеживаются на Сулавеси, смыкаясь с периавстралийской островодужной системой.

На офиолитах залегают палеогеновый флиш, заполняющий также Палаванский прогиб, возникший после водружения офиолитов. Серия параллельных ему поднятий и прогибов на дне Южно-Китайского моря указывает на имбрикацию по разломам северо-восточного простирания.

Окраина Австралии

Фрагменты меловой островодужной системы, окружавшей северную и восточную окраины Австралийского континента, расположены широким полукольцом от Папуа — Новой Гвинеи через Соломоновы острова, хр. Норфолк (Новая Каледония) к Новой Зеландии.

Окраинные бассейны протягивались вдоль побережья от залива Карпентария до Бассова пролива. Морские отложения раннего неокома известны лишь в бассейне Карпентария, где они представлены флишоидной толщей берриаса—баррема [232]. Она частично замещается конгломератами и кварцевыми песчаниками с глауконитом и перекрывается аптскими глинами.

В Большом Артезианском бассейне в юре и мелу происходило эпирифтовое проседание коры, рассеченной пермо-триасовыми грабенами. Юрские отложения континентальные суглями, нижнемеловые — дельтовые, с нижнего апта — паралические, предвещающие обширную трансгрессию. В альбе намечается два регрессивно-трансгрессивных цикла [303]. В позднем мелу этот регион испытал поднятие. Вулканизм на его восточной границе проявился в нижнем мелу и более интенсивно с конца мела.

Кайнозойский вулканический пояс восточной Австралии начал формироваться около 65 млн. лет назад, причем вулканизм последовательно смещался с севера на юг [625].

Меловые отложения юго-восточной Австралии развиты в рифтовых и эпирифтовых бассейнах Гипсленд, Басс, Отуэй и Мэррей [287]. История их, по-видимому, сходна (хотя Гипсленд связывают с рифтингом между Австралией и Лорд-Хау — Новой Зеландией, а остальные — с предположительно более поздним разделением Австралии и Антарктиды). Юрские изверженные породы, родственные долеритам Антарктиды и Тасмании, вскрыты скважинами в бассейне Отуэй. Они знаменуют начало мезозойской фазы расколов, предпочтительно по старым швам, так как юрские — меловые грабены параллельны кембрийскому зеленокаменному поясу и палеозойским линейам Тасманской складчатой зоны. В конце юры — начале мела повсеместно отлагались вельдские фации. В Гипсленде это серия Стржелецки, заполняющая узкий грабен от восточного побережья до Вестернпорта, западнее — серия Отуэй в грабене того же простиранья. Их накопление сопровождал вулканизм, приуроченный к краевым разломам. Бассов бассейн в одноименном проливе может, вероятно, рассматриваться как юго-восточное продолжение Отуэй. Большая часть его седиментационного заполнения приходится на палеоген, но скважинами достигнуты континентальные меловые отложения, охарактеризованные палинологически. Такого же типа меловые слои залегают на палеозойском фундаменте и под мощной палеогеновой толщей в бассейне Мэррей. Нижний мел известен и в узком прогибе, идущем от мыса Отуэй к заливу Порт-Филлип [340], и указывает на развитие разломов северо-восточного простиранья, перпендикулярных основной системе грабенов, ориентированных в северо-западном направлении.

Верхнемеловые отложения залегают на вельдских фациях, как правило, несогласно и занимают большие площади в результате проседания обширных эпирифтовых впадин. Эти бассейны продолжают на шельфе, по краю которого прослеживаются погребенные поднятия, возможно, отвечающие береговым хребтам или островным дугам мелового периода. Серия Латроб Вэлли в Гипсленде — аллювиальные и дельтовые отложения, на которых трансгрессивно залегают морской эоцен. О вертикальных движениях по краевым разломам на рубеже мела и палеогена свидетельствует комплекс даек северо-западного простиранья, служивших подводящими каналами

для оливниновых базальтов палеоценового возраста [674]. В бассейне Отуэй верхнемеловая серия Шербурк морская, отделена от серии Отуэй несогласием. Здесь также выражено мел-палеогеновое несогласие между Шербрук и Уангерип (палеоцен—нижний эоцен). Дайковый комплекс, ассоциирующий с разломами вдоль южного края бассейна [340], аналогичен таковому восточной Виктории.

Офиолитовый пояс Папуа — Новая Каледония

В восточной части Папуа—Новая Гвинея гигантский офиолитовый покров площадью 400 × 40 км надвинут по дугообразному разлому хр. Оуэн-Стэнли на метаморфизованный меловой островодужный комплекс из метавулканитов, метаграувакк и олистостром с глыбами известняков. Степень метаморфизма возрастает по мере приближения к покрову, и вблизи контакта наблюдается переход от глаукофановых к более высокотемпературным амфиболитовым и гранулитовым фациям [271, 308, 484].

Офиолит состоит из гарцбургитовых тектонитов и дунит-пироксенитовых кумулятов (4—8 км), габброидов (4 км) и базальтов (4—6 км). Дайковый этаж, как и в альпийских офиолитах, не развит. К-Аг возраст габброидов около 150 млн. лет, базальтов — 116 млн. лет [270, 272]. Иначе говоря, офиолит Папуа — Новой Гвинеи приблизительно одновозрастен альпийским. Водружение относят к эоцену, но возможна и более ранняя фаза, так как на покрове развился эоценовый вулканический пояс (прорван тоналитами и перекрыт андезитами этого возраста).

Метаморфическая зона хребта Оуэн-Стэнли продолжается на островах Д'Антраксто, а офиолит — под Соломоновыми островами, которые, по видимому, смещены к северу. В связи с проблемой происхождения офиолитов Папуа большой интерес представляет крупнейшая левосдвиговая зона, проходящая вдоль Соломоновых островов, Папуа и на запад вплоть до п-ова Малакка [392, 430].

Чрезвычайно сходны с папуаскими офиолиты Новой Каледонии. Ультраосновной массив северо-восточной части острова вытянут в северо-западном направлении и надвинут на третичные и меловые породы. Мел здесь — филлитовые сланцы с сенонскими иноцерамами. Содержание грубозернистых пород и степень метаморфизма возрастают к востоку, где появляются глаукофановые сланцы. Менее метаморфизованная фация этих пород — свита Пилоу мощностью до 9000 м — состоит из черных слабокарбонатных сланцев с линзами известняков, а также базальтов, риолитов и туфов. Так как Новая Каледония — надводная часть Норфолок, то можно предположить продолжение офиолитовой зоны к Северному о-ву Новой Зеландии.

Тасмантис

Новая Зеландия вместе с окружающими ее подводными хребтами и возвышенностями Лорд-Хау, Норфолок, Три-Кингс, Чатем и Кэмпбелл (рис. 16) составляет обширный массив Тасмантис [253], в прошлом, возможно, соединявшийся с плато Фиджи. Скорее всего это и была утраченная Паци-

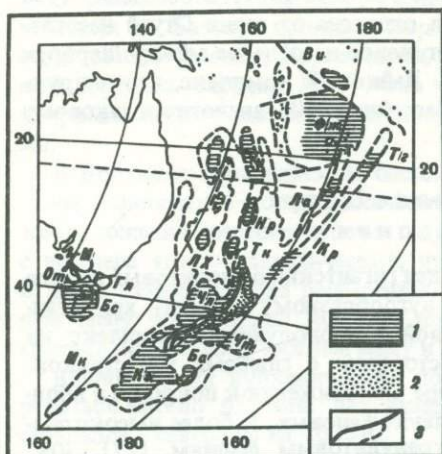


Рис. 16. Плато и хребты вокруг Новой Зеландии

Мк — Маккуори, *Кэ* — Кэмпбелл, *Ба* — Баунти, *Чт* — Чатем, *Чл* — Челленджер, *Лх* — Лорд-Хау, *ТК* — Три-Кингс, *Нр* — Норфолк, *Ла* — Лау, *Кр* — Кермадек, *Тз* — Тонга; также показаны плато Фиджи (*Фж*), желоб Витязя (*Ви*) и бассейны юго-восточной Австралии: *Гл* — Гипсленд, *Бс* — Бассов, *М* — Муррей, *От* — Отуэй

1 — участки континентальной коры, 2, 3 — миогеосинклинальный прогиб (Торлесс) и вулканическая дуга между плато Чатем и Челленджер

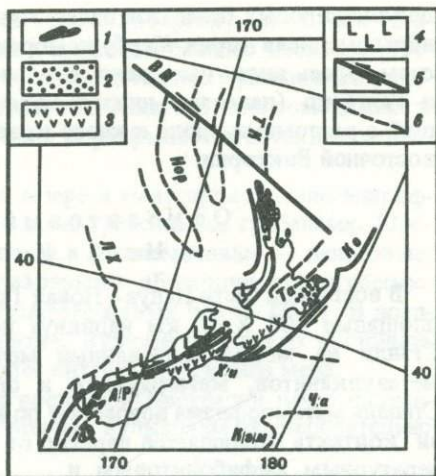


Рис. 17. Структуры Ново-Зеландского звена Тихоокеанского пояса

1 — офиолиты; 2 — флиш; 3 — вулканическая зона [670]; 4 — вулканоплутонический пояс; 5 — разломы: *АР* — Альпийский, *ВМ* — Венинг-Мейнеса, *Хи* — Хикиранги, *Ке* — Кермадек; 6 — границы подводных поднятий и зоны Таупо: *Лх* — Лорд-Хау, *Нор* — Норфолк, *ТК* — Три-Кингс, *Та* — Таупо, *Кэм* — Кэмпбелл, *Ча* — Чатем

фида. Лорд-Хау, Чатем и Кэмпбелл — части кратона, гранито-метаморфический фундамент которого пенешенизирован в меловом периоде и перекрыт морскими отложениям, начиная с маастрихта. На Лорд-Хау глубоководным бурением вскрыты средне меловые риолиты и игнимбриты — продолжение наземного вулканоплутонического пояса новозеландского „форланда” (см. ниже). На плато Кэмпбелл в основании маастрихта залегают конгломераты и аркозовые песчаники. На плато Чатем аналогичные породы средне мелового возраста сохранились в углублениях фундамента, возможно, реликтовых речных долинах. На верхний мел здесь приходится перерыв в осадконакоплении [394].

В геологии Новой Зеландии есть несколько озадачивающих моментов, породивших множество гипотез [185, 310, 670]. Особую трудность представляет происхождение аркозовых пород Торлесс восточной провинции. В предлагаемой здесь схеме (см. рис. 16) западная кратонная зона с фундаментом из докембрийских и нижнепалеозойских пород — окраина массива Лорд-Хау. Зоны метаморфических андезитовых граувакк Мурихики и аркозов Торлесс позднепалеозойского — юрского возраста принадлежат окраине массива Чатем-Кэмпбелл (впоследствии смещенного к югу правыми сдвигами) и соответствуют вулканической дуге — тыловому прогибу, в который поступал аркозовый детрит с массива. Эти отложения были вовлечены в покровы, меланжированы и надвинуты на окраину Лорд-Хау.

Структурные зоны Новой Зеландии аналогичны зонам Японских островов. Альпийский разлом соответствует Срединной тектонической линии (см. выше), западный "форланд" — провинции Хиросима и, конечно, не случайно вулcano-плутонический пояс орогена Рангитата развился на "форланде", интродуцированном гранодиоритами, торндьемитами, дайками лампрофиров, нефелиновых сиенитов и карбонатитов. К-Аг даты по этим породам в пределах 148—119 млн. лет, но дайки в ряде случаев пересекают альбские конгломераты [670].

К востоку от форланда в эпоху Рангитата отлагались вельдские фации титона—берриаса и затем вулканомиктовый флиш. Во внешней окраинной зоне развиты известково-щелочные и толеитовые вулканы, с апта — флиш. Орогенный цикл завершился накоплением грубообломочной альбской малассы мощностью более 1500 м.

К альбу относят также образование милонитовых зон, свидетельствующих об активности правых сдвигов, формировавших S-образную ороклину (рис. 17).

Эти процессы продолжались в кайнозойскую тектоническую эпоху Кайкоура, когда основные смещения происходили по Альпийскому разлому [259], вулканической зоне Таупо Северного острова и вдоль системы желобов Кермадек — Хикуранги — Маккуори, которую мы также считаем системой правого сдвига, сместившего плато Чатем и Кэмпбелл к югу.

С образованием ороклины можно связать и водружение офиолитовых покровов на северную окраину. Они состоят из слабо метаморфизованных тектонитов, кумулятивных габброидов, дайковых комплексов и подушечных спилитов, перекрытых граувакками и кремнями с ацеллинами и позднемеловыми фораминиферами. Радиохронометрические даты по магматическим породам аллохтона в пределах 102 ± 20 млн. лет. Эту продолжительную магматическую активность связывают с подводными вулканами зоны трансформного разлома Венинг Мейнес [227]. Существует и другой вариант — водружение офиолитов с запада, где гравиметрически проявляется погруженный гипербазитовый массив [578].

Заложение желобов, окружающих Фиджи, относят к маастрихту [126]. На самом плато наиболее древние отложения эоценовые, но на его северной границе известны меловые турбидиты [241], в желобе Тонга — серпентиниты, габбро и спилиты, в прогибе Лау — зеленокаменные породы в сочетании с габброидами. Очевидно, здесь под кайнозойскими базальтами залегает более древний офиолитовый комплекс. Снова мы видим, что растяжение коры и образование глубоководной котловины — в данном случае южной котловины моря Фиджи — связано с изгибом островодужной системы (хребты Лау—Колвилл и Тонга—Кермадек, желоба Лау—Гавр и Тонга—Кермадек), рассеченной системой сдвигов, к которым относятся разломы Хантер, Хейзел-Холм и др.

Аляска и Берингово море

Существует несколько вариантов проведения границы между Северо-Американской и Азиатской плитами [55, 104, 245]. Точная стыковка аляскинских и чукотских структур затруднена сдвигами. В принимаемой здесь схеме (рис. 18) Южно-Аньюская геосинклинальная зона соответствует

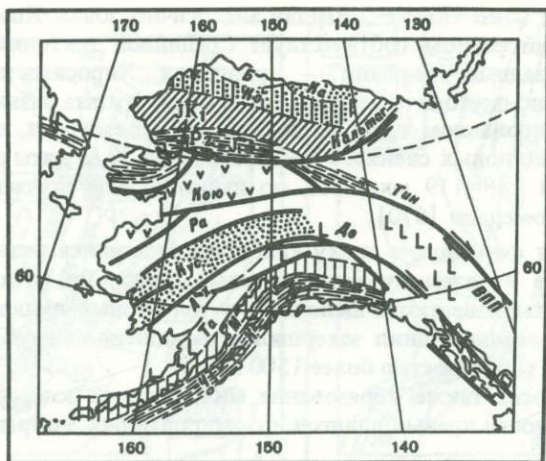


Рис. 18. Структуры Аляски (с севера на юг): поднятие Барроу (Б), бассейн Кактовик (Ка), передовой прогиб Колвилл (Ко), зона юрско-нижнемелового флиша (JK) и вулканическая дуга Коюкук (Кою), наложенная на палеозойско-юрский геосинклинальный шов (Pz-J), поднятие Раби (Ра), грабен Кускоквим (Кус), зона Аляскинского хребта (Ах), поднятие Талкитна (Та), преддуговой прогиб Матануска (М) и желоб Чугач-Кенай (Ч-К); ВПП – вулканоплутонический пояс; разломы: Тин – Тинтина, Де – Денали

Брукской геосинклинали (с небольшим правым сдвигом по Берингову проливу) и, таким образом, северная окраина Аляски относится к Чукотской плите. В то время когда на южной окраине Аннойской зоны развивался Курьянский вулканический пояс и флишевый прогиб, т.е. в конце юры-неокома, аналогичные структуры возникли на аляскинском фланге той же шовной зоны. В прогибе Юкон-Коюкук накапливались мощные андезиты и вулканокластика с *Vuchia*.

Южная Аляска пересечена дугообразными разломами, дающими правостороннее смещение в несколько сотен километров относительно северного блока [233, 330, 615]. Здесь выделяют ряд структурных зон. Юрская вулканическая дуга протягивалась вдоль п-ова Аляска и далее на северо-восток к горам Талкитна. Развитые здесь андезиты Талкитна комагматичны юрским интрузиям Алеутско-Аляскинского батолита, формирование которого после перерыва продолжалось в мелу. В перерыве, приходящемся на позднюю юру-неоком, аркозный детрит отлагался по южной окраине батолита в виде песчано-конгломератовых и песчано-карбонатных свит Накнек, Станюковича и Херендин [233].

С середины мела начинается формирование вулканоплутонического пояса – продолжения Охотско-Чукотского. К нему относятся гранодиоритовые и монцититовые интрузии второй магматической фазы Алеутско-Аляскинского батолита (в пределах 83–58 млн. лет). Пояс продолжается вдоль верхнего течения Юкона, где развиты андезитовые, риолитовые и трахитовые лавы, лавобрекчии и дайки, датированные 76–68 млн. лет [338, 688].

На северной окраине пояса возник Кускоквимский грабен, заполненный мощной (около 3 км) граувакковой толщей преимущественно среднемелово-

вого возраста. Он аналогичен Омускчанскому грабену Приохотья [135]. Такого рода прогибы развивались в тылу воздымающегося орогена. К югу от вулканогена, в миогеосинклинальном прогибе Матануска, накапливались мощные турбидиты, среди которых в кампане—маастрихте появляются параличские угленосные фации (свита Чигник). На этот прогиб надвинуты отложения мелового и палеогенового желобов — аккреционные пояса Валдиз и Орка [650].

Маастрихтский пояс Валдиз протягивается от гор Чугач через п-ов Кенай и Кадык-Шумагинский шельф, палеоцен-эоценовый — по проливу Принца Уильяма и южным островам. Они состоят из флиша, расчлененных офиолитов и олистостром.

Есть основания полагать, что офиолитово-метаморфические зоны продолжались по окраине шельфа Берингова моря вплоть до Корякского нагорья. Выходы пород офиолитового комплекса известны на островах Прибылова [493]. Они также драгированы в ряде пунктов и прослеживаются по магнитным и гравитационным аномалиям [538].

Фундамент берингийского шельфа — одного из самых широких шельфов краевых морей, — по-видимому, состоит из погруженных отрезков вулканоплутонического пояса, флишевого прогиба и офиолитовых покровов. Толщина коры шельфа около 29 км [34]. Под кайнозойскими отложениями мощностью 1—10 км проступает контрастный рельеф мезозойского орогена, в позднем мелу, вероятно, поднятого над уровнем моря.

В Алеутской котловине линейные магнитные аномалии север-северо-восточного простирания определены как юрско-меловые [468], кора этого бассейна рассматривается как часть древней коры Тихого океана (плиты Кула), отсеченная Алеутским желобом. В Командорской котловине по магнитным аномалиям прослеживаются структуры, параллельные Олюторской зоне. Хребт Ширшова выглядит как продолжение этой зоны. Яшмовидные кремни с радиолариями кампане—палеоцена и базальты, поднятые недавно из осевой части хребта [16], подтверждают их сходство. Базальты сходны по составу и характеру включений с содержащимися в олистостроме Олюторского хребта. На юге он приближается к хр. Бауэрса, от которого, по-видимому, отделен сдвигом. Дугообразная форма хр. Бауэрса, заполненный осадками желоб вдоль выпуклого края, сейсмическая структура, характер магнитных и гравитационных аномалий позволяют видеть в нем отмершую вулканическую дугу [453] — северный фланг восточноазиатской островодужной системы, смыкавшейся здесь с трансберингийской Хатырско-Чугач-Кенайской дугой. На восточном склоне развиты кремнистые отложения и базальты, на западном — покровы метаморфических пород и гипербазитов [15].

Западное побережье Северной Америки

По современным представлениям складчатая система к западу от Скалистых гор представляет собой коллаж аллохтонных блоков, самые крупные из которых — южная Аляска, Врангелия (юго-восточная Аляска, острова Королевы Шарлотты, Ванкувер, часть восточного Орегона), Стикиния, Квенселия, Ферни, Сономия и др. [200, 488]. Вообще говоря, все складчатые системы — это коллажи крупных и мелких блоков (ср. с Тетическим

поясом или Северо-Восточной Азией). Вполне вероятно также, что блоки смещены к северу по протяженной правосдвиговой системе вдоль окраины Северо-Американского континента. Смещение в несколько сотен километров объяснило бы некоторые биогеографические аномалии, например находки тетических форм в высоких широтах. Однако палеомагнитные данные указывают на гораздо большие масштабы смещений — почти всегда из южного полушария, иногда с возвратными вояжами из одного полушария в другое. Думается, что достоверность этих данных сильно преувеличена.

В Канадских Кордильерах к западу от Скалистых гор выделяют кристаллический пояс Оминика (шов автохтона и коллажа аллохтонных земель), Межгорный пояс среднеюрско-раннемеловой аккреции, шовный Плутонический пояс береговых хребтов и Островной пояс позднемеловой палеогеновой аккреции (рис. 19). Шовные зоны с утолщенной корой отличаются более глубоким метаморфизмом. К ним приурочены гранитоиды двух основных фаз — юрской и "посткинематической" средне-, верхнемеловой, 100 млн. и моложе [173].

Мозаика разновозрастных блоков скорее всего отражает сложную геометрию надвигов внутри аккреционной призмы. Наиболее удовлетворительная модель, показывающая зависимость структурного стиля от глубины эрозионного среза, разработана П.Джонсом для предгорий Кордильер в штате Альберта. Она предполагает движение масс по пересекающимся разрывным зонам со слепыми надвигами между ними [387] (рис. 20). Эта "модель треугольника", по-видимому, применима ко многим надвиговым системам.

Разлом Тинтина на западе канадской территории Юкон — правосторонний сдвиг со смещением около 450 км — отделяет миогеосинклинальные отложения палеозойского и мезозойского возраста от коллажа аллохтонных земель, которые представляют собой, в сущности, мозаику расколотых разломами разновозрастных вулканических дуг и преддуговых прогибов [615]. Вместе они образуют геосинклинальную область. В зоне Тинтина развит так называемый Юконский катакластический комплекс из нескольких покровных пластин, включающих офиолитовый меланж [300]. В геосинклинальной области выделяется несколько магматических и метаморфических поясов докембрийского, палеозойского и раннемезозойского возраста [667]. На островах Королевы Шарлотты и Ванкувере (Врангелия) развиты известково-щелочные вулканы и зеленокаменные туфогенные толщи триаса и юры. Меловые элементы геосинклинальной области — вулканический пояс Гравина — Нуцотин и офиолитовый массив Чугач, образующие пару: вулканическая дуга — преддуговый прогиб (между ними вклиниваются метаморфические породы земли Александра). Далее к югу позднеюрская—раннемеловая вулканическая дуга прослеживается под проливом Геката и на островах Королевы Шарлотты. Залегающие в этой зоне интрузивные породы — кварцевые диориты, гранодиориты и кварцевые монциты радиометрически датированы в пределах 155 ± 10 — 199 ± 6 млн. лет [667] и, таким образом, поздняя магматическая фаза относится к началу раннемеловой эпохи. Граувакки и турбидиты свиты Лангарм с готеривскими иноцерамами содержат обломки этих интрузивных пород. Положение свиты Лонгарм и ее стратиграфических аналогов на Ванкувере в структур-

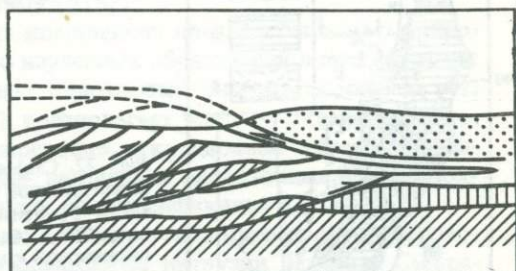
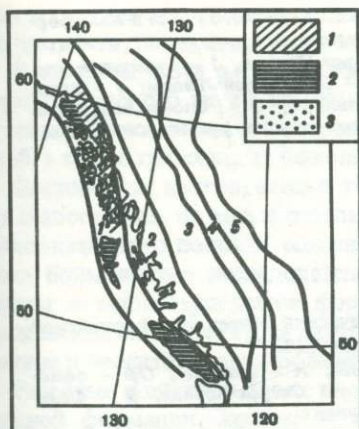


Рис. 19. Пояса Канадских Кордильер

1 — Островной; 2 — Плутонический береговых хребтов; 3 — Межгорный; 4 — Оминек; 5 — Скалистые горы [173]; блоки в Островном поясе: 1 — Александр; 2 — Врангелия; 3 — Чугач [667]

Рис. 20. Геометрия надвигов типа "треугольника" в предгорьях Скалистых гор [387]; точками и штриховкой показаны разновозрастные палеозойские и мезозойские толщи

ной схеме не вполне ясно. Создается впечатление, что после внедрения батолитов в эту область сместился миогеосинклинальный прогиб, тем более что вышележащие верхнемеловые отложения серий Королевы Шарлотты и Нанаймо на Ванкувере носят явно миогеосинклинальный характер. Они образовались за счет размыва гранитно-метаморфических пород береговых хребтов. В средней части верхнемеловой серии, приблизительно отвечающей турону, намечается несогласие в основании мощной конгломератовой толщи. Верхние горизонты (кампан—маастрихт) содержат растительные остатки [667].

Против северной оконечности Ванкувера разломная зона о-вов Королевы Шарлотты подходит к системе подводных поднятий (с севера на юг) Эксплорер—Хуан-де-Фука—Горда, интерпретируемой как спрединговый хребет, пересеченный серией трансформных разломов, к которой относятся правосторонние сдвиги (или взбросо-сдвиги) Мендосино и Сан-Андреас. Последний соединяет систему подводных поднятий с сегментом спредингового хребта, находящимся под Калифорнийским заливом (существуют и другие интерпретации). Эти пересекающиеся линеаменты ограничивают мелкие плиты Горда и Хуан-де-Фука, предположительно остатки плиты Франаллон, ушедший под Северную Америку.

Францисканский комплекс, распространенный в Береговых хребтах Калифорнии и юго-западного Орегона, пожалуй, наиболее полно изученный из такого рода аккреционных образований, ему посвящена обширная литература, которую мы здесь не можем цитировать в полном объеме [см. 302, 408, 473]. В самых общих чертах францисканский комплекс — это меланжированные и метаморфизованные до зеленокаменных, лосонит-глаукофановых и экологитовых фаций верхнеюрские—верхнемеловые отложения,

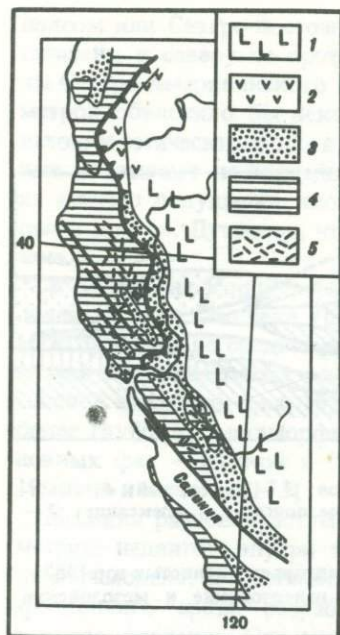
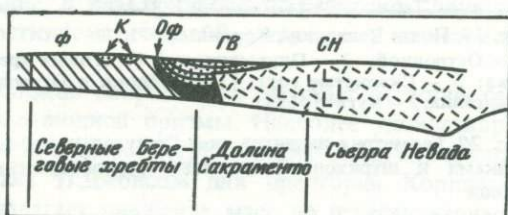


Рис. 21. Зоны Тихоокеанского пояса в Калифорнии и южном Орегоне

1 — батолит Сьерра-Невада; 2 — вулканическая дуга Кламат; 3 — серия Грэйт-Вэлли; 4 — францисканский комплекс; 5 — блоки глаукофанитов и эклогитов в зоне францисканских отложений [255]

Рис. 22. Схематический разрез калифорнийской аккреционной зоны [282]

ГВ — Грэйт-Вэлли; К — Клиппы; Оф — офиолит, СН — батолит Сьерра-Невада, Ф — Францисканский комплекс



граница по надвигу Берегового хребта с гипербазитами гор Кламат на севере и неметаморфическими породами Грэйт-Вэлли вдоль большей части своего ареала. Возрастной предел серии Грэйт-Вэлли примерно такой же, как у францисканских пород. Основная область ее развития — это долина р. Сакраменто между батолитами Сьерра-Невады, на который она налегает, и надвигом Берегового хребта (также в виде клипсов на францисканском комплексе). В зоне надвига развиты альпинотипные офиолиты из перидотитов, габбро-норитов (1,5 км) и подушечных базальтов (0,9 км), перекрытые верхнеюрским чертом, относящимся к основанию Грэйт-Вэлли (рис. 21, 22).

Мощность Грэйт-Вэлли около 15 км, она сложена в основном турбидитами, переходящими в дельтовые фации. Состав францисканского комплекса довольно пестр. Здесь выделяют восточную зону метаморфических пород, центральную — офиолитовых меланжей (перемятых олистостром [157]) и западную — граувакк, конгломератов, крупных офиолитовых и карбонатных олистолитов. Зоны вклиниваются друг в друга и переплетаются сложным образом, отражая многоступенчатые дислокации внутри аккреционной призмы [158]. Олистостромы обычно сочетаются с метафлишем. Метапеллиты и грубообломочные отложения с аркозовым материалом встречаются в различных зонах, как и глыбы офиолитов, глаукофанитов и известняков экзотического облика (по мнению некоторых исследователей, транспортированных из южного полушария). Меланжи содержат обломки аркозовых песчаников, кремней, спилитов, кератофинов, тоналитов, серпентинитов и метаморфических пород в аргиллитовом матриксе. Фауна из зоны меланжей в основном титон-валанжинская, тогда как в известня-

ках и граувакках известны находки средне- и верхнемеловых биофоссилий (в частности, пыльцевых зерен кампанского возраста).

В северной части п-ова Калифорния верхнеюрско-нижнемеловой меланж францисканского типа с глыбами глаукофанитов развит в зоне о-ва Седрос и тектонически перекрыт островодужным комплексом Алиситос, баррем-альб, а также триасовыми офиолитами [418].

Достоверная интерпретация этих комплексов помогла бы понять природу аналогичных, но менее детально изученных образований в других частях Тихоокеанского пояса. К сожалению, однозначной интерпретации пока нет, хотя большинство исследователей предполагает подвиг океанской литосферы и многоступенчатое формирование аккреционной призмы (францисканский комплекс), в которой различимы аллохтонные, мезоаллохтонные и неоавтохтонные образования, по классификации К.Хсю.

Развитые в висячем блоке породы Кламат и Алиситос относят к островодужной формации, юрские — нижнемеловые интрузии батолита Сьерра-Невада также считают корнями вулканической дуги (позднее продолжавшей свое магматическое развитие в качестве континентального вулканоплутонического пояса). Грэйт-Вэлли — отложения преддугового прогиба, переходящие по мере его заполнения в шельфовые. Францисканский комплекс включает те же фации, подвергшиеся метаморфизму. Иначе говоря, надвиг разделяет породы одной фациальной области (это обстоятельство свидетельствует против субдукции). Наряду с ними здесь развиты более дистальные турбидиты и олистостромы склона глубоководного желоба, подвергавшиеся неоднократному переотложению. Смещение желоба сопровождалось переотложением осадков его внутреннего склона. В то же время складывается впечатление, что породы, подстилающие как внутренний, так и внешний склоны, тектонически транспортировались в зону желоба по встречным надвигам (здесь, вероятно, также применима модель П.Джонса, см. выше). В частности, серпентиниты и эклогиты транспортировались из-под Грэйт-Вэлли (а не пододвигались под нее) поверх олистостром. Впоследствии от этих покровов оставались клиппы, которые вовлекались в виде экзотических блоков в олистостромы следующей генерации. Возможна инверсия надвигов и их превращение в сдвиги. В частности, крутопадающий надвиг Берегового хребта сейчас скорее сдвиг [282]. Стоит отметить в этой связи, что в клиппах сохранились вулканические постройки из щелочных базальтоидов с участием трахириолитов и брекчий, характерные для трансформных зон [461]. Основные фазы надвигов, вероятно, постваланжинская, среднемеловая и посткампанская (несколько слов об участии аллохтонных земель в формировании францисканского комплекса: по палеомагнитным данным их широта около 33° , т.е. близка современной, но обратная полярность в эпоху преобладания прямой полярности указывает на южное полушарие; разумеется, эти построения весьма условны).

Эволюцию Кордильер на территории США часто трактуют как последовательное приращение аллохтонных блоков и островных дуг, швы которых маркируют офиолитовые комплексы раннепалеозойского, девонского, каменноугольного, пермского, триасового и юрско-мелового возраста [245, 246, 473]. После очередной коллизии (орогенезы Кламат, Антлер, Сонома, Невада) побережье приобретало андийский характер, затем разви-

вались дуги следующей генерации (идея аллохтонных "земель" еще не пустила здесь глубоких корней, и многие полагают, что Кордильеры США принципиально отличаются от Канадских [97]).

В горах Кламат и Сьерра-Невада крупные гипербазитовые тела невадского возраста длиной несколько десятков километров приурочены главным образом к сдвиговым зонам, таким как Тринити или Мелонес — Бэр-Маунтин, разделяющим и частично пересекающим пояса палеозойских карбонатно-вулканогенно-кремнистых отложений и (западнее) верхнеюрских андезито-базальтовых метавулканитов. Гипербазиты обычно имеют контактовые метаморфические ореолы амфиболитовой фации.

Парамийская тектоно-магматическая фаза во многих случаях реактивировала разломы докембрийского заложения, особенно на восточной окраине Кордильер [346]. Вулканическая активность, сопровождавшая поднятие орогена, смещалась в позднем мелу с запада на восток. Вулканисты, датированные приблизительно 80 млн. лет, распространены главным образом в Калифорнии и западной Неваде, 70—65 млн. лет — от северной Невады до южного фланга Скалистых гор. Орогенез начался около 70 млн. лет назад в центральной части Скалистых гор и около 67 млн. лет назад на восточной окраине, поставляя грубую кластику (аркозы Досон) в краевой прогиб.

Парамийский плутонизм также проявляет определенное возрастное смещение с запада на восток и на крайнем западе нечетко отделен от предшествующих магматических фаз. Так Сьерра-Невадский батолит и менее крупные гранитоидные массивы к северу от него (может быть части того же батолита) образованы интрузиями различного возраста, от триаса до верхнего мела. Выделен ряд магматических фаз, но в различных районах они не вполне совпадают. Наиболее правильная ритмичность магматических эпизодов установлена в центральной полосе Сьерра-Невадского батолита, где даты группируются в пяти интервалах: 210—195, 180—160, 146—130, 120—106, 90—82 млн. лет. Иначе говоря, здесь проявились позднемюрско-раннемеловая, среднемеловая и позднемеловая фазы. Севернее прибавляется еще один эпизод около 65 млн. лет. В батолите Инио (восточнее) интервалы 136—124 и 85—70 млн. лет разделены длительным перерывом в магматизме.

В Скалистых горах крупные батолиты Айдахо и Болдер образованы кварцевыми монцититами 73—70 млн. лет, кварцевыми диоритами 76,5 млн. лет, гранодиоритами 75 млн. лет и лейкократовыми гранитами 68 млн. лет [694]. С ними связан Колорадский рудный пояс.

Окраина Южной Америки

Анды образуют ороклину с перегибом возле границы Перу и Чили. Палеомагнитные данные указывают на вращение Перуанского блока против часовой стрелки [354], которое могло осуществляться по Амазонской левосдвиговой системе (см. раздел 1—3). Заметим, что хр. Наска выглядит как продолжение разломов Амазонской системы.

Западная окраина Анд представляет собой систему аккреционных поясов покровно-складчатого строения. В Перуанских Андах к этим образованиям, очевидно, относится вулканогенно-кремнистая серия Касма—андезиты,

пирокластика, силициты мощностью до 6,5 км [502]. По аммонитам и радиохронометрическим датам в пределах 95–105 млн. лет возраст этих пород верхний альб–сеноман. По разломной зоне Тапакоча они надвинуты на флишоиды готерива–альба. С турона на покровах, интродуцированных гранитоидами, формируется наземный вулканический пояс – несогласно залегающий комплекс андезитов, дацитов, риолитов мощностью до 2 км, прорванный гранитоидами.

Прибрежный Перуанский батолит – один из самых крупных в Тихоокеанском подвижном поясе, протянулся вдоль западного склона Анд на 1100 км. Его формирование продолжалось в течение всего периода интенсивного вулканизма от середины мела до палеогена (100–50 млн. лет). Он образован плутонами пяти последовательных фаз: габбро и диориты, 100–95 млн. лет, гранодиориты и тоналиты (комплекс Санта-Роза), 95–70 млн. лет, монцограниты (адамеллиты) и сиенограниты, 70–50 млн. лет. Воздымание и наземный вулканизм связывают с внедрением комплекса Санта-Роза.

В миогеосинклинальной зоне мел залегает местами согласно на морском титоне (Чикама) большей же частью несогласно на разных горизонтах юры [179, 199]. Берриас – паралические угленосные песчаники, 400 м; валанжин – кварцевые песчаники, выше – тригоНИЕВЫЕ СЛОИ, алевропелиты, известняки, кремни, 340 м, расширение трансгрессии; готерив–апт–регрессия, пестроцветные алевролиты с гипсом, восточнее – песчаники Гойльярискизга с углями, 1300 м, нижний альб – трансгрессивно залегающие известняки с рудистами, песчаники, алевролиты, свита Инка, до 150 м; средний альб – чередование темных известняков и мергелей, в верхней части разреза батуминозных (свита Париятамбо), до 500 м, быстрое развитие трансгрессии; верхний альб–турон–мелководная карбонатная толща, 800 м, с преобладанием неритовых фаций в сеномане – нижнем туроне и более глубоководных – в среднем и верхнем туроне.

В северной части прогиба отложения альба–турона более мощные, до 5000 м, расчлененные на ряд свит, приблизительно отвечающих этапам углубления (средний альб–турон) и обмеления (середина сеномана, начало сенона) бассейна. Несогласия отмечены в середине сеномана и между нижним и верхним туроном (темные мергели и алевропелиты – актеонелловые известняки). Коньяк и нижний сантон – паралическая, верхний сантон–маастрихт – континентальная красноцветная моласса.

Мараньонское поднятие, отделяющее миогеосинклинальный прогиб от шельфового бассейна, было покрыто морем во время максимальных трансгрессий среднего альба и позднего турона (литографские известняки Кайамарка). Последняя охватила весь Андийский пояс. В промежутке Мараньоня представляла собой низкую болотистую сушу, во впадинах накапливались озёрные и аллювиальные фации.

Появление вулканогенных пород андезитового состава (в берриасе, готериве) связано с активизацией вулканической дуги к западу от прогиба. В период поднятий она, вероятно, способствовала возникновению застойных условий в тыловом бассейне (средний альб, Париятамбо). После возникновения наземного вулканического пояса остаточный прогиб заполнялся красноцветной молассой, смятой на рубеже мела и палеогена и перекрытой палеоценовыми вулканитами.

В Чилийских Андах юрский вулканический пояс, по-видимому, развился в шовной зоне между континентальной окраиной и аллохтонным палеозойским метаморфическим комплексом, образующим фундамент берегового хребта и островной зоны южночилийского побережья [498]. В дальнейшем вулканизм смещался к востоку [248, 393], к оси современных Анд, где неогеновый вулканизм начался около 20 млн. лет назад. Вулканическая зональность: толеитовый — известково-щелочной — шошонитовый с удалением от желоба, вероятно, существовала и в мезозое [279].

Отложения, залегающие на кристаллическом фундаменте вдоль берега, в основном не древнее эоцена. В мелу эта была область поднятий, денудационный сток с которых был направлен преимущественно на восток. Лишь в районе Концепсьона развиты довольно мощные — около 1000 м — мелководные морские отложения сенона, по-видимому, заполняющие узкую грабенообразную впадину на шельфе и несогласно перекрытые палеогеном.

Маракайбо-Перуанский прогиб протягивался вдоль восточной окраины Анд от Маракайбо в Венесуэле до северной Аргентины. В палеогене он был подразделен поперечными поднятиями на ряд бассейнов: Маракайбо, Магдалена в Колумбии, Ориенте в Эквадоре и Перу, Сантьяго в Перу и др. [228, 464]. Бассейн Маракайбо между Гвианским щитом и Центральной Кордильерой наиболее интенсивно погружался южнее современного озера, северная часть которого была поднятием срединного массива [483]. Мел залегает несогласно на красноцветах триаса и юры, начинается песчаниками Рио-Негро, которые выше сменяются известняками, переслаивающимися в темноцветными аргиллитами. Пик трансгрессии приходится на турон-коньяк, темные аргиллиты и известняки Ла-Луна. Регрессивная серия включает мелководную карбонатно-глинистую толщу с углеродистыми фациями застойного бассейна, паралические и континентальные угленосные отложения. На северо-западе граница мела и палеогена проходит внутри карбонатной толщи.

В бассейне Магдалена нижние слои мела — грубозернистая красноцветная кластика, свита Тамбор. Морские отложения появляются в готериве — барреме — мелководные известняки, затем более глубоководные темноцветные глинистые фации с пиритом — баррем — апт. Застойные условия возникают неоднократно в альбе и туроне. Обмеление бассейна и несогласие выше свиты Ла-Луна (турон — коньяк) отвечают средиземноморской фазе. Последующие отложения мелководные морские, в маастрихте — континентальные угленосные [496].

В бассейне Ориента в средней части мелового разреза преобладают дельтовые песчаники Эсперанса, в Сантьяго — более глубоководные темноцветные глинистые фации Вилетта. Верхняя часть разреза здесь также регрессивная. В южной части прогиба на территории Боливии и северо-западной Аргентины трансгрессия в барреме сопровождалась базальтовым вулканизмом. После значительного перерыва осадконакопление возобновилось в континентальных условиях (динозавровые слои) с кратковременной трансгрессией на рубеже кампана и маастрихта.

Юрская тихоокеанская трансгрессия достигла бассейна Неукен в Аргентине — авлакогена северо-западного простирания между палеозойскими массивами Пампы и Патагонии. Серия Мендоса включает титон — валанжинские известняки, мергели и песчаники, дельтовые песчаники и конгломерата

ты Муличинко, валанжин—готерив [440], гипсоносную глинисто-карбонатную свиту Агрио, готерив—баррем (регрессия). Последняя ингрессия моря происходит в среднем альбе. Последующие отложения — главным образом красноцветы с остатками динозавров. После перерыва, связанного с поднятием и базальтовым вулканизмом хребтов Пампы на рубеже турона и коньяка (ранняя субгерцинская фаза, Miranic), продолжается континентальное осадконакопление — серия Неукен, коньяк—кампан, красноцветы с древесиной и разнообразной динозавровой фауной, включающей титано-завров, антарктозавров и лаплатазавров [464].

Структуры океанской коры

Подводные хребты и венчающие их цепи островов, протягивающиеся на тысячи километров, — наиболее примечательная черта центральной Пацифики. Для них в основном была разработана теория "мантийных плюмажей", которые, поднимаясь из недр мантии и расширяясь у основания литосферы, приводят в движение плиты [684]. Цепи островов и подводных гор Гавайско-Императорская, Туамоту-Лайн и Кука-Маршалловых интерпретировались как следы трех главных плюмажей. Изгиб Гавайско-Императорской цепи играл большую роль в тектонических построениях как свидетельство изменения направления дрейфа в эоцене, повлекшее за собой реорганизацию системы островных дуг. Действительно, эоценовый тектогенез сыграл большую роль в эволюции Тихоокеанского пояса, но имеет ли к нему какое-либо отношение Гавайско-Императорский изгиб?

Островные цепи

Гавайские острова протягиваются на 4000 км и состоят из полусотни вулканов, к западу от о-ва Кауаи, большей частью подводных. Предположение об увеличении возраста вулканов к северо-западу, высказанное Дж. Дана еще в прошлом веке (по углублению эрозионного среза в этом направлении), в наши дни было подтверждено радиометрическим датированием базальтов и частично палеонтологически [267]. Именно миграция гавайского вулканизма послужила основой гипотезы горячих точек и мантийных плюмажей [497, 684]. Если считать Императорскую цепь подводных гор продолжением Гавайской, то плита двигалась сначала на север, а затем на северо-запад. Гипотеза мантийного плюмажа постулирует линейное увеличение возраста вулканов от горячей точки в направлении дрейфа и однообразии состава экструзий. В действительности вулканы расположены не по прямой линии, возрастная прогрессия нелинейная и экструзии геохимически неоднородны (предположение о смещении горячей точки в направлении, противоположном смещению плиты [379] отнюдь не проясняет картину).

Изменение азимутов наблюдается и вдоль Императорского хребта [123]. Часть полученных здесь радиохронометрических датировок не соответствует однонаправленной миграции вулканизма (их, впрочем, всегда можно отнести за счет аллохтонного материала, принесенного льдами).

Даже если отбросить не укладывающиеся в теоретическую модель датировки, то отношение возраста базальтов к расстоянию от горячей точки

все равно оказывается нелинейным и может объясняться более глубоким эрозионным срезом на западе, обнажающим более древние горизонты. Несмотря на сократившийся в результате недавних исследований возрастной разрыв между крайними пунктами Гавайской и Императорской гряд, их генетическое единство не подтверждено. В пределах Гавайской гряды не известно вулканов древнее 26 млн. лет, а в пределах Императорской — моложе 40 млн. лет. Существует предположение о связи последней с цепью Лайн в единую трансформную систему с правосторонним смещением в 1700 км [305].

Лайн

Ключевое положение в структуре Центральной Пацифики занимает островная цепь Лайн, протянувшаяся на 4500 км от Центрально-Тихоокеанских гор к островам Туамоту. Она состоит из двух и более параллельных гряд, отстоящих друг от друга примерно на 100 км, причем западная гряда более прерывистая, чем восточная. Ширина цепи до 300 км, полосы связанного с нею вулканизма — до 1000 км. На север-северо-западное направление Лайн наложены эшелонированные гряды запад-северо-западного направления — Кросс Тренд. Морфологически они мало отличаются от Лайн, и в узлах их трудно разграничить [685]. К западу Кросс Тренд прослеживается по диагонали прямоугольника, образованного островами Лайн, Гилберта, хр. Некер, Центрально-Тихоокеанскими горами и Ново-Камтонским трогом. Поднятие Магеллана в центре этого прямоугольника, по-видимому, находится на Кросс Тренд. Отметим еще, что линия Кросс Тренд почти параллельна Гавайям (рис. 23).

Базальтоиды Лайн очень разнообразны по составу. Э.Джексон и С.Шленгер [379] выделяют три группы: 1) океанских толеитов, 2) базальтов океанских островов промежуточного и известково-щелочного состава и 3) базанитов, фолонитов, нефелинитов с первичным амфиболом и биотитом. Предполагается, что эти группы разновозрастны и отражают образование океанической коры (1), вулканических построек (2) и последующий ультращелочной вулканизм (3). Однако радиометрические данные недостаточны для проверки этого предположения. Датированные базальты группы (1) почти все вне основной цепи Лайн и, по-видимому, относятся к Кросс Тренд. Даты колеблются от 120—130 млн. лет в районе Магелланова поднятия до 76—80 — возле островов Гилберта. Для группы (2) получены даты 128 млн. лет на северном окончании цепи Лайн, $91,2 \pm 2,7$ млн. лет в центральной части и $84,4 \pm 0,9$ млн. лет между ними, но последняя может относиться к группе (3). Характеризующие ее даты очень скудны и находятся в пределах 100—75 млн. лет. В интерпретации нефелинитов существуют значительные разногласия. Так, Дж. Натленд в отличие от Э.Джексона и С.Шленгера [379] связывает их исключительно с Кросс Тренд и считает продуктами рифтового вулканизма, сопоставимого с щелочным вулканизмом восточноафриканских рифтов.

Наиболее древние отложения цепи Лайн, вскрытые скважинами, — железистые и титанистые аргиллиты с радиоляриями. По содержанию ряда элементов они сходны с подстилающими базальтами и, по-видимому, состоят в значительной мере из продуктов подводного выветривания

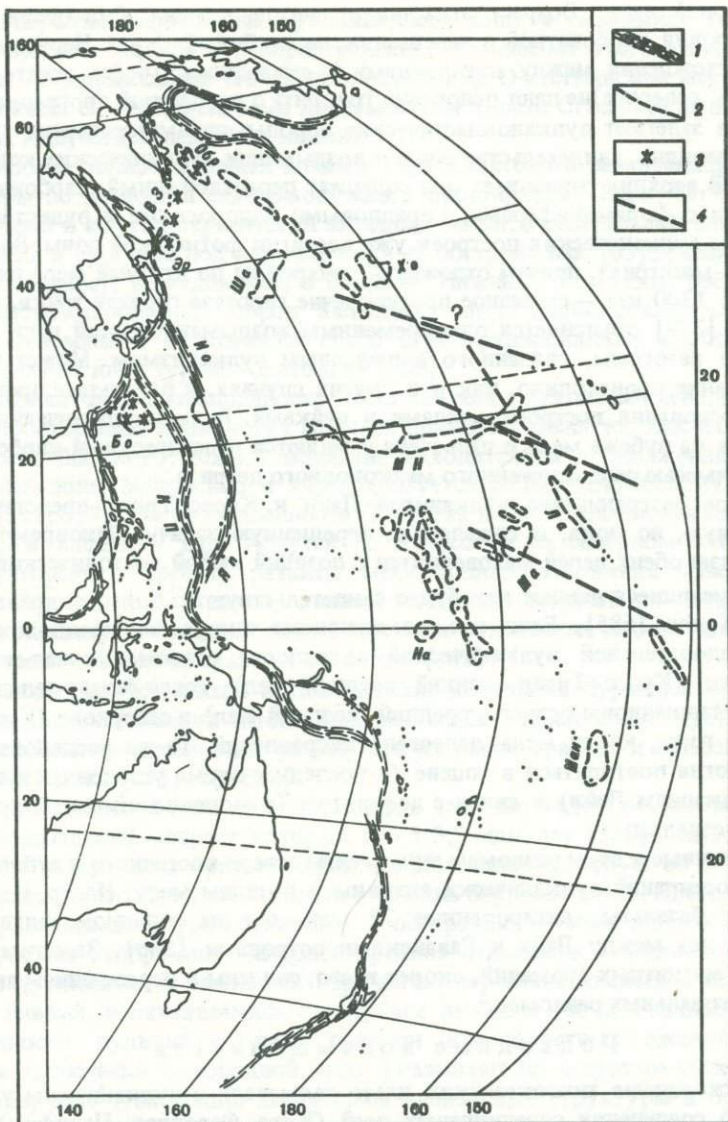


Рис. 23. Западная Пацифика

1 – позднемеловая островодужная система: ИО – Идзу-Огасавара, Яп – Яп, КП – Кюсю-Палау; 2 – плато и хребты, вулканически активные в меловом периоде и начале неогена: Шт – возвышенность Шатского, Хе – возвышенность Хесса, МН – Маркус-Неккер, Ла – Лайн, Ма – Магеллана, На – Науру, Ман – Манихики; 3 – породы "континентального" типа на плато Бородино (Бо), Обручева (Обр); горе Эримо (Эр), валу Зенкевича (ВЗ) [4, 22, 23], 4 – границы "Кросс Тренд" (КТ) островов Лайн (Ла) [379]

базальтовой лавы. Возраст этих пород сантон—кампан. Они отложились ниже уровня карбонатной компенсации, на глубине 2—3 км. Несущественные расхождения между датировками по скважинам 316 (на экваторе) и 315 (в 4° севернее) не дают оснований говорить о возрастной прогрессии.

Выше залегают вулканокластические породы, преимущественно турбидиты, очевидно, свидетельствующие о воздымании вулканических конусов и гряд. В верхних горизонтах они содержат переотложенный карбонатный материал с фораминиферами, коралловыми водорослями и рудистами — вершины вулканических построек уже достигли фотической зоны. Возраст кампан—маастрихт, причем отложения синхронны по крайней мере на протяжении 1300 км — серьезное противоречие гипотезе горячей точки, которое, по [379] объясняется одновременным воздыманием всей цепи в результате разогрева, связанного с щелочным вулканизмом. Может быть, воздымание происходило, как и в других случаях, в результате пропитывания основания построек силлами и дайками. Вулканокластические отложения на рубеже мела и палеогена сменяются пелагическими карбонатами с примесью переотложенного мелководного детрита.

Точное разграничение вулканитов Лайн и Кросс Тренд представляет интересную, но пока, к сожалению, нерешенную задачу. Одновременный вулканизм обеих цепей маловероятен с позиций любой тектонической теории и имеющиеся данные как будто свидетельствуют о большей древности Кросс Тренд [685]. Если так, то возникает интересное предположение о последовательной вулканической активности разломов запад-северо-западного (Кросс Тренд, ранний—средний мел), север-северо-западного (Лайн, Маршалловы острова, средний—поздний мел) и северного (Империаторские горы, конец мела—палеоген) направлений. Та же последовательность могла повториться в эоцене (в последнее время установлен эоценовый вулканизм Лайн) в связи с поворотом Тихоокеанской плиты против часовой стрелки.

Поперечные к этим разломам линеаменты северо-восточного и субширотного простираний вулканически активны в позднем мелу. На хр. Неккер развиты базальты, датированные 78 млн. лет на западном фланге и 82 млн. лет между Лайн и Гавайскими островами [566]. Заметим, что изломы магнитных аномалий, скорее всего, связаны с пересечением активных диагональных разломов.

Подводные возвышенности

Происхождение тихоокеанских плато связывали с вулканизмом узлов тройного сочленения спрединговых осей (Кула—Фараллон—Пацифик), но с открытием мощного внутриплитового вулканизма эта гипотеза утрачивает популярность.

В бассейне Науру между плато Отнанг-Ява и островами Маршалловыми—Гилберта скважина глубоководного бурения № 462 прошла около 500 м среднемеловых эффузивов и силлов, над которыми залегают турбидиты. Этот массивный базальтовый вулканизм интерпретируется как внутриплитовый, так как скважина находится в зоне магнитной аномалии M26 — предполагаемого изохрона 155 млн. лет. Тем не менее петрохимически базальты принципиально не отличаются от таковых срединных хребтов, имея лишь немногим более высокое содержание редкоземельных элемен-

тов. Открытие аналогичных вулканических толщ в скважинах 169, 299, 317 показало широкое распространение вулканизма этого типа [194], причем обнаруживается его связь с разломами D-системы или местами их пересечения с ортогональными линейментами (плато Огасавара на пересечении хр. Идзу-Огасавара и Михельсон).

Наиболее полно изученная возвышенность Шатского развивалась с поздней юры по разломам северо-восточного простирания. Она имеет пологий восточный и крутой ступенчатый западный склон, в центральной части кора утолщена и прогнута под вулканическими постройками [65], развитие которых началось, по-видимому, в барреме. Нижние сейсмозоны состоят из кремнисто-карбонатных пород валанжина—апта, карбонатно-кремнистых альба—сеномана и акустически слабо стратифицированных карбонатных пелагических илов турона—олигоцена [100].

Северная часть возвышенности Хесса связана с разломами северо-западного простирания, хронология событий примерно такая же, как на возвышенности Шатского. Южное поднятие находится на продолжении трансформной зоны Мендосино и характеризуется более щелочным вулканизмом [515, 657]. На возвышенности Обручева в месте сочленения вала Зенкевича и внешнего вала Алеутского желоба (и на северном окончании Императорского хребта) развиты мелководные отложения маастрихта, около 72 млн. лет. В драгированном материале встречаются метаморфические, кремнисто-вулканогенные, наземные угленосные породы и игнимбиты, указывающие на связь с Камчаткой [133].

На поднятии Магеллана в Центральной котловине бурением вскрыты мелководные отложения титона—нижнего альба и выше более глубоководный карбонатно-кремнистый разрез того же характера, что и на возвышенности Шатского [111, 112, 636].

Расположенное южнее плато Манихики сложено толеитовыми базальтами, минимальный возраст которых $106 \pm 3,5$ млн. лет [385]. Палеонтологическое датирование покрывающих осадков свидетельствует об образовании базальтового фундамента плато в течение баррема—альба. Плато пересечено разломами северо-восточного простирания. В зоне одного из них драгированы габброиды. Наиболее древние отложения — вулканокластические турбидиты, в базальных горизонтах переслаивающиеся с базальтовыми лавами, изливавшимися на глубине не более 400 м. Геохимические особенности вулканокластики, прослой красноцветных ожелезненных глин и включения самородной меди указывают на гидротермальное воздействие. Для этой толщи характерны оползневые структуры и брекчии. В ее верхней части встречены темноцветные углеродистые слои с двустворками, мелкими гастроподами, серпулидами, а также фрагментарными остатками иглокожих и мшанок. Э.Кауффман [400] указывает для них глубину около 100 м. Возраст — неоком, возможно ранний. В позднем неокоме—альбе характер осадконакопления постепенно изменяется от вулканокластического к кремнисто-карбонатному с глинистыми темноцветными прослоями, которые встречаются в промежутке от альба до кампана. Малакофауна в нижних слоях кремнисто-карбонатной толщи свидетельствует об осадконакоплении в пределах нижнего шельфа и батиаля на глубинах 200—400 м. Вверх по разрезу разнообразие двустворок сокращается, вероятно, в связи с погружением плато. Судя по глинистым про-

слоям с фукоидами, погружение было неравномерным или же колебался уровень карбонатной компенсации. Наиболее существенные перерывы отмечены между нижним туоном и сантоном. К этому интервалу приурочены конденсированные слои с монтмориллонитом, польгорскитом, развивающимся по монтмориллониту в условиях подводного выветривания и/или гидротермального воздействия, железомарганцевыми конкрециями, также характерными для подобных условий, и частыми остатками рыб.

Заключение

Тихоокеанский пояс как на западе, так и на востоке представляет собой коллаж блоков, сцементированных офиолитовыми швами. Он претерпел ряд циклов дробления и консолидации. Возможно смещение блоков по вокруг-тихоокеанской сдвиговой системе, однако транспортировка через океан маловероятна.

В конце юры — начале мела происходит активизация шовных зон, развитие в них вулканических дуг и флишевых трогов, завершившееся консолидацией и поднятием в конце неокома. На эту систему наложен вулканоплутонический пояс, протягивающийся от Чукотки до побережья Южно-Китайского моря (на австралийской окраине развился позднее, с конца мела). Миогеосинклиальный прогиб отделяет его от островодужной системы, с которой связаны аккреционные образования от Корякского нагорья до Филиппин и далее вдоль австралийской окраины от Папуа через Новую Каледонию к Новой Зеландии. Дуги Тайваня—Лусона, вероятно, имели обратную полярность. Окраинные моря — это главным образом погруженные континентальные блоки, подвергшиеся растяжению в связи с оклиниальным изгибом островных дуг, сопровождавшимся клиновидными раздвигами (сфеносхазмами) и эклогитизацией нижней коры.

Соединение Северо-Восточной Азии с Аляской прослеживается по Алазейско-Брукской зоне, активной с палеозоя, и Хатырско-Чугач-Кенайской дуге, проходившей по краю берингийского шельфа. Островные дуги на восточной окраине существовали в юре и первой половине мела. Аккреционные пояса (францисканский комплекс) образовались причленением дуг к континенту, шарьирования метаморфических и офиолитовых пород поверх отложений глубоководного желоба, их разрушения и вовлечения в олистостромы последующих генераций.

Островные цепи и плато образовались в результате магматической активности разломов D-системы со сменой простираний (Кросс Тренд—Лайн—Императорский хребет), возможно, отражающей вращение тихоокеанской плиты.

ПЕРИАТЛАНТИЧЕСКИЙ ПОЯС

Название этого раздела подразумевает, во-первых, единство развития окраинных областей Атлантического океана и окружающих его континентов и, во-вторых, высокую тектоническую активность. Термин "пассивная окраина", строго говоря, относится к современной сейсмической активности. Правомочность его экстраполяции на геологическую историю окраи-

ны сомнительна. Меловые окраины Атлантики едва ли могут быть описаны как пассивные.

По современным представлениям, северная и южная части Атлантики имеют различную историю. На месте Северной Атлантики существовал Протоатлантический океан, берега которого смыкались на севере в позднем ордовике — девоне и на юге в карбоне — ранней перми. Раскрытие современной Северной Атлантики прогрессировало в обратном направлении, с юга на север, от триаса до середины мела. Южная же Атлантика вообще не существовала до раннего мела. Мы представляем читателю самому судить, насколько обоснованы подобные построения, обращая его внимание на следующие факты, относящиеся к домеловой Атлантике.

Домеловая Атлантика

Наиболее древние известные нам океанские отложения как в Северной, так и в Южной Атлантике относятся к юре и почти одновозрастны. Вскрытые скважинами надбазальтовые отложения на плато Демерара и в Блэйк-Багамском бассейне датированы 155 млн. лет [593], базальты к востоку от бразильского побережья на $24,5^\circ$ ю.ш. — $138,1 \pm 3,5$ млн. лет [311]. Юрские отложения известны также на о-ве Маю (острова Зеленого Мыса) и на Фолклендском плато.

Свидетельства триас-раннеюрской фазы рифтогенеза сохранились по обе стороны экватора. Магматическая серия Уайт-Маунтинс Аппалачей датирована 170—190 млн. лет [312], дайковые комплексы западной Гренландии — около 175 млн. лет, гигантские долеритовые дайки Либерии и Южной Африки — 192—173 млн. лет [266].

Палеозойские офиолитовые пояса Северной Атлантики связывают с закрытием прото-Атлантики между Шотландией — Ньюфаундлендом с одной стороны, и Англией — Нью-Браунсуиком — с другой. Сейчас, однако, Грампианский пояс Шотландии и аналогичные складчатые сооружения американского побережья чаще объясняют столкновением между континентом и островными дугами [407, 485]. Офиолитовые "швы" приурочены к поперечным зонам трансформного характера.

Параллелизм и структурное сходство Гренвильского (протерозой, около 1000 млн. лет), Грампианского и последующих поясов [19] указывает на полициклические процессы, аналогичные тектоническим фазам Тихоокеанского пояса. Нет серьезных оснований выделять один из них (акадский? свальбардский? аллеганский?) как результат коллизии континентов. Девонская складчатость по стилю принципиально не отличается от ордовикской. В то же время не исключено, что обусловленное полициклической складчатостью разрастание и поднятие континентальной коры привело к возникновению сухопутных мостов через северную Атлантику, способствовавших расселению первых наземных организмов.

Южнее, между Марокко и Аппалачами, берега палеозойской прото-Атлантики, очевидно, совпадали с берегами современного Атлантического океана, хотя существует подозрение, что п-ов Новая Шотландия был частью Африки. Если Аллеганская — Мавритинская — Астурийская фаза складчатости означает смыкание этого сектора прото-Атлантики, то оно произошло не раньше позднего карбона или (Уачита) в ранней перми. А так как в

поздней перми — начале триаса уже наметились краевые рифты Атлантического океана, то почти не остается времени, когда бы его не было.

На побережье Бразилии, в Амазонском бассейне на мелководном морском шилуре залегают девонские отложения континентального склона с оползневыми структурами ("тиллиты"), каменноугольные известняки и ангидриты, пермские эвалориты [214]. В бассейне Парнаиба силур и девон также морские, пермь — ангидриты и кремни с древесными остатками. По седиментологическим признакам, палеозойские моря трансгрессировали с востока [504]. Морские карбон и пермь развиты вдоль восточного края бассейна Парана и в окраинных бассейнах Сан-Луис, Сержипи-Алагоас (подсерия Игрейя-Нова), Пелотас на границе с Уругваем и др. Эти палеозойские бассейны продолжаются под Атлантикой глубже 500 фатомов — границы "Bullard fit". Погруженное плато на глубине 2–3 км восточнее Рио-де-Жанейро также мешает соединить Южную Америку с Африкой. Девонские отложения на побережье Ганы содержат морскую фауну, отличную от тетической (следовательно, не рукав Тетис). Это мелководные фации морского бассейна [456], располагавшегося к западу от Африки, т.е. на месте современной Южной Атлантики. Окраинные бассейны Каокофелда и Южной Калахари с ледово-морскими отложениями открывались к западу [470]. В этом же направлении двигались ледники, но в Бразилии нет эратических валунов каокофельдских пород: ледники, очевидно, сползли в море.

Подобие и асимметрия западной и восточной Атлантики

По словам А. Нейрна и Ф. Стейли [504], любой школьник, сравнивая очертания Африки и Южной Америки, создает свой вариант дрейфа континентов. Сходство очертаний, — конечно, — серьезный довод, особенно — в сочетании с геологическим сходством. Однако последнее может объясняться единством развития Периатлантического пояса, поэтому следует обратить особое внимание на различия.

Расчитанное Буллардом в 1956 г. наилучшее совмещение по изобате 500 фатомов предполагает соединение аналогичных геологических структур противоположных побережий. По плитовой модели в первую очередь должны быть совмещены концы первичных трансформных разломов, секущие новообразованные окраины континентов. По Кс. Ле Пишону и П. Фоксу, на реконструкции они не совпадают. Предложен несколько иной вариант, совмещающий Гвинейскую разломную зону — наиболее достоверно установленное трансформное смещение порядка 250 км на восточном побережье около 9° с.ш. — с предполагаемой Багамской трансформной зоной по северному краю Багамского плато. При этом, однако, для Ньюфаундлендской разломной зоны нет восточного эквивалента и Канарский разлом не совпадает со своим предполагаемым продолжением вдоль подводных гор Новой Англии. Более серьезные затруднения связаны с тем, что на обеих реконструкциях нет места для большей части Центральной Америки (включая палеозойский Гондурасский блок), Мексиканского залива, Багамского плато, Карибского моря, выступа северной Бразилии с подводными возвышенностями Фернанду-ди-Норонья и Пернамбуко. Как мы увидим в дальнейшем, они большей частью возникли до предполагаемого раскрытия Атлантики.

Важным репером считают излом магнитных аномалий на линии мыс. Хаттерас (Северная Америка) — мыс Кап-Блан (Северная Африка). По П. Рона [557, 558], основные различия в геологическом строении побережий на этом трассе заключаются в том, что 1) мощные верхнепалеозойские отложения Аппалачей не развиты в Мавританидах, 2) триасовые рифтовые бассейны американского побережья не продолжают на африканской стороне и 3) в Западной Атлантике нет аналогов интенсивно деформированных мезозойских толщ Канарских островов и островов Зеленого Мыса. Добавим, что нет и перидотитовых массивов, подобных Фритаунскому [189].

Окраинные прогибы

Исключительно мощное меловое осадконакопление по периферии Атлантического океана обычно связывают с обрушением континентальных окраин по разломам, идущим вдоль побережья. Наряду с этим большую роль играли прогибы, расположенные под углом к побережью. Их контролировали поперечные разломы, и они представляют собой более или менее типичные авлакогены. К этой категории мы относим Аквитанский прогиб, бассейн Мексиканского залива, Бенуэ, Реконваво, Сан-Хорхе и ряд других впадин. Складывается впечатление, что именно к ним приурочены главные депозиты.

Районы, расположенные севернее Лабрадора, мы рассмотрим в связи с Перирарктическим поясом.

Восточная окраина Северной Атлантики

Иберия

Прямолинейная южная граница Бискайского залива, очевидно, срезана сдвигом, который продолжается западнее в виде Главного Пиренейского разлома. Его значение как основного структурного шва между Иберией и Западно-Европейской плитой подчеркивают милониты и лерцолитовые пластины [664]. С ним связаны позднемеловые базальты восточнее Бильбао. Проявлением меловой активности этой разломной зоны могло быть также опускание Васкоготского трога по южной окраине Бискайского залива. Он заполнен 1000-метровой песчано-мергельной толщей верхнего мела [680]. О южном ограничении Иберийского блока — Азорско-Гибралтарской зоне — мы уже говорили в связи с Тетическим поясом. Приблизительно параллельно ей проходит Гвадалквивирский разлом, смещающий массив Бетика относительно Месеты. Его восточное продолжение можно проследить вдоль Балеарских островов. Месета, в свою очередь, пересечена серией левых сдвигов.

Эти системы сдвигов, по-видимому, дают некоторое вращение Иберии против часовой стрелки, с которым связано растяжение коры Бискайского залива, выразившееся в активизации разломной зоны Бискайских подводных гор (с нею связаны несколько веерообразно расходящиеся магнитные аномалии [681], образование грабена Кап-Ферре в его восточном углу

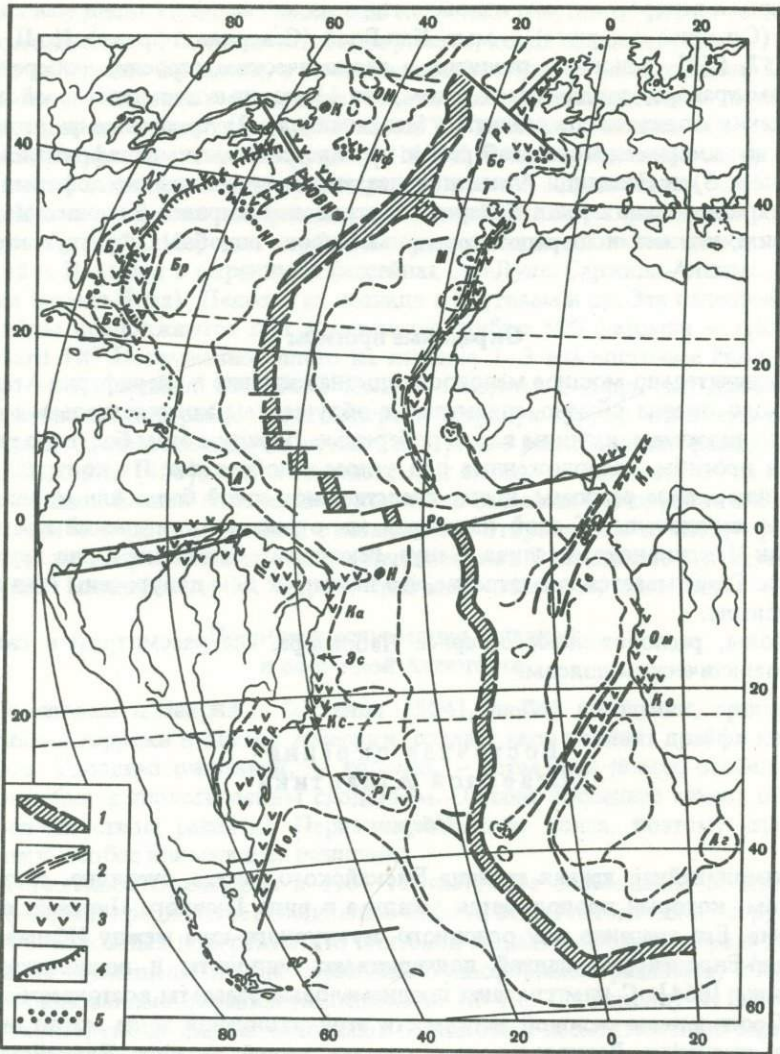


Рис. 24. Структуры Периадлантического пояса и Атлантического океана
 1 – осевая зона срединного хребта, 2 – предполагаемая островодужная система Торе–Мадейра–Фуэртевентура-Маю – Сьерра-Леоне; 3 – вулканические провинции и хребты; 4 – поднятие с барьерными рифами; 5 – вулканические подводные горы. Обозначены с севера на юг: Рк – трог Роколл; плато, возвышенности и хребты: ОН – Орфан-Нолл, ФК – Флемшиш-Кэп, ЮВНФ – юго-восточный Ньюфаундленский, хр. "j" – по "j"-аномалии, Бл – Блейк, Ба – Багамы, Бр – Бермуды, Т – Торе, М – Мадейра, А – конус Амазонки, ФН – Фернанду-ди-Норонья, Гв – Гвинейский, Ки – Китовый, РГ – Риу-Гранди, Аг – Агульяс; Ро – желоб Романш. Африка: Кл – Камерунская линия, Ом – Омбе, Ко – Каоко. Южная Америка: Па – Парнаиба, Ка – Кабу, Эс – Эспириту-Санту, Кс – Кампус, Пар – Парана, Кол – Колорадо

и опускание Аквитанского авлакогена [489]). Заметим, что излагаемые здесь представления не вполне соответствуют давней идее раскрытия Бискайского "сфеносхазма" вращением Иберии. Характер Гибралтарской дуги (раздел I) свидетельствует о смещениях гораздо меньшего масштаба. Северная граница котловины Бискайского залива представляет собой сдвиг, продолжающийся на запад по окраине подводных плато Поркюпайн и Роколл, через хр. Рейкьянес к Гренландии (рис. 24).

Аквитанский бассейн как область погружения существует с карбона [224]. В перми и триасе накапливаются красноцветные толщи, в юре море трансгрессирует с юго-востока, со стороны Средиземноморья, на рубеже юры и мела — поднятие, вельдские фации в локальных депрессиях. В неокоме преобладает карбонатно-эвапоритовое осадконакопление — известняки, доломиты, ангидриты. В апте происходит расширение трансгрессии и образуется глубоководный трог, вероятно, продолжение осевого рифта Бискайского залива. В предгорьях Пиренеев накапливаются грубообломочные толщи, сменяемые темноцветными глинистыми и карбонатными мощностью до 3000 м. В среднем мелу образовался флишевый торг шириной около 20 км, длиной более 300 км, на западе уходящий под воды Бискайского залива, на востоке ограниченный карбонатным шельфом с рудистовыми известняками, на северо-востоке — низкой сушей. Здесь отлагались сеноманские лигниты и туфы. В туроне происходит поднятие и обмеление бассейна. Сенонские фации в основном мелководные.

В Лузитанском прогибе на западе континентальное осадконакопление преобладало с верхнего баррема по нижний сеноман. Аптская трансгрессия началась в середине позднего альба (вракон) и распространилась на восточные и северные районы в среднем сеномане. Отлагаются глины, доломиты, затем рудистовые известняки. Трансгрессивный цикл завершается нижнетуронскими известняками. В верхнем туроне и сеноне распространены континентально-лагунные красноцветы [213].

Марокканское побережье

Марокканская Месета рассматривается как отдельный блок, ограниченный с севера разломами Тель-Атласа, с юга — Высокого Атласа. Основной Южно-Атласский разлом принадлежит той же системе линеаментов, что и Азорско-Гибралтарский.

Разломная зона Высокого Атласа аналогична альпийским офиолитовым швам: растяжение между Месетой и Антиатласом в триасе — юре, сжатие в середине мела и шарьирование гипербазитов, базальтов, верхнеюрских — нижнемеловых кремнисто-карбонатных отложений. Западная часть этой разломной зоны с позднего неокома представляла собой быстро погружающийся авлакоген, к которому относятся два окраинных бассейна — Эс-Сувейра и Агадир. Структуры Мавританид здесь протягиваются вдоль побережья. Развита морские отложения кембрия и карбона, верхнетриасовые эвапориты и базальты. С верхней юры формируется карбонатный шельф, протянувшийся к югу до Сенегала. Мощность мела в районе Агадира — 2550 м. Граница юры и мела отмечена перерывами и хардграундами. Фации берриаса литоральные, с *Neginea*, затем бассейн углубляется, развиваются рифы. В готериве происходили локальные поднятия. Характер осадкона-

копления резко меняется в позднем барреме—раннем апте: появляются дельтовые фации, красноцветы, конгломераты. Они перекрыты конденсированными мергелями и доломитами с разнообразной аммонитовой фауной. Сеноман — темноцветные мергели и ракушечники, турон — карбонатно-кремнистые турбидиты с относительно холодноводной фауной, указывающей на апвеллинг. Бассейн достиг максимальной глубины в раннем туроне, в позднем началось обмеление. После кратковременной тепловодной трансгрессии в раннем кампане снова мергели и доломиты с прослоями гипса (верхний кампан — маастрихт). Темноцветные прослои с лентикулиновой фауной есть в нижнем барреме, нижнем альбе и сеномане. Скважины глубоководного бурения (рейсы 41 и 50) у подножия континентального склона вскрыли турбидиты валанжина—апта, по-видимому, отлагавшиеся в основном ниже уровня карбонатной компенсации на глубинах, соответствующих верхней батиали [236, 678, 679] в условиях частичной аноксии.

Приток терригенной кластики возрастает в позднем валанжине — готериве; в барреме — альбе накапливаются дистальные турбидиты и гемипелагические илы. На одной из станций описаны очень мощные отложения среднего сеномана — возможно, гомогениты, связанные с цунами и указывающие на высокую тектоническую активность (время надвигания офиолитов Высокого Атласа). Весь интервал от турона до маастрихта выпадает из разреза.

Прибрежный бассейн Аюн (Тарфая) ограничен выступами докембрийского фундамента и Мавританидами. Это полуграбен, вытянутый вдоль побережья. Максимальная мощность осадков 12—15 км, депоцентр находится в пределах современного нижнего шельфа — верхней части континентального склона. Наиболее древние породы, налегающие на метаморфический фундамент по южной окраине бассейна — верхнетриасовые, но в центральной части могут быть развиты и верхнепалеозойские, их распространение на шельфе не прослежено. Юра представлена известняками мощностью 1—2 км. Юрская карбонатная платформа, по-видимому, непрерывна от Марокко до Сенегала [549].

Резкая смена фаций на рубеже юры и мела объясняется, как и в других местах, вертикальными движениями по краевым разломам. На карбонатную юру ложится терригенная кластика — дельтовые "вельдские" фации, мощность которых достигает 4 км под современным континентальным склоном. Скорость погружения шельфового бассейна в это время (берриас — баррем) достигла 130 м/млн. лет [177]. На станции № 397 Проекта глубоководного бурения вскрыты тонкослойные аргиллиты с прослоями алевrolита, тонкозернистого песчаника, мергеля и сидерита. Ритмическое чередование темных (алевритистых с зёрнами кварца, пиритом, фосфатизированными остатками рыб) и светлых слоев, очевидно, носит сезонный характер. Биотурбация незначительна. Кроме редких пиритизированных фораминифер встречены хорошо сохранившиеся тонкостенные арагонитовые раковины мелких аммонитов. Обилен растительный детрит, особенно кусочки древесины и мегаспоры. Возраст в пределах готерива-апта, скорее всего верхний готерив. Геотоп определен как продельта в пределах нижнего шельфа — верхнего склона на глубине около 500 м. Аналогичные отложения — краевые фации обширной системы сливающихся дельт — известны в районе Агадира и севернее, в Марокканском бассейне.

Примечательно, что в районе станции 397 миоценовые отложения залегают на готериве с перерывом в 100 млн. лет. Этот гигантский перерыв объясняют [177] последовательной подводной эрозией более поздних меловых и палеогеновых отложений, частично сохранившихся выше по склону, где зафиксирован ряд эрозионных эпизодов в позднем альбе — туроне, на рубеже мела и палеогена и особенно интенсивный, как и повсеместно в Атлантике, в позднем эоцене — олигоцене. Тем не менее полное отсутствие отложений, развитых всего в 30 км западнее (станция 369), едва ли можно объяснить одним лишь действием течений. Кажется маловероятным, чтобы при всех изменениях палеогеографических условий наиболее интенсивная эрозия была постоянно приурочена именно к этому узкому участку. Поднятие в виде подводного барьера или островной дуги кажется более правдоподобным. Оно могло бы объяснить и частичную аноксию.

Развитие трансгрессии обусловило последовательную миграцию фаций в подводной и надводной частях Аюнского бассейна, где вельдские аллювиальные и наддельтовые фации — песчаники, гравелиты, красноцветы — постепенно уступают место лагунным глинам и гипсоносным мергелям (баррем—апт), ракушечникам и известковистым песчано-глинистым осадкам приливной полосы и верхнего шельфа (альб—сеноман) и, наконец, более глубоководным мергелям сеномана—турона с кремнистыми и битуминозными прослоями. В туронских отложениях отмечены пачки фосфатизированных известняков и тонкослоистых мергелистых глин с высоким содержанием органического углерода. Мощность верхнего мела изменяется от 60 м в районе станций 369 (средний склон) до 915 м на шельфе.

Современная береговая линия находится приблизительно посередине между береговыми линиями неокома и сеномана—турона [295]. С этого времени положение внешнего края шельфа существенно не менялось.

Позднемеловую аноксию объясняют преимущественно развитием региональной апвеллинговой системы, хотя едва ли есть основания предполагать действие иных причин, чем в готериве.

Подводные исследования на крутом склоне плато Мазаган в 200 км к юго-востоку от Касабланки выявили на глубине 1400—3000 м разрез верхнеюрских—нижнемеловых отложений карбонатной платформы мощностью приблизительно 800 м. В расположенном южнее каньоне их замещают косослоистые песчаники с оползневыми структурами и седиментационными брекчиями. На середину мела приходится поднятие, образование конденсированных горизонтов, и лишь в более глубоких частях накапливались гемипелагические мергели. Верхний мел — брекчии с переотложенными биофоссилиями, калькарениты, аргиллиты, фосфатизированные известняки (может быть уже палеоген) залегают несогласно на глубине 1000—1400 м. Общая мощность верхнемеловой—палеогеновой толщи около 500 м. Начиная с середины мела плато неоднократно поднималось над уровнем моря [265].

Сенегал — Сьерра-Леоне

Побережье Сенегала и Гвинеи не может быть описано как дискордантное, так как мезозойские разломы параллельны линеаментам докембрийского фундамента [593]. На побережье и шельфе развиты обширные бассейны горст-грабенного строения, заполненные палеозойскими (в основном

кембрий-девон) и нижнемезозойскими отложениями большой мощности. В бассейне Сьерра-Леоне мощность меловых отложений около 3 км, из них приблизительно 2 км приходится на нижний мел. На шельфе между Сенегалом и Сьерра-Леоне прослеживается поднятие юго-западного простирания, которое южнее сменяется на юго-восточное, образуя дугу [593]. Эта дуга, возможно, следует структурам Мавританид, но в то же время ее конфигурация определяется мезозойскими краевыми разломами. В мелу и палеогене она могла быть островной дугой, ограничивающей циркуляцию в тыловом бассейне. Соль в бассейне Сьерра-Леоне имеет доаптский возраст. Во впадине между Гвинейской дугой и подводной возвышенностью Сьерра-Леоне мощность меловых и третичных отложений по геофизическим данным около 1,5 км. Возвышенность, судя по сейсмическим данным, сложена вулканическими породами и неглубоко залегающими гипербазитами. Ее образование, вероятно, связано с магматизмом трансформной зоны. Может быть, с той же трансформной зоной связан Фритаунский базитовый массив, занимающий часть п-ова Сьерра-Леоне и близлежащие острова. Он сложен габбро-норитами и троктолитами [189, 429]. Этому массиву приписывают метеоритное происхождение, но свойственная ему кумулятивная цикличность характерна для офиолитовых комплексов.

Побережье Гвинейского залива

Почти прямой угол, образованный побережьем Гвинейского залива, в тектонике плит связывают с тройным сочленением рифтов, считая авлакоген Нигера-Бенуэ нераскрывшимся лучом. Но и в любом другом толковании Камерунский изгиб — одна из наиболее примечательных черт Восточной Атлантики. Пан-Африканский пояс, протягивающийся вдоль побережья, конкордантного южнее Камеруна, поворачивает на северо-восток, через Нигерию к Ахаггару. В середине мела эта ветвь Пан-Африканского пояса подверглась растяжению с образованием грабенов, частично по докембрийским и мавританским швам. Грабены следуют диагональной системе разломов северо-восточного (Бенуэ) и северо-западного (Гао, Тенере) простираний. По крайней мере некоторые из них левые сбросо-сдвиги со смещением около 300 км могут рассматриваться как продолжение океанских трансформных зон Романш, Чейн, 8° ю.ш. и др. [456].

Гвинейская дуга — выступ фундамента, обрамляющий изгиб побережья — расчленена Камерунской вулканической линией, протянувшейся от вулкана Камерун к оз. Чад и далее к нагорью Тибести. Щелочные лавы изливаются вдоль этой линии ссантона поныне. К северу Камерунская линия, возможно, продолжалась вплоть до залива Искендерон, где побережье Средиземного моря образует аналогичный угол (см. ниже рис. 35). Ее южным продолжением, несомненно, является Гвинейский хребет с вулканическими островами Сан-Томе — Принсипи. Остров Св. Елены находится на его пересечении с Срединно-Атлантическим хребтом.

Дискордантное северное побережье Гвинейского залива образовано широтными сбросо-сдвигами, по которым устья рек смещены к востоку [456]. По нашим представлениям, эта сдвиговая зона протягивается через

всю Африку и на восточном фланге срезает северное побережье п-ва Сомали (см. раздел II).

Нижний мел представлен пестроцветными вельдскими фациями — *Serie versicolore*, достигающими большой мощности во впадинах Восточной Ганы (2000 м), юго-восточного Камеруна и северной Нигерии, где их накопление продолжалось вплоть до сеномана. Аналогичные фации распространены во внутренних бассейнах Чада и Конго. Морской альб Берега Слоновой Кости — песчано-мергельные и темносланцевые толщи — несогласно залегает на вельде. В сеномане распространены регрессивные песчаные фации, тогда как в Сахаре на это время приходится трансгрессия моря, образующего залив между Ахаггаром и Тибести. В грабенах мощность сеноманской кластики достигает 1–2 км.

Развитие трансгрессии в туроне привело к соединению тетических морей с окраинными морями Гвинейского залива, которое, впрочем, было недолговременным и прервалось уже в коньякском веке [551]. Область между Ахаггаром и Тибести была осушена в маастрихте. Авлакоген Бенуэ-Абакалики протягивается в северо-восточном направлении и состоит из осевого рифта и прилегающего к нему шельфового бассейна Анамбра. Развитие авлакогена связывали с тройным сочленением спредингových осей, по которым раскрытие этой части Атлантики началось в середине альба. Однако погружение грабена началось много раньше. Основание седиментационного заполнения образует нижнемеловая толща мощностью 2300 м. Недавно здесь были описаны залегающие на гранитогнейсах фундамента риолиты, датированные поздним барремом—ранним аптом, 113 ± 3 млн лет. [654]. Альбские—сенонские отложения мощностью 6000 м подразделены на ряд трансгрессивно-регрессивных циклов [166, 654], разделенных перерывами в раннем сеномане, среднем туроне и сантоне. Средний альб—темноцветные песчано-глинистые фации на базальных конгломератах, верхний сеноман — нижний турон — известняки, на севере — дельтовые песчаники, коньяк — глинисто-карбонатная толща, по периферии угленосная. После сантонской складчатости и перерыва депоцентр сместился в область Анамбры. Кампан-маастрихтский цикл — морские глинистые фации Нкпоро (1000 м) и затем (или частично замещая их) паралические угленосные Маму и Нсукка [512, 531].

Южнее расположен грабен Иканг, ориентированный параллельно побережью. Он погружался в течение альба, позднего мела и палеогена, заполняясь дельтовыми песчаниками и в трансгрессивные фазы глинисто-карбонатными отложениями.

Западная окраина Северной Атлантики

Побережье Северо-Американской котловины

Основные морфологические элементы восточного побережья Северной Америки от Ньюфаундленда до Флориды — это прибрежные равнины, шельф шириной до 500 км, континентальный склон и абиссальные равнины, ограниченные с востока Бермудским поднятием. Линеаменты фундамента прибрежных равнин и шельфа параллельны апалачским. Продолжение палеозойских отложений под шельфом и склоном подтвер-

дается сейсмостратиграфически [424]. Континентальный склон пересекают каньоны, частично (Балтимор, Океанограф) тяготеющие к трансформным зонам с подводными горами Келвин и Новая Англия.

Весьма примечательная черта этого побережья — погребенное поднятие вдоль внешнего края шельфа, отчетливо выраженное в гравитационном и магнитном полях. На всем протяжении от Флориды до Ньюфаундленда ему соответствует высокоамплитудная магнитная аномалия шириной 30—80 км, прерванная лишь у Ново-Английских подводных гор. На внешней стороне поднятия выражена глубокая депрессия. По заключению Дж. Уоткинса и Ч. Геддеса [672], это погребенная система дуга—желоб, аналогичная по гравитационным, магнитным и сейсмическим аномалиям островодужным системам западной Пацифики. Эти исследователи, таким образом, поддержали выдвинутое еще в 50-х годах предположение Ч. Дрейка о существовании погребенных мио- и эвгеосинклиналей под континентальным склоном [289]. Другие интерпретации — дайковый комплекс, край исходного палеозойского рифта [298] — выглядят менее убедительно. Во всяком случае не вызывает сомнений, что поднятие, увенчанное в мелу коралловыми рифами, контролировало распределение терригенной кластики, большей частью отлагавшейся в тыловом бассейне. Восточнее накапливались пелагические кремнистые илы сейсмогоризонта А, и лишь после погружения барьера в среднем эоцене сюда хлынули терригенные осадки. Меловому осадконакоплению в окраинном поясе предшествовали триасовый тафрогенез и отложение юрских солей. по-видимому, непрерывное от Новой Шотландии до Юкатана. Нижний мел прибрежных равнин — это сероцветные угленосные и красноцветные аллювиально озерные и дельтовые фации (серия Потомак и ее аналоги), накопление которых продолжалось и в сеномане. Из подводных каньонов подняты мелководные морские отложения. На турон приходится региональный перерыв, улавливаемый как сейсмостратиграфическая граница на шельфе. Трансгрессивная серия паралическая в сантоне (Маготи) и мелководно-морская в кампане—маастрихте [548].

Плато Блэйк—Багамы

Банки Блэйк, Малая Багамская, Большая Багамская и Ки-Сал образуют обширное плато с карбонатным осадконакоплением между мысом Хаттерас и желобом Пуэрто-Рико. Кора плато толщиной около 20 км (до 30 км) по гравитационным свойствам переходная между континентальной и океанской [652]. Магнитная аномалия, вероятно, продолжающая описанную выше склоновую аномалию Северо-Американского бассейна, намечает положение поднятия под эскарпом плато или несколько восточнее него. Ряд исследователей считают это поднятие погребенной вулканической дугой с коралловыми рифами. Отрицательная магнитная аномалия мористее поднятия, по этой схеме соответствует желобу. Юго-восточный край Большой Багамской банки образует островная дуга Хументос. Предположение о ее вулканическом основании не было подтверждено (но и не было полностью опровергнуто) геофизически [652].

На банке Блэйк мощность верхнемезозойских отложений составляет несколько километров. Мелководные водорослевые известняки аптского

яруса драгированы с эскарпа на глубине 3100 м. Восточнее, на внешнем поднятии, ограничивающем Блэйк-Багамский бассейн, скважиной вскрыта верхняя юра (оксфорд) на глубине 5650 м. Скважина остановилась в базальтовых покровых и силлах, не достигнув фундамента. На Багамском плато несколько скважин DSDP и коммерческого бурения прошли толщу мелководных меловых известняков, достигнув кампана на глубине около 3 км и альба — около 4,5 км [529, 610]. Еще больших мощностей можно ожидать в Старом Багамском канале, который отделяет Багамы от Кубы и находится на продолжении желоба Пуэрто-Рико. Его считают мезозойской миогеосинклиналью, включающей северную Кубу и банку Ки-Сал в 35 км севернее (мощность титона и мела 5800 м).

Природа плато Блэйк — Багамы небезразлична для понимания меловой истории Атлантики. Основные альтернативы: 1) погруженный континентальный блок, 2) карбонатная постройка на океанской коре, 3) желоб в зоне разлома, заполненный осадками и погребенный под карбонатной толщей [652]. Следующие соображения, очевидно, подтверждают первую точку зрения: 1) кора плато ниже 5,5 км по скоростям сейсмических волн соответствует гранитно-метаморфическому слою; 2) под северо-западными Багамами магнитометрически прослеживается продолжение структур фундамента п-ова Флорида, глубоко погруженных на его южной оконечности; в мелу Багамы были продолжением карбонатного шельфа Флориды; 3) выступы докембрия на мысу Хаттерас и п-ове Флорида, по обе стороны Блэйк, могут указывать на докембрийский фундамент этого плато [652].

Мексиканский залив

Бассейн Мексиканского залива включает приморские низменности, окруженные горами Уачита — палеозойской складчатой системой, которую можно рассматривать как продолжение Аппалачей, смещенное по разделяющей их трансформной зоне. В предлагаемой здесь интерпретации бассейн Мексиканского залива — это авлакоген с осевым рифтом Сигсби.

Его образование связано с активизацией докембрийской — палеозойской системы разломов северо-западного простирания, проходящих по границе Техаса и Мексики, а также через южную Оклахому и Миссисипи. По ним развились рифтовые впадины Рио-Гранде и восточного Техаса. Территория бассейна делится на терригенную (дельта и конус Миссисипи) и карбонатную (банка Кампече, шельф Флориды) провинции. Граница области мелового осадконакопления и кайнозойской парагеосинклинали проходит в 320 км от современного побережья, южнее мощные кайнозойские отложения залегают на соленосных триас-юрских. Показано [419], что холмы на дне глубоководной впадины Сигсби — это соляные диапиры.

Эскарпы Флориды и Кампече совпадают с линией нижнемеловых барьерных рифов, окружавших весь залив [171]. Нефтеносный риф "Golden Lane" возле Тампико считают отдельным атоллom [651].

Рифы вдоль мексиканского побережья обрамляют впадины Бургос, Тампико — Туспан и Веракрус. В нижней части карбонатных толщ содержатся прослойки темноцветных аргиллитов и силицитов. Над рифовыми известняками залегают карбонатно-глинистые фации маастрихта — сланцы

Мендес. Поднятия на рубеже мела и палеогена сопровождались врезанием каньонов и разрушением рифов.

Обильная кластика, сносимая реками с Уачита, отлагалась на прибрежных равнинах. С баррема—апта начинается формирование дельт, интеркалирующих с лагунными фациями. Особенно мощным дельтовое осадконакопление было в альбе и сеномане. Можно предположить, что вдоль всего побережья от Техаса до Нью-Джерси существовала система сливающихся дельт. На северном фланге, в Нью-Джерси, она представлена свитами Вудбридж и Раритан, далее к югу следует серия Потомак — дельтовые песчаники, пестроцветные глинистые фации лагун, затем на побережье и шельфе залива команчский комплекс Тринити — Фредериксбург — Уашита, пресноводно-лагунные фации, обрамленные барьерными рифами (Глен-Роуз, начало формирования карбонатной платформы). На рубеже альба и сеномана здесь формируется обширная дельта Вудбайн.

Не вполне одновременные регрессии происходят в туроне на уровне свит Раритан — Игл-Форд — нижняя Тускалуза. В дальнейшем погружение компенсировалось осадконакоплением, и во время сантон — кампанской трансгрессии положение береговой линии незначительно отличалось от современного [605].

Пирокластический материал трахит-фонолитового состава содержится в сеноманской свите Вудбайн и в меньшем количестве в более молодых отложениях. Комагматичные щелочным вулканитам интрузии нифелиновых сиенитов и дайки распространены в районе г. Литл-Рок, Арканзас, откуда описаны такие разновидности щелочных пород, как пуласкит, фурчит и ачитит. В Техасе южнее г. Остина известны серпентиниты предположительно средне мелового возраста. Некоторые из них содержат нефтяные залежи [491]. Магматическая активность, по-видимому, приурочена к фланговым разломам авлакогена.

Африканское побережье Южной Атлантики

Полоса окраинных погружений между Гвинейским и Китовым подводным хребтами подразделяется на ряд прибрежных и шельфовых бассейнов (Габон, Бас-Конго — Кабинда, Кванза и Мосамедиш, рис. 25). Гвинейский подводный хребет с вулканическими островами протягивается вдоль трансформной зоны, континентальное продолжение которой трассируется от вулкана Камерун к оз. Чад [317]. Разломная зона хр. Китового также может быть прослежена в глубь континента по выходам мезозойских вулканитов.

В Габонском бассейне разрез верхней юры—неокома начинается континентальными песчаниками, затем следуют битуминозные глины и мергели серии Кокобич с прослоями грубообломочных пород, соответствующими поздне-неокомской фазе поднятий. В верхних горизонтах Кокобич найдены аптские аммониты. Мощная среднеаптская эвапоритовая толща (до 800 м) состоит в нижней части из галит-карналлитовых циклов, в верхней — из ангидритов с темносланцевыми прослоями и перекрыта альбскими известняками. В позднем альбе—сеномане распространены красные цветы (регрессия), в туроне — известняки и турбидиты, в сеноне — песча-

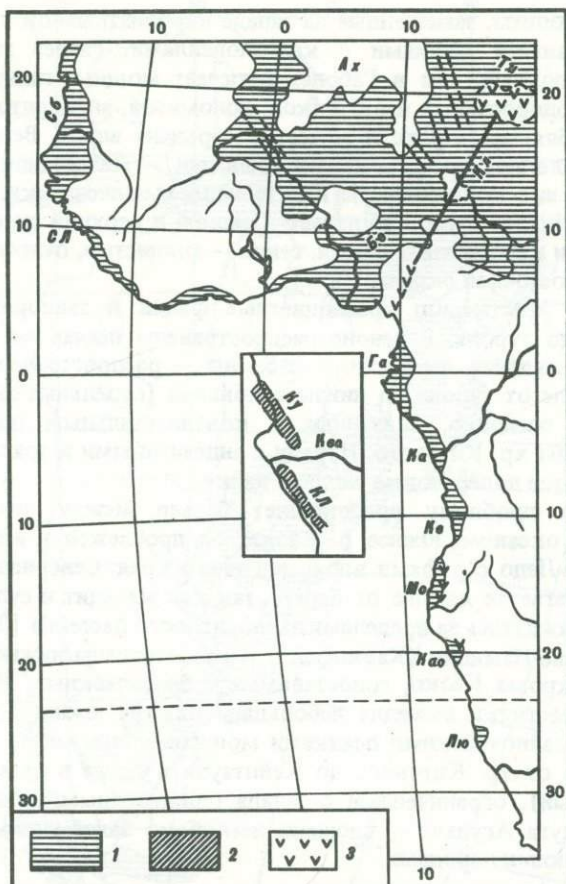


Рис. 25. Бассейны африканского побережья; пунктиром обозначены рифты в районе массива Ахоггар; отдельно показаны окраинные поднятия в бассейне Кванза [317, 456]

1 — морские и лагунные отложения, 2 — погребенные поднятия, 3 — вулканиты. Обозначены: Сб — Сенегальский бассейн, СЛ — Сьерра-Леоне, Ах — Ахоггар, Ти — Тибети, Бе — Бенуэ, Кл — Камерунская линия, Га — Габон, Ка — Кабинда, Ке — Кванза, Мо — Мосамедиш, Као — Каоко, Лю — Людеритц. На врезке: Ку — Кукуако, Ква — Кванза, КЛ — Кабо-Ледо

ники, битуминозные мергели с фосфоритами. Маастрихт — мелководные известняки.

Разрез Конго — Кабинда похож на вышеописанный. Здесь четче выражен перерыв в позднем неокоме (между готеривом и барремом). Морская серия начинается конгломератами, на которых залегают известняки и доломиты. К востоку их сменяют мелководные и континентальные фации [258].

В Анголе на севере впадины Кванза глубообломочная красноцветная кластика верхней юры — низов мела с маломощными углями и флорой (*Rachypteris*) залегает на гранитогнейсах или юрских базальтах. В нижних горизонтах есть туфы. С верхнего валанжина по средний альб накоп-

ливаются эвапориты, замещенные на западе карбонатными и литографскими битуминозными фациями с кальционеллами. Разрез эвапоритовой толщи более полный, чем в Габоне, включает мощные галиты (600 м), чередование водорослевых известняков, доломитов, ангидритов и галитов. Бассейн углубляется в апте и мелеет в середине альба. Верхнеальбские известняки залегают трансгрессивно. Сеноман — маломощные известняки, глины, на юге конгломераты и актеонелловые песчаники, залегающие с размывом. Нижний турон выпадает. Средний и верхний турон — дельтовые песчаные и карбонатные фации, сенон — глинистые, относительно мелководные на восточной окраине [257].

В бассейне Мосамедиш красноцветные фации и эвапориты преобладают вплоть до турона. В сеноне распространены песчаники с фосфоритами. Примечательная черта этого бассейна — распространение вулканитов в интервале от турона до нижнего коньяка (отдельные проявления — с сеномана), очевидно, связанных с континентальным продолжением разломной зоны хр. Китового. Наряду с андезитовыми и трахитовыми лавами встречаются долеритовые силлы и дайки.

Интересную проблему представляет барьер между эвапоритовыми бассейнами и океаном. Южнее р. Кванза он прослежен в виде поднятия Лонга — Кабо-Ледо с рифами вдоль внешнего края. Севернее барьер, очевидно, располагается дальше от берега, так как кальцит и сульфаты большей частью осаждались за пределами эвапоритового бассейна [317].

На побережье Намибии (Каокофелд) распространены нижнемеловые базальтовые покровы Каоко, сопоставимые с бразильскими. Мелководные сенонские известняки выходят небольшим пятном южнее Людерица. На шельфе, под кайнозойскими осадками мощная толща мела, около 4 км, протягивается от хр. Китового до Кейптауна и далее в бассейн Агульяс (мыс Игольный), ограниченный с запада одноименным поднятием, ядро которого — дуга Агульяс — сложено неглубоко залегающими гранитно-метаморфическими породами.

Побережье Южной Америки

На севере Бразилии Амазонский бассейн (из ряда впадин) и Парнаиба отделены выступом фундамента от небольших окраинных бассейнов Маражо, Сан-Луис и др. Мел в Амазони отлагается после длительного (с перми) перерыва и представлен континентальными песчаниками мощностью до 3000 м, переходящими в песчано-глинистую гипсоносную толщу с прослоями известняков альба — верхнего мела. В бассейне Парнаиба развиты триасовые и юрские пестроцветы. В основании мела на площади около 100 000 км² залегают базальтовые покровы мощностью до 175 м. Их возраст около 127 млн. лет. С апта отлагаются черносланцевые толщи с известняками и ангидритами [214]. Все восточное побережье Бразилии представляет собой, в сущности, почти сплошную зону опусканий по окраинным разломам, разделенную горстами на ряд бассейнов (с севера на юг, рис. 26): Потигуар, Ресифи, Сержиши-Алагоас, Реконкаву—Тукану, вдающийся в глубь континента, Жекитинона, Эспириту-Санту, Кампус, Сантус и Пелотас. Сбросы с амплитудой смещения до 3000 м, определившие структурный план этой зоны, относятся к доаптской фазе растяжения,

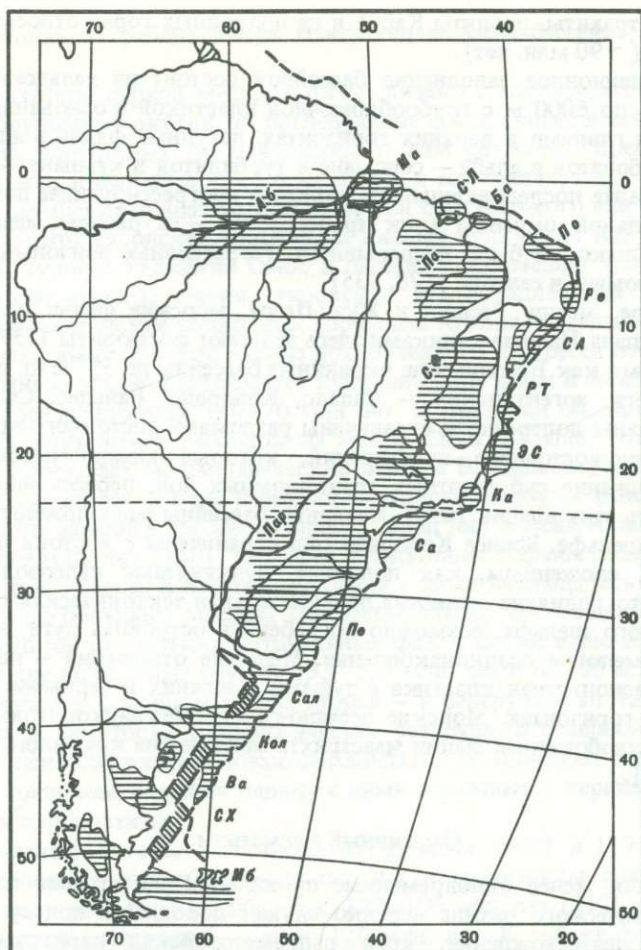


Рис. 26. Бассейны восточной окраины Южной Америки; косой штриховкой показаны поднятия на аргентинском шельфе [693]

Обозначены: Аб – Амазонские бассейны, Ма – Маражо, СЛ – Сан-Луис, Ба – Баррейриньяс, Па – Парнаиба, По – Потигуар, СФ – Сан-Франциску, Ре – Ресифи, СА – Сержипи-Алагоас, РТ – Реконкаву-Тувану, ЭС – Эспириту-Санту, Ка – Кампус, Пар – Парана, Ле – Pelotas, Сал – Саладо, Кол – Колорадо, Ва – Вальдес, СХ – Сан-Хорхе, МБ – Магелланов бассейн

сопровождавшейся накоплением грубообломочной кластики и массивными излияниями базальтов, покрывающих огромные площади в бассейнах рек Парана, Паранаиба, Кампус и на шельфе Эспириту-Санту. Возрастные пределы бразильских базальтов 140–120 млн. лет, в южных районах развиты в основном низкотитанистые базальты, в северных – высокотитанистые. В центральном и восточном секторах распространены также лавы риолитов и риодацитов.

Активность трансформных разломов, по-видимому, относится к более поздней фазе, так как связанный с ними вулканизм южнее Ресифи

(базальты, трахиты, риолиты Кабу) и на подводных горах относят к верхнему мелу (~90 млн. лет).

Седиментационное заполнение бассейнов состоит из вельдских фаций мощностью до 6000 м с грубообломочной кластиковой в основании и битуминозными глинами в верхних горизонтах, лагунных фаций в апте, шельфовых карбонатов в альбе — сеномане и турбидитов в кампане — маастрихте. В целом эта последовательность отражает прогрессирующее погружение континентальной окраины (пик трансгрессии — в раннем маастрихте), которое, однако, не было непрерывным. Регрессивные эпизоды отмечены в альбе, сеномане и сантоне [178, 535].

На севере, между Ресифи и Жуан-Песоа, морские фации появляются лишь с кампана. Над известняками здесь залегают фосфориты [357].

В то время как Бразильские окраинные бассейны до 35° ю.ш. вытянуты вдоль берега, аргентинские — Саладо, Колорадо, Вальдес, Сан-Хоре — ориентированы поперечно и ограничены разломами восток-юго-восточного, восток-северо-восточного простираний, которые можно рассматривать как продолжение субширотных трансформных зон, пересекающих шельфовую часть этих впадин [693]. Северные бассейны расположены большей частью на шельфе. Южнее Колорадо они ограничены с востока линейным поднятием, сложенным, как полагают, вулканитами палеозоя—раннего мезозоя. Это поднятие — весьма примечательная тектоническая структура аргентинского шельфа, возможно погребенная островная дуга, контролирующая меловое осадконакопление. Меловые отложения — по преимуществу красноцветная кластика с туфами в нижних и черными сланцами в верхних горизонтах. Морские песчано-глинистые глауконитовые и мелководные карбонатные фации маастрихта залегают на красноцветах несогласно [464].

Окраинный магматизм

Более или менее одновременные проявления магматизма по периферии Атлантического океана нередко служат доводом в пользу его спредингового происхождения, хотя раннемезозойская периатлантическая фаза в интервале 190—170 млн. лет, о которой мы уже упоминали, предшествовала предполагаемому спредингу (может относиться только к исходному рифтингу, отделенному от расширения длительной латентной фазой), а турон-сенонская состоялась слишком поздно. Альтернативно эти магматические фазы могут свидетельствовать о единстве развития Периатлантического пояса. Если так, то можно ожидать некоторой асимметрии в их проявлении. Проверка, к сожалению, затруднена из-за недостаточной точности радиохронометрических датировок.

Можно выделить три основные фазы: 130—125, 115—110 и 95—80 млн. лет. К первой относятся базальты восточной Бразилии, развитые на континенте (Парана, Парнаиба, Кампус) и широко распространенные на шельфе. Вместе они образуют одну из самых обширных континентальных базальтовых провинций мира. На африканском побережье им соответствуют базальты Каоко в Намибии, но их возраст определен менее точно. В Северной Атлантике также известны базальты этой возрастной группы. Они не всегда четко отделены от вулканогенных комплексов баррема—апта,

установленных в грабене Бенуз, Ньюфаундлендском бассейне и на плато Роколл.

Если базальты первой меловой фазы связаны с вдольбереговыми сбросами и обрушением окраин, то последующие фазы, скорее всего, отражают активность поперечных по отношению к ним разломов, древних трансформных зон, и наиболее ярко проявились в тех местах, где к побережью подходят океанские приразломные поднятия типа Китового или Гвинейского хребтов. Это туронские базальты и кислые вулканы Кабу на севере Бразилии, турон-коньякские Омбе в бассейне Мосамедиш (Ангола), сантонские Камерунской линии, туронские Ньюфаундленских подводных гор, коньяк-сантонские подводных гор Новая Англия. Интервал щелочного плутонизма, также большей частью приуроченного к пересекающим окраины разломным зонам, перекрывает вулканические фазы и может быть грубо определен в пределах 130–70 млн лет. В Бразилии обширная область щелочного плутонизма расположена между 28° и 20° ю.ш. Большинство интрузий прорывает метаморфические породы Бразильского щита и лишь немногие находятся в поле развития верхнепалеозойских отложений расположенного западнее бассейна Парана. Среди них массив Анаполис имеет возраст 129 млн лет [168]. Меловые базальтоиды Параны распространены западнее этой области и взаимоотношения с ними наблюдались лишь в пределах самого большого массива Покос-де-Кальдас, состоящего из нефелиновых сиенитов нескольких интрузивных фаз. В целом щелочные плутоны образуют две возрастные группы 133–123 млн лет и 80–60 млн лет. Первая находится в основном к югу, вторая – к северу от Сан-Паулу. Между ними есть и некоторые петрологические различия. В северной группе, за редкими исключениями (Покос-де-Кальдас), доминируют нефелиновые сиениты, тогда как в южной наряду с ними встречаются перидотиты, пироксениты и карбонатиты.

Карбонатиты Анголы и Намибии датированы 134±1 и 119±8 млн лет [457]. Щелочные ультраосновные породы и гранитоиды ранне-, средне-меловой фазы известны в Аппалачах, 120–100 млн лет [312] и Канадской магматической провинции – около 120 млн лет. К той же фазе частично относятся лампрофировые дайки поздних генераций, 119–115 млн лет в юго-западной Гренландии [438]. Сиениты и карбонатиты островов Зеленого Мыса (Маю) считают более молодыми, но не исключено, что более точные датировки в конце концов определят их место в ряду меловых магматитов, к которым они так близки по составу и геологической позиции.

Структуры океанской коры и осадконакопление

Строение океанской коры и осадконакопление в Атлантике определяют в первую очередь такие позитивные структуры, как срединный хребет, асейсмичные хребты, окраинные поднятия и крупные плато. По-видимому, они составляют единую систему, в основе которой лежит система разломов.

Срединный хребет и подобие побережий

Срединный хребет состоит из отрезков меридионального, северо-восточного и северо-западного простираний, образующих вместе S-образную ороклину. Его изгибы объясняют (если это можно назвать объяснением, ведь причины не указаны) изменением направления спрединга. Другое объяснение заключается в том, что различно ориентированные отрезки хребта — это элементы диагональных и ортогональной систем, преимущественная активность которых зависит от широтного положения (эта зависимость определяется теорией ротационной трещиноватости, см. раздел II).

Так, между 40° ю.ш. и экватором хребет ориентирован меридионально и параллелен находящимся в тех же широтах отрезкам Аравийско-Индийского и Восточно-Индийского хребтов. На экваторе он прерван желобом Романш и далее к северу продолжается в виде отрезков диагональной системы. Заметим, что отрезок северо-западного простирания также повторяет очертания Аравийско-Индийского хребта. Этот параллелизм ясно указывает на общую причину возникновения подобных трещин. Он помогает понять подобие очертаний срединного хребта и материковых окраин, срезанных разломами приблизительно тех же простираний. Американский шельф ограничен сбросо-сдвигами северо-восточного простирания от Фолклендского плато до восточной оконечности Бразилии (с ними связана серия погребенных горстовых структур, описанных выше, а также плато Пернамбуко), северо-западного от этого пункта до Флориды (левый сдвиг вдоль северного побережья Бразилии, установленный по смещению конуса Амазонки [336], сбросовый эскарп Багамского плато), снова северо-восточного от Флориды до Ньюфаундленда, совпадающего с меловым барьерным рифом и склоновой магнитной аномалией. На восточном побережье к элементам диагональной системы относятся сбросо-сдвиговая граница плато Роколл, Поркюпайн и северо-западного побережья Бискайского залива, сдвиг побережья Западной Сахары — островов Зеленого Мыса, в то время как Гвинейский залив образован разломами ортогональной системы. Северное побережье срезано левосдвиговой зоной [456], относящейся к системе экваториальных сдвигов с очень большой амплитудой смещения. Она включает левосдвиговую зону Амазонских грабенов [336], трансформные разломы Романш, Чейн, Масейо, хребет Фернанду-ди-Норонья. С этой системой связано смещение Западно-Африканского и Гвинейского щитов к западу, которое в основном и создает подобие побережий.

Несколько меньшего масштаба высокоширотные сдвиговые зоны находятся примерно на $50-55^\circ$ северной и южной широты. Они дают левостороннее смещение хр. Рейкьянес относительно субмеридионального участка срединного хребта между Ньюфаундлендом и Иберией на севере и резкий излом по Агульяс — Фолклендской трансформной зоне на юге. Симметрия этих смещений указывает на действие ротационного механизма.

Нетрудно заметить, что расширения и поднятия срединного хребта — Ян-Майен, Исландское и Азорское плато, "горячие точки" островов Св. Елены, Тристан-да-Кунья, Гоф находятся на пересечении с элементами

диагональной системы — хребтом Ян-Майен, разлом Тьернес, желобом Терсейра, Гвинейским и Китовым хребтами. "Горячие точки", включая палеовулканическую зону Исландии, располагаются к востоку от оси.

Типичным вулканическим продуктом спрединговых центров считают толеитовые базальты. Тем не менее на всех вулканических островах зоны срединного хребта развит широкий спектр вулканических пород от примитивных толеитов до риолитов. Общий объем исландских лав, излившихся за историческое время (1100 лет в данном случае) около 40 км^3 , средние и кислые составляют не менее 25% [638]. Они неравномерно распределены по вулканическим зонам, с удалением от рифтов возрастает доля щелочных и известково-щелочных лав, но даже в неовулканической зоне Исландии на продолжении хр. Рейкьянес (сегмента срединного хребта) толеиты составляют не более 50%. Находящийся здесь вулкан Гекла извергает главным образом кислые лавы.

Значительная геохимическая гетерогенность вулканизма в узловых расширениях, вероятно, объясняется тем, что осевые разломы срединного хребта доходят лишь до истощенной мантии, тогда как пересекающие его разломы проникают в более глубокие мантийные очаги (возможны, конечно, и другие причины, о которых мы поговорим позднее, в частности смена режимов сжатия и растяжения, дающая попеременно преимущество толеитам и магмам с более высоким флюидным давлением). Поэтому вполне закономерна общность магматизма срединного хребта и асейсмичных хребтов, которая подчеркивается развитием однотипных диоритовых интрузий [184]. Значительное утолщение коры срединного хребта, 25 км, по сравнению с нормальной океанской корой несомненно связано с магматизмом и вулканической ассимиляцией осадочного чехла. Возможность переработки, консолидации и включения в "базальтовый" слой осадочных пород в области активного вулканизма показана в ряде работ [565].

Не удивительно, что древние отложения редки в осевой зоне безотносительно к ее возрасту. Тем не менее здесь встречаются отложения гораздо более древние, чем расчетный возраст коры [565]. Они обычно приурочены к трансформным зонам, которые по некоторым представлениям отстают от общего спрединга и поэтому содержат отложения аномального возраста. Более простое объяснение заключается в том, что в узловых бассейнах на пересечении с трансформными разломами отложения более мощные и лучше сохраняются. Меловые отложения в области срединного хребта не развиты, за исключением некоторых трансформных зон [221]. У подножия хребта как в Северной, так и в Южной Атлантике вскрыты отложения маастрихта. Таким образом, вполне отчетливо выступает связь мелового осадконакопления с топографией срединного хребта (а не с предполагаемыми различиями в возрасте коры). Срединный хребет в течение мела скорее всего представлял собой область поднятий, по крайней мере частично возвышавшихся над уровнем моря и прерванных щелевидными трогами трансформных зон. Область крайне низкой седиментационной активности в пределах 30° ю.ш. — 30° с.ш., по-видимому, не меняла своего положения в течение 100 млн. лет [304]. За ее пределами скорости и осадконакопления были, вероятно, меньше современных. Накопившиеся на склонах хребта маломощные меловые осадки могли быть смещены к его подножию оползнями или уничтожены позднейшим вулканизмом.

Диагональные разломные зоны Северной Атлантики

В Ньюфаундлендском бассейне система диагональных линеаментов отчетливо выражена в плане мелового осадконакопления. К ней относятся Юго-Восточный Ньюфаундлендский хребет, приразломная магнитная аномалия Коллектор по границе выступа авалонского фундамента и раннепалеозойской впадины Мегума, ее вероятное продолжение в зоне Ньюфаундлендских подводных гор, пересекающий эти структуры J-хребет, разломное ограничение бассейна Орфан, заполненного пятикилометровой толщей меловых и кайнозойских отложений и другие [662].

Ньюфаундлендская банка пересечена грабенами с континентальной класстикой и эвапоритами триаса, на которых залегает эпирифтовая меловая-кайнозойская толща. Юго-Восточный Ньюфаундлендский хребет считают выступом континентальной коры или приразломным экструзивным валом, возникшим в середине мела. J-хребет подходит к нему почти под прямым углом ("Spur Ridge"). Так как в этом районе J-хребет и соответствующая ему высокоамплитудная J-аномалия находятся в зоне линейных аномалий M-0 — M-4 вблизи границы окраинной спокойной зоны (континентальной коры, как мы уже упоминали), то его можно истолковать как край исходного рифта [649]. Противоположный край — поднятие Мадейра-Торе. Однако подобное объяснение не подходит к южному продолжению этих структур. Его трудно согласовать также с надводным вулканизмом J-хребта в зоне аномалии M-2. Скважина глубоководного бурения (станция 384) вскрыла здесь базальты, перекрытые апт-альбскими мелководными известняками. Возраст базальтов около 115 млн. лет, по крайней мере один из трех лавовых горизонтов несет следы субазрального окисления титаномагнетитов [649]. Геохимически базальты сходны с исландскими. Отметим, что хребет Рейкьявик принадлежит той же системе северо-восточных линеаментов (см. рис. 24).

В середине мела J-хребет снова воздымался над уровнем моря. Поднятие охватило всю область между Лабрадором и Британскими островами (и, как мы увидим в дальнейшем, Периарктический пояс), превратившуюся в почти сплошную пенеппенизированную сушу. К этому времени, около 97 млн. лет, относятся трахитовые базальты Ньюфаундлендских гор [622].

На востоке поднятие Мадейра — Торе связано с той же диагональной системой разломов. На банке Горринж северо-восточного простирания выходит серпентинитовый массив — апогарцбургиты, габброиды и долеритовый комплекс параллельных даек — типичная офиолитовая ассоциация. Покрывающие осадочные отложения отнесены к баррему. На банке сейчас происходит разрушение серпентинитов и образование офиолитовой олистостромы [436]. Не исключено, что и J-аномалия связана с погруженным серпентинитовым телом [649].

Но и здесь наряду со сходством проявляется асимметрия окраин: отложения зоны Мадейра — Торе смяты на рубеже мела и палеогена (и в более поздние фазы). Сжатие, по-видимому, сопровождалось развитием надвигов, по которым могла быть выведена на поверхность офиолитовая пластина. Такое же происхождение, вероятно, имеют гипербазиты о-ва Фуэртевентура.

Канарские острова и острова Зеленого Мыса

Западные Канарские острова сложены главным образом олигоценовыми и более молодыми вулканитами, возраст которых убывает к западу. Лишь на двух восточных островах Лансероте и Фуэртевентура известны более древние образования. Эти острова вытянуты в северо-восточном направлении вдоль разломов, которые выглядят как продолжение Южно-Атласской зоны, хотя связь с нею геофизически не подтверждена [554].

Доолигоценый комплекс, прорванный роями расслоенных параллельных даек (интродуцированных дайк в дайку) сложен кварцевыми песчаниками, для которых предполагается континентальный источник, темносланцевыми фациями, известняками, силицитами и базальтами. Эти породы общей мощностью 1500 м смяты в крутые опрокинутые складки и подверглись зеленосланцевому метаморфизму. В поле их развития залегают тела гипербазитов [284, 561].

Базальные слои — черные эпидотовые сланцы, кварциты и мрамор в контакте с гипербазитами. Выше залегают карбонатно-кремнистые турбидиты с *Posidonia*, граувакки с *Neocomites* (валанжин), гомогенные алевролиты баррема—апта, биотурбированные пелагические мергели и калькарениты с красноцветными и фосфатными прослойками, верхний альб—нижний сеноман. Над ними — сенонские мергели и писчий мел. Турон, очевидно, выпадает из разреза. Несогласно залегающую толщу подушечных базальтов и вулканокластики считают в основном нижнеэоценовой, но внутри нее есть несогласие и нижние горизонты могут относиться к терминальному мелу. Углы падения нижнего вулканогенного комплекса, включая нижние дайковые рои, соответствуют таковым меловой толщи, тогда как олигоцен залегает более полого.

Внедрение гипербазитовых тел по времени примерно совпадает с образованием нижнего вулканогенного комплекса. Хотя их описывают как плутоны, характер залегания и сопутствующего метаморфизма скорее указывают (в сочетании с дайковыми роями) на аллохтонный офиолитовый комплекс, водруженный на рубеже мела и палеогена. Это предположение как будто подтверждается открытием аллохтонных имбрицированных меловых пород в Агадирском каньоне, прорубленных на станции 415, а также развитием надвигов на о-ве Маю.

Этот западный остров архипелага островов Зеленого Мыса расположен в 500 км от африканского побережья и относится к той же зоне смятых отложений, что и Фуэтевентура. Преобладают разломы северо-восточного простирания. Доолигоценый комплекс сходен с канарским, но здесь лучше представлены базальные слои — толеитовые подушечные базальты, переслаивающиеся с граувакками и чертом оксфорда и перекрытые верхнетитонскими — неокомскими кремнистыми кальпионелловыми известняками типа средиземноморской Майолики. Затем следуют глинистые мергели апта—нижнего альба, граувакки, силициты, базальты и туфы верхнего альба (или сеномана) — нижнего эоцена. К этому этажу относится внедрение сиенитов и карбонатитовых даек, поднятие и возникновение острова [554]. Меловые отложения имбрицированы надвигами. Хотя острова Зеленого Мыса считают возникшими на океанской коре, развитые

здесь кольцевые карбонатиты больше характерны для континентальных щитов. Не исключено, что острова смещены левым сдвигом, срезающим побережье Западной Сахары и в прошлом располагались ближе к мысу Кап-Блан.

Суммируя сведения о поднятиях Мадейра — Торе с гипербазитовым массивом на банке Горринж, поднятиях по краю Марокканского бассейна, меловым комплексам Фуэнтевентура и Маю, мы можем заключить, что на восточной окраине Атлантики развит складчатый пояс, включающий структуры островодужного типа с характерным для них кремнисто-карбонатным флишем, офиолитовым магматизмом и надвиговыми дислокациями. Отметим, что кора между континентом и Канарскими островами описана как переходная от континентальной к океанской [350]. Такая геофизическая характеристика свойственна коре краевых морей. Предполагаемые офиолитовые комплексы, возможно, связаны с зонами трансформных разломов, в частности Канарского разлома, западное продолжение которого прослеживается через зону Атлантик к подводным горам Новой Англии.

Сжатие этого пояса и развитие надвигов началось, вероятно, в туроне и частично может совпадать с сантонской фазой, проявившейся в бассейне Бенуз (см. выше).

Хребты Китовый — Риу-Гранди

Эти подводные хребты, наряду с Гвинейским (острова Принсипи — Сан-Томе — Св. Елены), представляют собой наиболее важные линейменты диагональной системы Южной Атлантики. Хребет Китовый протягивается на 2000 км и состоит из чередующихся субмеридиональных и субширотных сегментов, отражающих инфраструктуру разломной зоны, которую маркируют две высокоамплитудные коротковолновые аномалии. Эскарпы хребта сбросовые. Вдоль него проходят грабены, заполненные 800—2500-метровой вулканогенно-осадочной толщей. На восточном продолжении разломной зоны развиты вулканы Омбе, на пересечении со срединным хребтом находятся вулканические острова Тристан-да-Кунья и Гоф.

Станция DSDP 363 в северной части хребта вскрыла малководные, частью литоральные отложения нижнего апта (южнее по геофизическим данным предполагается развитие доаптских слоев) и альбские мергелистые известняки с прослоями темноцветных пиритистых глин. На турон-кампан здесь приходится перерыв, выше залегают мелководные известняки [572].

В северной части хребта драгированы щелочные базальты и мелководные отложения с моллюсками средне мелового возраста [355]. В Ангольской котловине в 20 км севернее эскарпа пробурены отложения альб-коньякского возраста. В средней части хребта, на станции 524 А вскрыты высокотитанистые щелочные базальтовые лавы и силлы, 65 и 74 млн. лет. К тому же интервалу относятся толеитовые, обогащенные легкими редкоземельными элементами базальты средней части Риу-Гранди [375].

На продолжении той же разломной зоны находится плато Сан-Паулу и в месте ее пересечения с шельфом — бассейн Сантус. В 39-м рейсе DSDP на Сан-Паулу вскрыты альбские доломитовые известняки (под ними предполагается аптская соль) и турон-сантонские конгломераты, алевриты с

черно-сланцевыми прослоями. Выше — фации оксигенизированного бассейна. Судя по гальке щелочных базальтов, хребет поднимался выше уровня моря.

Намечаются две вулканические фазы — в середине и конце мела. Судя по щелочным базальтоидам бассейна Мосамедиш, турон-раннесенонское воздымание хребтов также сопровождалось вулканизмом.

Магнитные аномалии

Так называемые линейные, или полосовые, магнитные аномалии океанской коры в целом параллельны срединному хребту и континентальным окраинам, которые, как и в Индийском океане, обрамляет спокойная магнитная зона. В ортодоксальном варианте тектоники плит спокойные зоны рассматриваются как наиболее древние участки океанской коры. Поскольку они обрамляют все континенты, то приходится допустить, что спрединг по каким-то мистическим причинам всегда начинался в спокойные эпохи — перми (Кайман), юре (Грайма) или середине мела (Меркантиона). Датировка базальтов западной спокойной зоны центральной Атлантики — 155 млн. лет — как-будто позволяет отнести ее к эпохи Грайма. Более детальное изучение спокойной зоны [350] показывает, что внутри нее есть неидентифицируемые аномалии, очевидно, связанные с разломами. Внешняя граница не может быть истолкована как палеомагнитный изохрон и вообще не может быть однозначно определена в пределах стокилометровой переходной зоны. Одно из возможных объяснений переходной зоны и резко варьирующей амплитуды ближайших аномалий М-серии состоит в том, что им соответствует структура фундамента с неровным рельефом. Спокойная зона [540] соответствует погруженной континентальной коре и полосе с переходными свойствами. Отмечено сосредоточение подводных гор вдоль ее внешней границы. На севере спокойная зона соответствует опущенной континентальной коре, которая прослежена на 700 км от Ньюфаунленда [527]. Серия дугообразных магнитных и гравитационных аномалий маркирует здесь структуры докембрийского (авалонского) фундамента. Докембрийские породы драгированы в северной части Большой Банки и на поднятии Флемиш-Кэп, а также вскрыты скважиной глубоководного бурения на поднятии Орфан-Нолл, к спокойной зоне примыкает М-серия относительно узких аномалий, соответствующая по тектонике плит замедленному спредингу в интервале 108–115 млн. лет. За ним следует период ускоренного спрединга в спокойном среднемеловом интервале 115–80 млн. лет. Однако есть основания полагать, что граница М-серии и следующей спокойной зоны разделяет области с различным тектоно-магматическим режимом. К этой границе приурочены линейные поднятия фундамента, контролируемые крупными разломами диагональной системы и аномальные структуры типа *J*-аномалии, о которых шла речь в предыдущей главе. Они параллельны "спрединговым" аномалиям. Эти соотношения наводят на мысль, что линейные аномалии также соответствуют диагональной трещиноватости океанской коры.

Обозначение "линейные аномалии" условно, так как при более детальном профилировании они приобретают очертания вытянутых овалов, разделенных многочисленными поперечными и трещинами, пересекающими магнито-

активный слой [580]. Логично предположить, что и продольная исчерченность имеет аналогичную природу. Возрастная последовательность линейных аномалий может быть связана с миграцией вулканизма от окраины к срединному хребту (см. раздел II).

Осадконакопление

Особенности осадконакопления в Атлантическом океане [304] заключаются в существовании низкоширотной зоны (примерно 30° с.ш. — 30° ю.ш.) очень малой скорости осадконакопления (и низкой биологической продуктивности), общим преобладанием терригенного компонента, в распределении которого проявляется значительная асимметрия. Средняя мощность осадков в Южной Атлантике около 0,7 км, в Северной 1 км, причем в западных бассейнах примерно на треть больше чем в восточных. Разница в объеме осадков между западными и восточными котловинами объясняется большим твердым стоком с американского континента и более свободным прохождением полярных водных масс через Аргентинскую и Лабрадорскую котловины. Сопоставимые различия между севером и югом также можно объяснить действием океанографических факторов, не привлекая предполагаемые различия в возрасте коры.

Подводные хребты и плато определяют границы водных масс и распределение терригенной кластики, более 70% которой отлагается на континентальных окраинах, составляющих вместе около 20% площади океана.

Те же факторы воздействовали на меловое осадконакопление с той разницей, то позитивные структуры большей частью воздымались над уровнем моря и связь между котловинами была затруднена. Вдоль американского побережья от Ньюфаундленда до Флориды и далее к югу по Блэйк-Багамскому эскарпу протягивались поднятия с каралловыми рифрами. Они препятствовали поступлению терригенных осадков в океан до баррема и в меньшей степени — вплоть до эоцена. Прерывистые вдольбереговые гряды прослеживаются на внешней окраине меловых бассейнов Аргентины, Центральной и Южной Америки.

В середине мела возникает второй эшелон поднятий *J*-хребта, Мадейра—Торе, Фуэртевентура — Маю. На севере, между Ньюфаундлендом и Иберией, возникла обширная суша. На юге хребты Китовый и Риу-Гранди образовали сухопутный или островной мост между Африкой и Южной Америкой, отгораживая внутренние области от антарктических течений. Предполагается существование аналогичного моста в экваториальной зоне, соединявшего Северо-Бразильский выступ с Нигерией вплоть до маастрихта [357], хотя средиземноморские элементы отмечены в фауне Габонского бассейна уже в апте [243]. Фаунистический обмен между Северной и Южной Атлантикой эпизодически происходил в альбе и более широко начиная с турона. Вся эта система поднятий ограничивала циркуляцию, привела к широкому распространению застойных условий [658].

Обогащенные органическим углеродом отложения застойных бассейнов — примечательная черта мелового осадконакопления. На Фолклендском плато подобные условия существовали еще в юре. Более широкое распространение они получили начиная с апта. Апт-альбские углеродистые фации развиты на западном склоне впадины Кейп у южной оконечности Африки,

возле северного окончания хр. Китового и в Ангольской котловине, где они залегают на трехкилометровой толще эвапоритов (станция DSDP 364).

В позднем мелу застойные условия сохранились в Ангольской котловине. Углеродистые отложения вскрыты также в западной Атлантике на плато Сан-Паулу и возвышенности Риу-Гранди. В Марокканском бассейне аноксия возникла уже в готериве и затем периодически развилась в позднем мелу. В Северо-Американской котловине вскрытые рядом скважин DSDP темноцветные фации встречаются среди неокомских известняков и доминируют с баррема по сеноман. В среднем апте и местами в сеномане отмечены прослой пестроцветных глин, отвечающие периодической оксигенации. Обнаружены значительные перерывы между сеноманом и кампаном. Выше лежащие мелы и мергели резко отличаются от средне-меловых фаций.

Содержание органического углерода, главным образом терригенного, постепенно возрастает в валанжин-барреме и достигает максимума, 3—5%, в нижнем апте. Второй значительный пик приходится на сеноман [256].

Остатки фораминифер, радиолярий, призматического слоя раковин иноцерамов и т.д. в углеродистых слоях с миллиметровой слоистостью, постепенный переход к оксигенированным фациям и сохранение преимущественно терригенного органического вещества дают основания для сопоставления с современными анаэробными условиями в апвеллинговых зонах на глубине 500—1500 м [336]. Фосфаты на африканском побережье, возле Ресифи, северная Бразилия и появление относительно холодноводной фауны, по-видимому, подтверждают апвеллинг (развивавшийся, в отличие от современного, не только вдоль восточных, но и вдоль западных континентальных окраин?).

Судя по хронологическим соотношениям, три фактора сыграли решающую роль в развитии средне-меловой аноксии: 1) ограничение океанской циркуляции поднятиями на севере и на юге Атлантики, 2) начавшееся в барреме (местами еще в готериве) формирование обширной системы дельт и опреснение поверхностных вод, 3) одновременное с этим соленакопление в Южной Атлантике, способствовавшее развитию плотностной стратификации вод в котловинах.

Заключение

Палеозойские морские отложения развиты по берегам Северной и Южной Атлантики. Древнейшие донные отложения у берегов США и Бразилии имеют близкий возраст (в пределах верхней юры). Триас-юрская магматическая фаза проявилась по всему периметру океана. Все это указывает на единство Периатлантического подвижного пояса.

Наряду с однотипным развитием окраин проявилась асимметрия, выразившаяся главным образом в развитии складчатой зоны хребта Майдера — Торе, восточных Канарских островов, архипелага Зеленого Мыса (и возможно далее к югу до Сьерра-Леоне) с элементами островодужных систем и офиолитовых комплексов.

Окраинные бассейны по всему периметру развивались по вдольбереговому сбросо-сдвигам и в виде авлакогенов (Аквитанский бассейн, Агадир,

Бенуз на востоке, Орфан, Мексиканский залив, Амазонский рифт, Реконкаво, Сан-Хорхе на юге) на продолжении поперечных трансформных зон. Гряды горстовых поднятий с барьерными рифами прослеживаются вдоль американского побережья от Ньюфаундлендского до Блейк-Багамского бассейна, у побережий северной Бразилии и Аргентины. Они отделяли тафрогенные впадины, заполненные мощными (до 6 км) терригенными отложениями "вельдского" типа, от океанских котловин. С баррема—апта начинается формирование протяженной полосы дельт в Северной Атлантике и соленакопление в южной. То и другое в сочетании с ограничением океанской циркуляции поперечными поднятиями способствовало развитию плотностной стратификации и аноксии.

Окраинный магматизм конца юры—начала мела связан с вдольбереговыми сбросо-сдвигами. В это время образовались крупнейшие базальтовые провинции. Более поздние магматические фазы баррема—апта и турона—сантона связаны с поперечными разломами и проявились в основном на океанских линеаментах северо-восточного и северо-западного простираний (Ньюфаундлендские, Ново-Английские подводные горы, хр. Китовый) и в тех местах, где они пересекают побережье (Мосамедиш, Камерунская линия, Кабу и др.).

Срединно-Атлантический хребет состоит из отрезков диагональных и ортогональной разломных систем, частью параллельных соответствующим отрезкам Аравийско-Индийского хребта. Побережья срезаны сдвигами тех же систем. Этим объясняется их подобие. Крупные сдвиговые зоны проходят через Амазонский бассейн и Гвинейский залив, а также на 50° — 55° северной и южной широт. К линеаментам диагональных систем относятся Юго-Восточный Ньюфаундлендский и перпендикулярный ему J-хребет, Гвинейский и Китовый хребты, Риу-Гранди и другие поднятия. Их пересечения со срединным хребтом ответственны за геохимически гетерогенный вулканизм узловых утолщений. Соответствующая трещиноватость отражена в магнитном поле.

ПЕРИАРКТИЧЕСКИЙ ПОЯС И БОРЕАЛЬНЫЕ ЭПИКРАТОННЫЕ МОРЯ

Периарктический меловой пояс в нашем понимании включает окраинные бассейны Северного Ледовитого океана и Атлантического океана севернее разломной линии Бискайский залив — залив Скорсби. С ним связаны обширные эпирифтовые впадины — знаменитые меловые эпиконтинентальные моря Западной Сибири, Северной Европы и Северной Америки, развившиеся как обширные проседания коры, рассеченной раннемезозойскими рифтами, ориентированными радиально по отношению к Периарктическому кольцу.

Северный Ледовитый океан

Около 45% площади Северного Ледовитого океана приходится на шельф, остальное — это два глубоководных бассейна — Евразийский и Амеразийский, разделенные поднятием Ломоносова. Норвежское и Северное моря

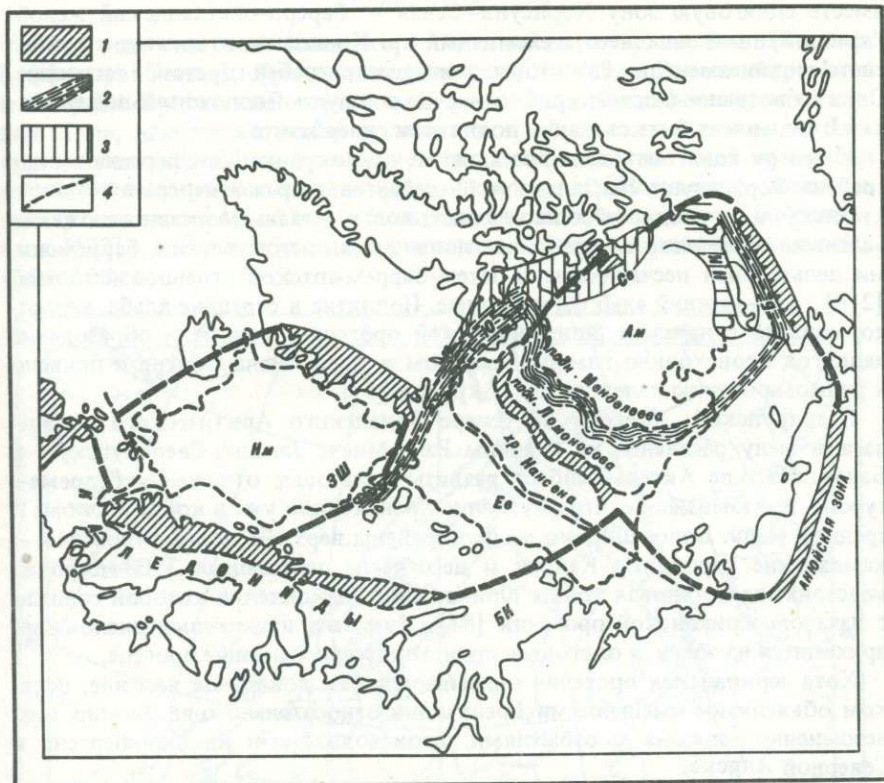


Рис. 27. Структуры Периаρκтического пояса и Северного Ледовитого океана
 1 – ранне- и среднепалеозойские швы между плитами; Нм – Норвежского моря, Ев – Евразийского бассейна, БК – Баренцево-Карской, Ам – Американо-Азиатской, их предполагаемое продолжение показано жирным пунктиром; 2 – позднемеловые-палеогеновые складчатые пояса: Б – Брукский, Ю – Юриканский, ЗШ – Западно-Шпицбергенский, их предполагаемое продолжение по поднятию Альфа-Менделеева; 3 – бассейны: Св – Свердрупский, НК – Нувук-Кактовик – дельта Маккензи [41]; 4 – границы шельфа и подводных поднятий

геологически тесно связаны с этими бассейнами (рис. 27). Обширный арктический шельф Евразии подразделяют на Баренцево-Карскую, Лаптевскую и Восточносибирско-Чукотскую плиты. Верхнемеловые кластические толщи входят в осадочный чехол этих плит [40]. На шельфе Карского моря продолжается Западно-Сибирский бассейн (см. ниже).

Основные депоцентры приурочены к глубоким прогибам типа авлаконов, развившимся по рассекающим шельф разломам радиальной системы. К ним относятся Южно-Баренцовская впадина и ряд бассейнов Норвежско-Свальбардского шельфа – Мере, Воринг, Трэн, Тромсе и Медвежий [153]. Интенсивное прогибание Мере и Тромсе началось на рубеже юры и мела, меловые отложения здесь имеют очень большую мощность. В середине мела этот сектор испытал поднятие, и поверхность сеноманского пенеплена проявляется как акустический рефlector на континентальном склоне. Границу шельфа здесь определяют крупные разломы, образующие

вместе сдвиговую зону Хорнсунн—Сенья — Фареро—Шетландский желоб. Расположенный западнее асейсмичный хр. Книповича относится к той же системе линеаментов. Разломная зона имеет грабен-горстовое строение. Одна из возвышенностей, хр. Сенья, судя по крупной положительной аномалии Буге, может быть связана с поднятием гипербазитов.

К северу сдвиговая зона продолжается по окраине Шпицбергена в виде грабена Форленсунн. На Западном Шпицбергене выражен перерыв в осадконакоплении, приходящийся на верхнюю волгу—рязань. Морские отложения валанжина—готерива сменяются, с локальными несогласиями, барремскими дельтовыми песчаниками и затем баррем-аптской угленосной толщей [216]. Апт—нижний альб флишоидные. Поднятие в середине альба, вероятно, связано с началом шпицбергенской орогении. Сжатие и образование надвигов происходило главным образом в конце мела—эоцене и привело к рещарьированию каледонских покровов [51].

Свердрупский бассейн на севере Канадского Арктического архипелага в мелу расчленен на впадины Рэм, Миен, Западно-Свердрупскую и Банкс. На о-ве Аксель-Хейберг развиты дельтовые отложения баррема—турона, показывающие, что опускание происходило уже в конце неокома и среднем мелу. Более широко распространены верхнемеловые отложения — кампанские турбидиты Кангук и несогласно залегающая 3500-метровая маастрихт-палеогеновая толща Юрика-Саунд, накопление которой совпало с началом юриканской орогении [87]. Пик этих надвиговых дислокаций приходится на эоцен, в олигоцене происходило воздымание орогена.

Хотя юриканская орогения описывается как локальное явление, целиком объяснимое смещениями Гренландии относительно о-ва Элсмир, она, несомненно, связана с событиями, происходившими на Шпицбергене и Северной Аляске.

В северной Аляске неокотские отложения структурно объединены с более древними в элсмирский комплекс. Хорошо известно, что областью сноса для них служили поднятия в области Чукотского моря и моря Бофорта — северной окраины Чукотского массива. Дельтовые фации и турбидиты бассейнов Нувук, Кактовик и дельты Маккензи накапливались в миогеосинклинальном прогибе к югу этого массива. Далее к югу могла располагаться вулканическая дуга — поднятие Барроу и преддуговой прогиб Колвилл с мощными турбидитами. Такой структурный план мог возникнуть в конце неокома [41].

Брукская орогения сопровождалась надвиганием покровов с офиолитовым материалом (офиолитовыми олистостромами) на флишевый прогиб. Этим завершилось формирование шва между Чукотским массивом и Аляской. Начало брукской орогении относят к середине мела, но основная фаза шарьирования приходится на мел-палеогеновый рубеж и приблизительно совпадает с юриканской орогенией.

По мере поднятия Брукского орогена в осадконакоплении начинает преобладать южный источник сноса. В грабене дельты Маккензи после средне мелового перерыва накапливаются темносланцевые толщи с бентонитами, коньяк—кампан и затем маастрихтские песчаники.

Северная Атлантика

Восточные острова Канадского Арктического архипелага (Элсмир, Баффинова Земля), Гренландия, Исландия, Ян-Майен, Роколл, Фарерские и северные Британские острова составляют палеогеографическую провинцию Туле, единство которой проявилось в общности мел-палеогенового вулканизма (третичные базальты Исландии принадлежат этой провинции если не хронологически, то во всяком случае петрологически; доводы в пользу континентальной коры Исландского плато, приведены Г.Б. Удинцевым [133]), а также в сходстве арктических флор, указывающих на сухопутные связи.

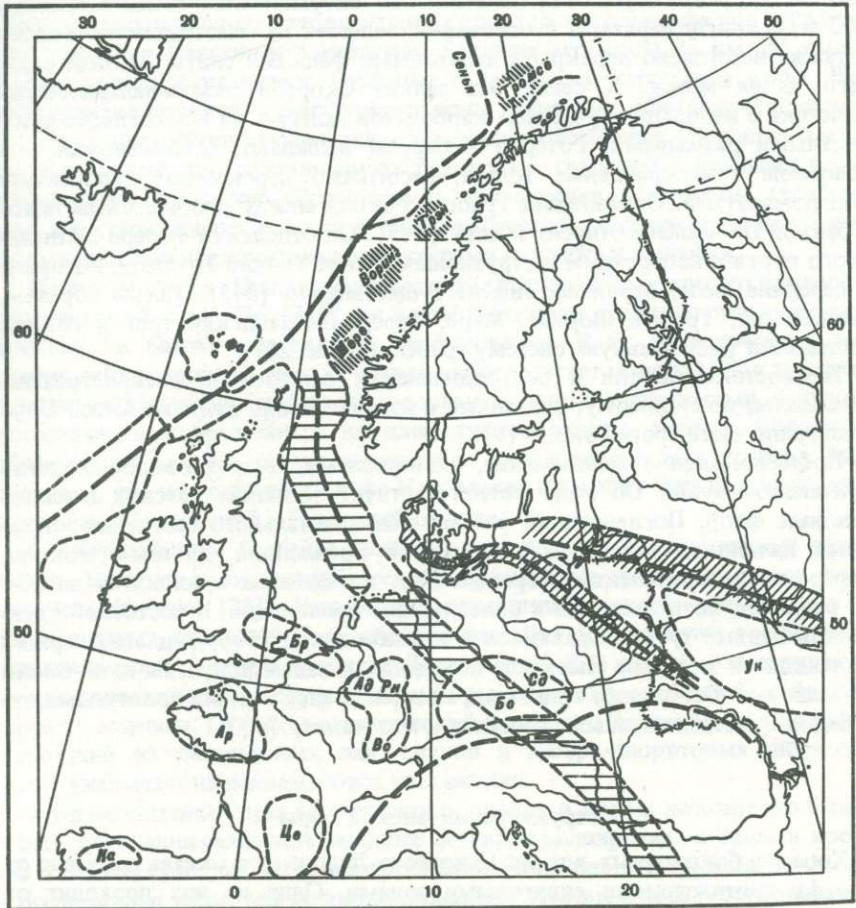


Рис. 28. Бассейны Норвежского шельфа и островные массивы эпиконтинентального моря Западной Европы (с запада на восток): *Ка* – Кантабрийский, *Фа* – Фарерский, *Ар* – Армориканский, *Це* – Центральный Французский, *Бр* – Брабантский. *Ад*, *Во*, *Рн* – Арденский, Вогезский, Рейнский, *Бо*, *Сд* – Богемский, Судетский, *Ук* – Украинский

Жирным пунктиром показаны основные разломы и граница Тетического пояса. Заштрихованы (с севера на юг) Припятско-Днепровско-Донецкий, Датско-Польский и Североморско-Вардарский прогибы

Растяжение и расколы коры между основными блоками Туле начались в триасе. В районе Девисова пролива и восточнее между Гренландией и европейским шельфом развивались грабены, заполненные континентально-лагунными гипсоносными толщами и с плинсбах — морскими отложениями с бореальной фауной [215].

Следующая фаза растяжения относится к среднему мелу. Между Гренландией и Баффиновой Землей возник грабен северо-западного простирания, который проходил через о-в Дisko и залив Мелвилла. Отложения апта—сеномана континентальные и паралические с остатками растений. Туронская трансгрессия шла с запада, неся фауну внутреннего моря Северной Америки. Мощность морских отложений турона—маастрихта около 500 м. Датский ярус — темносланцевая битуминозная свита Кангилия, 600 м, с конгломератами в основании, залегает на маастрихте несогласно и также несогласно перекрыта дельтовыми фац.м. свиты Агатдал верхнего дания—монса. К северу от залива Скорсби рязань-валанжинская кластика с небольшим участием карбонатов залегает на юре согласно или с местными размывами. Готерив и баррем выпадают, альб—сеноман — в основном темносланцевые толщи, несогласно перекрытые туронскими конгломератами. Образование грабена Роколл между одноименным плато и банкой Поркюпайн относят к апту [345]. Он отделен от Фареро-Шетландского прогиба поперечным экстрезивным валом Уивилл-Томпсон, которого в середине мела, вероятно, еще не существовало [345]. Таким образом, Форленсунн, Тромсе, Воринг, Мере, Фареро-Шетландский трог и Роколл составляли непрерывную систему грабенов [рис. 28].

На востоке Англии в постсеноманских отложениях распространены бентониты, по-видимому, связанные с извержениями вулкана Антон Дорн в северной части трога Роколл [518].

Постсеноманское воздымание, по-видимому, восстановило единство Тулеанской суши. Об этом свидетельствует общность датских и палеоценовых флор. Последующий раскол континентального моста сопровождался излиянием базальтов в восточной Гренландии, на плато Роколл, Фарерских и Британских островах. Пик вулканизма приходится на 50—60 млн. лет, хотя известны и более ранние проявления. В восточной Гренландии первые туфы появляются в нижнем дании [508]. На плато Антрим в Ирландии и в районе Ньюкасла по дайкам и лавам получены даты около 75 млн. лет. Отложения о-ва Малл, которые ранее считали третичными, по палинологическим данным относятся к маастрихту [607].

Структуры океанской коры

Кора глубоководных впадин Северного Ледовитого океана отделена от шельфа протяженными сдвиговыми зонами. Одна из них проходит от трога Роколл через разломы Сенья и Хорнсунн к западному Шпицбергену и далее на восток вдоль евразийского шельфа. Северную границу Аляски образует Бофортская правосдвиговая система [388], продолжающаяся на запад до Таймыра и на восток до залива Амундсена. Аналогичная сдвиговая зона ограничивает Свердрупский бассейн и Юриканский ороген.

Основные структуры океанской коры — это субпараллельные поднятия

Ломоносова, Альфа—Менделеева, Гаккеля—Нансена, Нортвинд и Чукотское поднятие. Они приблизительно параллельны сдвиговому краю Баренцево—Карской плиты и, очевидно, контролируются разломами той же системы. Можно заметить также, что на подходе к азиатскому шельфу хребты изогнуты к востоку правыми сдвигами. Связь хребтов с разломными зонами подтверждается тем, что эти зоны продолжают на континенте: хр. Нортвинд — по грабену Ханна на северном склоне Аляски, хр. Гаккеля — по Момскому грабену [28]. В схеме (см. рис. 27) поднятие Ломоносова связано с Сетте-Дабанской рифтовой зоной, а Чукотское поднятие — со сдвигом, прходящим через Берингов пролив.

Поднятия Ломоносова в плит-тектонических построениях выступает как континентальный блок, отторгнутый от евразийского шельфа при расширении котловин Нансена и Амундсена. Толщина его коры 25 км, он имеет форму горста и разделяет бассейны с различным строением коры. Все это признаки поднятия трансформной зоны (например, Восточно-Индийского, см. выше). Палинологически определены отложения девона и мела. Первые, возможно, соответствуют девонским грабенам в пределах периполярных каледонид. Возможность совмещения с шельфом (требующая ампутации плато Ермака и Мориса-Джесепе), несомненно, объясняется выпрямленными сдвиговыми контурами и хребта и шельфа.

Поднятия Альфа—Менделеева некоторые исследователи считают отмершей спрединговой осью. По [362] он не соответствует срединно-океаническим хребтам ни батиметрически, ни геофизически. В их интерпретации это скорее субдукционная зона. В осевой части залегает мощный блок туфогенных кремнистых пород с верхнемеловыми силикофлагеллатами, видимо, тектонически водруженный на плио-плейстоценовые лутиты. Подобные образования совершенно не характерны для спрединговых хребтов. Мы полагаем, что по поднятию Альфа-Менделеева проходит зона надвигов, соединяющая Юриканский и Брукский орогены.

В Американо-Азиатском бассейне известны кремнистые верхнемеловые отложения. Магнитные аномалии здесь криволинейные и соответствуют формам рельефа дна [28]. Подобное соответствие частично установлено и для линейных аномалий Евразийского бассейна (он исчерчен трещинами, параллельными шельфу и поднятию Ломоносова). Все же они рассматриваются как спрединговые изохроны, по которым начало раскрытия бассейна датируют эоценом. Однако магматический комплекс Земли Франца-Иосифа, состоящий из базальтовых лав, силлов и габбро-диоритовых интрузий [130] указывает на раннемеловое растяжение.

Хотя растяжение коры Арктического района в целом несомненно было, и есть основания связывать наиболее активное расширение с зонами хребтов Гаккеля [46, 60, 61] в Евразийском бассейне и Кольбейнсей—Мона в Норвежском море, мы не видим серьезных доводов в пользу спредингового происхождения этих бассейнов.

Показано [39], что Баренцево море опоясано каледонидами Норвегии. Новой Земли и Шпицбергена. Это типичный срединный массив каледонского складчатого пояса. Но ведь такими же массивами могли быть Норвежское и Северное моря, аналогичным образом опоясанные каледонидами Норвегии, Британских островов, Гренландии и Шпицбергена. Что же касается Американо-Азиатского бассейна, то он окружен среднепалеозойскими

геосинклиналями Южно-Анжуйской зоны — хребта Брукс — архипелага Парри.

Напрашивается предположение, что мы имеем дело с жесткими блоками палеозойского складчатого пояса, которые частично выступали в качестве таковых и в мезозое. Общее растяжение коры привело к тому, что они были рассечены рифтами и испытали погружение, сопровождавшееся частичной переработкой коры. Их окраины при этом приобрели тектоническую активность, выразившуюся в сбросо-сдвигах, сдвига-надвигах и вулканизме.

Эпиконтинентальные бассейны

Обширные эпиконтинентальные бассейны мелового периода имеют стержневые разломные зоны гораздо более древнего заложения, по которым развивались авлакогены Периаρκтического пояса. В Североморском и Западно-Сибирском бассейнах такие рифтовые зоны хорошо известны. В Северной Америке зона меридиональных геофизических аномалий прослеживается от Саскачевана вдоль границы Монтаны и Вайоминга с Северной и Южной Дакотой. Примерно на этой линии находятся основные меловые депоцентры (рис. 29).

Западно-Сибирский и Енисей-Хатангский бассейны

Западно-Сибирский бассейн занимает около 2,8 млн. км² на суше и продолжается еще на 0,4 млн. км² под Карское море. Фундамент бассейна гетерогенный, включает, кроме уральских и обско-тазовских герцинид, погруженные байкальские, салаирские и каледонские структуры. На рубеже перми и триаса происходит сводовое воздымание, растрескивание коры, излияние траппов и заполнение грабенов тафрогенными триасовыми формациями [17].

Кологорско-Уренгойский грабен и трог Св. Анны относятся к этой системе [127]. Главная разломная зона проходит от п-ова Ямал вдоль р. Пур к Васюганской равнине. Ямало-Пурский авлакоген [142] интенсивно погружался в триасе и юре. Одновременно на западной окраине развивались грабенообразные впадины. Выделяют три эпохи тафрогенеза — средне-позднетриасовую, рэт-раннелейасовую и ранне-среднеюрскую [17].

В поздней юре—раннем мелу происходит проседание обширной эпирифтовой впадины на фоне растяжения и утончения коры — процесс, аналогичный формированию Североморского бассейна (см. ниже). Область утонченной коры прослеживается от Гыданской губы к низовьям Таза и далее к югу в виде рукавов между массивами более толстой коры, образующими своды и валы [81]. Эти структуры определяли рельеф дна Западно-Сибирского моря. Мощность юры и мела в наиболее глубоко прогнутых частях бассейна достигает 8—10 км.

Бореальные трансгрессии в целом датируют поздним батом—готеривом, но широкое распространение предсредневожского несогласия, выпадение нижней волги и верхнего кимериджа в большинстве разделов, кроме

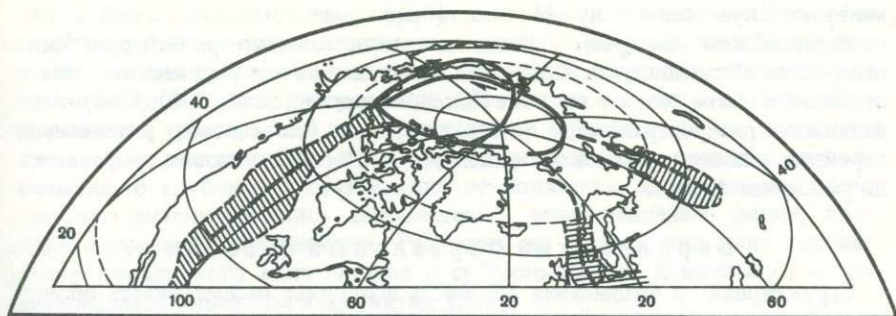


Рис. 29. Перииарктические сдвиговые зоны и радиальные рифтовые зоны с эпирифтовыми прогибами. Центральный рифт внутреннего Северо-Американского бассейна намечен по геофизическим данным [344]

крайнего северо-запада, указывает на волновое поднятие — опускание бассейна перед накоплением битуминозной средневолжско-берриасской баженовской свиты. Эта свита распространена на площади более 1 млн. км² и состоит из черных, темно-серых плитчатых и листоватых пиритистых глин с прослоями мергелей и радиоляритов. Их мощность 20—45 м (до 100 м). Пористые битуминозные разновидности называют баженовитами [136]. Баженовский бассейн достигал наибольшей глубины 400—500 м в Ханты-Мансийской и Надымской впадинах [54]. Здесь отлагались сапропелевые глины с наиболее высоким содержанием органического углерода и кремнезема. Преобладают остатки пелагических организмов, макробентос — только бухии и иноцерамы. В волжском веке Баженовский бассейн соединялся с Печорским через пролив в области п-ова Пай-Хой и о-ва Вайгач. В берриасе эти связи, видимо, сократились, так как фауна содержит меньше европейских видов. На западе, в Березовском и Шаимском районах, битуминозные отложения накапливались вплоть до готерива [93], тогда как в центральной части бассейна их сменяют дельтовые песчаники, проградировавшие с юга на север вслед за отступавшим морем. Пестроцветные лагунно-дельтовые отложения готерива—апта постепенно сменяются континентальными. В середине мела опресненный морской залив сохранился лишь в низовьях Оби [31].

Обширной раннетуронской трансгрессии соответствует однообразная глинистая толща с пиритом и глауконитом (кузнецовская свита). В отдельных районах накопление таких глин продолжалось до раннего сантона. Их диахронно сменяют глинистые алевролиты, диатомиты, опоки, опоконидные глины, которые опесчаниваются к югу. Возраст этого интервала поздний турон—кампан. К маастрихту относят чередование глин и алевролитов с прослоями известняков, в верхней части разреза распространены регрессивные фации. Датский ярус не отделен от маастрихта (ганькинская свита) или в районах развития паралических фаций — от палеоцена (тибей-салинская свита).

Енисей-Хатангский бассейн представляет собой авлакоген северо-восточного простирания шириной до 200 км, развитый вдоль края Сибирской платформы и соединившийся с Западно-Сибирским бассейном через Тана-

мо-Енисейскую седловину. Мощность юрско-меловых отложений 7 км, нижневолжский интервал выпадает, средневолжско—раннеберриасские отложения битуминозные. Согласно граница волги и берриаса описана в наиболее полном разрезе на п-ове Пакса, Антарский залив [38]. С верхнего валанжина распространяются дельтовые фации. Апт—сеноман угленосный, перекрыт глинами туронской трансгрессии. Морские условия сохранялись до конца маастрихта.

Европейский бореальный бассейн

Структурная и фациальная общность позволяет рассматривать обширную область развития меловых отложений от Северного моря до северной окраины Скифской плиты как единый бассейн [695], сопоставимый с Западно-Сибирским и Внутренним бассейном Северной Америки. Стержневое положение в нем занимают рифтовая зона Северного моря, которая имеет в целом север-северо-западное простирание, включая меридиональные отрезки — грабены Викинг и Центральный. На север она продолжается через Фарерские острова и Исландию к Гренландии (залив Скорсби), на юг — по мезозойским и неогеновым прогибам Нидерландского, Венского, Паннонского бассейнов к Вардарской и Красноморской рифтовым зонам: линия Зондера [699]. Судя по меловым вулканитам Вогез и Шварцвальда, активны были и пересекающие эту линию разломы Рейнского грабена. Почти параллельно ей протягивались Датско-Польский прогиб, соединяющийся на юге с Предкарпатским, и Днепровско-Донецкий, разломы которого прослеживаются на восток вдоль вала Карпинского до Эмбенского грабена. По времени заложения они, вероятно, относятся к докембрию. Погребенные рифейские грабены того же простирания пересекают и северную часть Восточно-Европейской платформы [44]. Эти зоны, активизированные в перми—триасе, а затем в юре, контролировали и меловое осадконакопление. К ним приурочены основные депоцентры, около них происходило проседание утонченной растяжением и мантийной ассимиляцией коры [244, 285, 441, 696]. Устойчивую тенденцию к воздыманию сохраняли докембрийские и палеозойские массивы: на севере — Балтийский и Каледонский, на юге, отделяя от тетических морей, Армориканский, Англо-Брабантский, Рейнский, Гарцкий, Богемский, Ардено-Вогезский и Центральный (см. рис. 28). В мелу они большей частью были островной суши, море покрывало их во время максимальных трансгрессий. Бореальные воды смешивались с тетическими в проливах между Центральным и Ардено-Вогезским, Армориканским и Англо-Брабантским массивами.

На рубеже юры и мела движения носили резко дифференцированный характер — поднятие Лондон-Брабантской и Рейнско-Богемской суши сопровождалось погружением краевых трогов, которые заполнялись вельдскими континентальными и паралическими фациями, содержащими туфогенный материал. Туфы среднего и кислого состава широко распространены в берриасе, а также в апте и нижнем альбе. К последнему интервалу относятся английские фуллеровы земли, а также туфовые горизонты в свите Валгалл Северного моря. Базальтовые и трахитовые субвулканические комплексы известны в Корнуолле, северной Голландии, южной Швеции, норвежском секторе Северного моря [697].

У. Кеннеди и Дж. Хэнкок [410] указывают, что великая "сеноманская" трансгрессия началась в барреме и набрала скорость в альбе-сеномане. Но в конце баррема-начале апта намечается регрессия, общее изменение структурного плана и усиление вулканизма. С апта возобновляется прерывистая трансгрессия, кульминирующая в раннем туроне, с наиболее отчетливыми остановками или отступлениями в раннем альбе и среднем сеномане. В глубоких частях впадин периодически возникали застойные условия, распространялись сапропелевые черносланцевые фации, переслаивающиеся с известняками. Регрессия во второй половине турона-начале коньякского века связана с субгерцинскими движениями и сопровождалась вспышкой вулканизма [301].

Последующие трансгрессивные пики приходятся на сантон и ранний кампан. Это период относительного покоя (хотя бентониты есть во всех ярусах). Мощность писчего мела в Центральном грабене и южной части грабена Викинг достигает 2000 м.

Польско-Датский прогиб — авлакоген северо-западного простирания, протягивающийся от Ютландии до Львова. Мощность верхнего мела достигает 2500 м — в основном кремнистые мергели. Писчий мел (до 750 м) отлагался по периферии осевого трога [537]. Мел Восточно-Европейской платформы описан во второй книге "Мелового периода".

Северо-Американский внутренний бассейн

Меловые отложения протягиваются через весь континент от моря Бофорта до Мексиканского залива полосой, ширина которой достигает 1600 км. В предгорьях Скалистых гор они моноклинально наклонены к западу как пологий шельф кордильерской геосинклинали. Однако образование моноклинали связано с ларамийским орогенезом. Ряд обстоятельств подсказывает трактовку этой обширной области как эпирифтового прогиба. На севере она берет начало от рифта Маккензи, на юге соединена с бассейном Мексиканского залива рифтовым прогибом Скалл-Крик. Ее восточная граница приблизительно совпадает с Центральной североамериканской рифтовой системой [510] докембрийского заложения, прослеженной по сейсмическим и гравиметрическим данным от оз. Верхнего через Миннесоту и Айову до Канзаса. На западе субмеридиональная зона наиболее глубокого прогибания, подразделенная на ряд бассейнов, — Биг-Хорн, Паудер-Ривер, Винд-Ривер, Ларамии, Грин-Ривер, Сан-Хуан на территории штатов Монтана, Вайоминг, Юта, Колорадо и Нью-Мексико, очевидно, представляет собой гигантский авлакоген, заполненный большой мощности отложениями всех систем фанерозоя.

Меловой разрез в этих бассейнах обычно начинается конгломератами и песчаниками, несогласно залегающими на морской юре и кверху переходящими в пестроцветные, локально угленосные глинистые толщи (свиты Кутенай, Лакота, Дакота, Кловери и др.). Эти континентальные отложения, возрастной диапазон которых ориентировочно баррем-средний альб отделены несогласием от трансгрессивной серии верхнего альба — песчаники Фолл-Ривер, глинистые толщи Скалл-Крик и Маури. Внутреннее море Маури, очевидно, образовалось за счет эпизодических трансгрессий с севера, сменявшихся периодами изоляции, когда в нем развилась

эндемичная аммонитовая фауна. Лишь на рубеже альба и сеномана появляются иммигранты из Мексиканского залива [613]. Эта граница отмечена вымиранием бентосных фораминифер, аммонитов, общим спадом разнообразия.

В целом альб-кампанская толща, подразделенная на большое число локальных свит, представляет собой чередование карбонатных и глинистых фаций, нередко обогащенных органическим углеродом. Языки песчаников вклиниваются в эту последовательность с запада. Роль песчаного материала возрастает, начиная с кампана, в связи с воздыманием Скалистых гор. Выделяют [401] пять трансгрессивно-регрессивных циклов с максимальными трансгрессиями в позднем сеномане—раннем туроне (известняки Бридж-Крик Гринхорнского цикла), в конце турона—начале коньяка (известняки Форт-Хэй Нэйобрэрсского цикла), сантоне—среднем кампане (средние горизонты сланцев Пьерр с радиоляриями) и регрессиями, синхронными в пределах всей области в конце альба, среднем туроне, на рубеже коньяка и сантона, раннем кампане (Игл-Сэндс), позднем кампане—маастрихте.

Бентониты, нередко служащие стратиграфическими маркерами, концентрируются в определенных частях разреза, свидетельствуя о вспышках вулканизма на западе. Они представляют собой туфогенные монтмориллоновые глины мощностью до 7 м, изредка до 30 м [598]. Пепловый материал андезит-риолитового состава. В паралических фациях бентониты часто ассоциируют с углями, в более глубоководных — с темноцветными глинами. Выделено три интервала повышенной концентрации бентонитов, предшествующие регрессиям. Наиболее интенсивная фаза приходится на рубеж альба и сеномана (Маури-Фронтье).

Севернее, в Альберте, заметно преобладание дельтовых фаций — нижнемеловые битуминозные пески Мак-Мэррей в бассейне Атабаска, средне-меловые песчаники Данвеган, сантонские и кампанские Медисин-Хэт, Милк-Ривер, Белли-Ривер, замещающие преимущественно глинистые отложения Монтаны. Областью сноса служили воздымающиеся Кордильеры, но лишь во время наиболее интенсивных поднятий материал транспортировался с запада на восток или северо-восток. Во время трансгрессий преобладала транспортировка течениями параллельно Кордильерам: во время альбской трансгрессии Мусбар (Клируотер), почти доходившей до Калгари, в основном на северо-запад [631].

Заключение

Структурный план Периарктического пояса унаследован от каледонской и герцинской орогений. Баренцево, Норвежское и Северное море интерпретируются как срединные массивы, окруженные каледонскими офиолитовыми швами. Американо-азиатскую плиту обрамляют среднепалеозойские геосинклинали Южно-Анжуйской зоны, хр. Брукс, архипелага Парри. Мезозойская активизация шовных зон выразилась в развитии протяженных сбросо-сдвигов, определивших строение современной окраины Северного Ледовитого океана и Норвежского моря, и со второй половины мела в эпизодических сдвиго-надвиговых дислокациях юриканско-брукского пояса, предположительно продолжающегося по поднятию Альфа—Менделеева.

Эпиконтинентальные бассейны Западной Сибири, Северной Европы и Северной Америки рассматриваются как обширные проседания коры, расчлененной рифтами, расположенными более или менее радиально по отношению к Периарктическому кольцу.

КАРИБСКИЙ РЕГИОН

Этот регион мы рассмотрим отдельно, ввиду его особой роли в эволюции как Атлантики, так и Пацифики. Нет смысла также отделять Карибское море с его островными дугами от геологически теснейшим образом связанной с ним Центральной Америки.

Карибский регион рассматривают как: 1) подвижную буферную зону между Североамериканской — Южноамериканской и Тихоокеанской — Атлантической плитами, 2) древний океанский бассейн, американский эквивалент Тетис, 3) неокеанский бассейн — раздвиг между Северной и Южной Америками, 4) лопасть Тихоокеанской плиты, втиснутую между Америками при их сближении и отсеченную Центрально-Американским желобом, 5) фрагментированный и опустившийся континентальный массив. Точка зрения (2) утвердилась в 30-х годах благодаря Ч. Шухерту (подобно нам, этот исследователь никогда не бывал на Карибском море), однако концепция Карибской суши, поддержанная Л. Руттеном, Г. Гертом, В. Вудрингом, К.М. Худолеем и другими геологами [416, 677], оставалась довольно популярной вплоть до развития морских геофизических исследований в 60-х годах. Сейчас господствуют представления (3).

Центральная Америка

Наиболее древние отложения в Карибском регионе — допенсильванские метаморфические породы Гватемалы и Гондураса. Поскольку их иногда считают отдельным блоком, находившимся ранее к западу от Мексики, необходимо отметить, что развитые здесь гнейсы и метавулканиды образуют южный фланг метаморфической дуги, прослеживающейся от Уачита через Восточную Сьерра-Мадре Мексики [278]. Геосинклинальная зона Полочик—Мотагуа, разделяющая Гватемальский и Гондурасский блоки, вероятно, связана с геосинклиналью Западной Сьерра-Мадре, на юге которой находится впадина Балас с альб-сеноманскими известняками и мощным турон-сенонским флишем.

В Гватемале выделяют [683] следующие зоны мелового осадконакопления.

1. Северный карбонатно-эвапоритовый шельф (бассейн Петен, северная Гватемала). На красноцветах верхней юры—неокома несогласно залегают верхнеаптские—альбские шельфовые известняки Кобан, переходящие на территории Белиза в доломиты с гипсом. После перерыва отлагаются рудистовые известняки Кампур, турон—кампан и карбонатно-эвапоритовая серия Верапас, кампан—маастрихт.

2. Флишевый бассейн (Альта—Верапас, центральная Гватемала). На рудистовых известняках залегают турбидиты Сепур, кампан—маастрихт, переходящих вверх по разрезу в офиолитовую олистростому и перекрытые серпентинитовым массивом Сьерра-де-Санта-Крус — покровом, надви-

нутым с юга из эвгеосинклинальной зоны. Этот массив, сложенный апагартбургитовыми серпентинитами, дайковым комплексом, подушечными базальтами, силицитами, представляет собой относительно полную офиолитовую серию с медным оруденением.

3. Эвгеосинклиналь (южная Гватемала). Расположена вдоль разломной зоны Полочик—Мотагуа и характеризуется развитием метаморфических пород (мраморы, хлоритовые сланцы, метаграувакки, метабазациты) офиолитовых комплексов с серпентинитами, подушечными лавами, кремнями (пояс Санарате—Ялапа) преимущественно предсантонского, частично сеноман-туронского возраста. Свита Ель-Тамбор, которую считали палеозойской, очевидно, относится к этому поясу. Кажется вероятным его подводное продолжение по Никарагуанскому поднятию к Ямайке и Кубе.

4. Вулканическая дуга. Вулканогенные отложения с прослоями рудистовых известняков в основном сеноманского возраста залегают на шельфовых известняках альба—нижнего сеномана вблизи границы Гватемалы с Сальвадором (Метапан) и Гондурасом (Йокотан) и протягиваются к центральному Гондурасу, где на темносланцевой юре залегают около 1000 м андезитов, туфов, туфобрекчий и 900 м красноцветов с рудистовыми известняками Йойоа в основном апт-сеноманского, но в целом может быть баррем-туронского возраста [175].

Вулканогенная толща перекрыта мелководными известняками и красноцветами, которые могут указывать на существование южной карбонатно-эвапоритовой шельфовой зоны, продвинувшейся в область вулканической дуги после среднемеловых движений.

Из отношений с подстилающими и перекрывающими отложениями следует, что геосинклинальная система возникла на месте слабодифференцированного альбского карбонатного шельфа и подвергалась сжатию в предсантонское время. Гранитоиды, интродуцированные в конце этой тектономагматической фазы, датированы 83 ± 3 млн. лет.

В южной части Центральной Америки самыми древними отложениями считают комплекс Никоя — подушечные лавы, вулканогенные когломераты, граувакки, пелитолиты, силициты и известняки, развитые вдоль западного побережья Коста-Рики. Эти отложения сильно дислоцированы, несут следы низкотемпературного метаморфизма (хлорит, эпидот) и прорваны гранитоидными интрузиями. Вулканиды описаны как пикритовые базальты, оливиновые трахибазальты и андезиты. Одни исследователи датировали Никоя юрой—нижним мелом, другие — верхним мелом. В базальных слоях недавно найдена юрская фауна. В настоящее время комплекс подразделен на нижний горизонт граувакк, кремней и подушечных базальтов, от юры до среднего мела, средний — радиоляритовых кремней, от среднего мела до нижнего кампана и верхний — эффузивов и кремнистых известняков, от кампана до эоцена [181, 278, 590].

Аналоги Никоя — в основном верхнего горизонта с фораминиферами и радиоляриями кампана—маастрихта известны в южной Никарагуа и Панаме.

Перидотитовый массив п-ова Св. Елены севернее Никоя — по-видимому, офиолитовая покровная пластина, надвинутая на вулканогенно-осадочный комплекс.

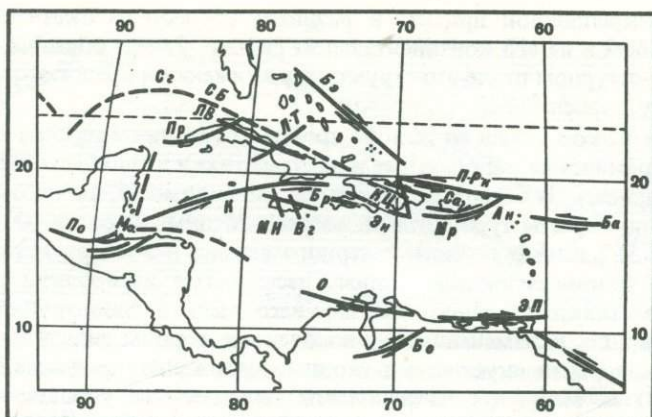


Рис. 30. Основные разломные зоны Карибского региона
 Ан – Анегада, Ба – Барракуда, Бо – Боконо, Бр – Барлетт, Бэ – Багамский эскарп, Вэ – Вагватер, К – Кайман, КЦ – Кордильера-Централь, ЛВ – Лас-Вильяс, ЛТ – Ла-Троха, Ма – Мотагуа, МН – Монпелье-Ньюмаркет, Мр – Муэртес, О – Ока, По – Полочик, Пр – Пинар, ПРК – жолоб Пуэрто-Рико, Са – Самана, СБ – Старый Багамский канал, Сг – Сигсби, Эн – Эрикильо, ЭП – Эль-Пинар

В литературе укрепилось представление о комплексе Никоя как новообразованной океанской коре южной части Центральной Америки. В то же время нельзя не заметить его сходства с островодужными комплексами Тихоокеанского пояса, в частности с эвгеосинклинальными отложениями колумбийской Западной Кордильеры (юрско-нижнемеловая спилит-кремнисто-граувакковая толща мощностью более 9 км). Кажется вполне обоснованным представление о продолжении андийских структур в Центральную Америку [278, 592]. В такой трактовке Никоя выглядит как энсиматическая островная дуга, соединившая Центральную Америку с Южной в юре. Однако следует задуматься и над другими вариантами. Сопоставление с Андами подсказывает возможный аллохтонный характер комплекса Никоя, надвинутого на располагавшийся севернее континентальный блок типа Гондурасского или Маракайбо, впоследствии смещенный по системе сдвигов, параллельных венесуэльскому разлому Ока (рис. 30). Никарагуанское подводное поднятие (см. ниже) могло быть таким массивом. Напомним также, что подводный хребет Кокос – в прошлом активная трансформная зона – подходит к Центральной Америке как раз возле п-ова Никоя. Может быть перидотитовый массив представляет собой покровную пластину, выжатую из этой трансформной зоны. Во всяком случае начиная с кампана здесь распространены типичные карибские фации и южная часть Центральной Америки выступает как звено карибской островодужной системы.

Центрально-Американский жолоб

Гватемальский жолоб в настоящее время наиболее полно изучен с помощью глубоководного бурения (рейсы 67 и 84). По плитовой модели в жолобе субдуцируется кора миоценового возраста. Бурение показало от-

сутствие аккреционной призмы и развитие сбросов на океанской коре перед желобом и на его континентальном склоне. Таким образом, в современном структурном плане это структура растяжения и представляет собой, по существу, грабен [182].

На плите Кокос к югу от желоба пройдены гемипелагические диатомовые илы, кремнистые карбонатные илы, известняки и силициты квартера — нижнего миоцена. В осевой части желоба, по-видимому, те же океанские отложения перекрыты турбидитами, возраст которых не более 400 000 лет. На станции 567 в нижней части северного склона в 3 км от оси вскрыты неогеновые гемипелагические глины, песчаные алевролиты среднего эоцена, известняки и алевролиты верхнего мела с глоботрунканидами. Скважина вошла в измененные вулканические породы андезитового состава, под которыми акустически сходные отложения продолжаются еще на 500—800 м. Несмотря на неполный выход керна, установлены мел-палеогеновый, эоцен-олигоценый и позднемiocеновый перерывы.

Экстенсивное бурение рейса 84 показало распространение домиоценовых пород вдоль всего траверса по континентальному склону. Четыре скважины вошли в офиолиты. Сейсмические рефлекторы, падающие в сторону континента, интерпетированы как плоскости надвигов (параллельных зоне Беньофа), по которым офиолитовые пластины были водружены поверх вулканогенно-осадочных пород. Подобные соотношения наблюдаются на побережье Коста-Рики (см. выше).

Большие Антильские острова

В общих чертах Большие Антильские острова представляют собой среднемиловую вулканическую дугу, обрамляющую Флоридско-Багамский карбонатный шельф, отделенную от него миогеосинклинальным прогибом Старого Багамского пролива и северо-западной Кубы. Эти структуры рассечены продольными разломами на узкие блоки (рис. 31), черепитчато надвинутые друг на друга и перекрытые пластинами офиолитовых и метаморфических пород. Паравтохтонные структуры частично выступают в тектонических окнах. Предполагается продолжение структур фундамента Юкатана к западной Кубе (провинция Пинар-дель-Рио), и метаморфические породы, драгированные в Юкатанском проливе, могут служить подтверждением их единства [539, 579]. Впрочем, наиболее древние палеонтологически датированные породы на Кубе — юрские континентальные красноцветы Каэтано на западе и мощные эвапориты в северной зоне. Наиболее полные разрезы миогеосинклинальных отложений известны в зоне Лас-Вильяс, где на битуминозных верхнеюрских известняках и глинах залегают апиховые известняки верхнего титона—неокома и более глубоководные кремнистые известняки с темносланцевыми прослоями апта—турона. Значение кремнистых и темносланцевых фаций, а также пирокластики возрастает южнее, в зоне Пласетас, указывая на приближение к вулканической дуге.

Аллохтон надвинут на зону Лас-Вильяс и состоит из ряда пластин. Его интерпретация неоднозначна; принятая в настоящей работе — один из возможных вариантов [274, 524]. Нижняя пластина состоит из серпентинитов — апогарцургитовых тектонитов, дунитов, в меньшей степени страти-

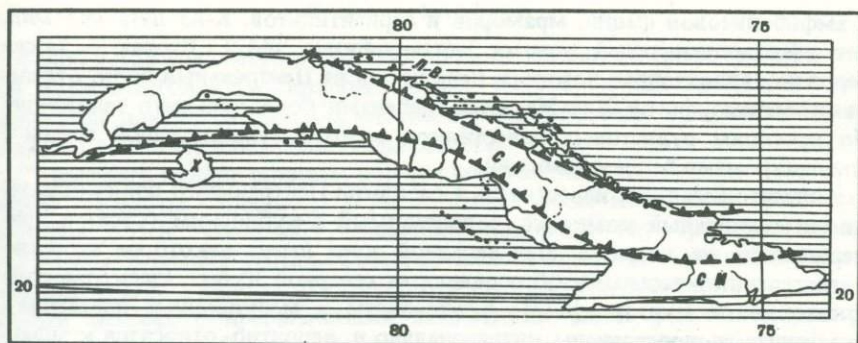


Рис. 31. Основные меловые пояса Кубы: миогеосинклиналь Лас-Вильяс (ЛВ), эвгеосинклиналь — Саса-Кабайгуан (СК), метаморфическая зона Хувентуд (Х) — Сьерра-Маэстра (СМ)

формных габброидов и долеритов с участием зеленокаменных метаморфических пород. Они образуют крупные и мелкие массивы вдоль разломной зоны между Лас-Вильяс и Пласетас, протягиваясь в провинцию Пинардель-Рио и на о-в Хувентуд. Возраст этих пород может быть определен в пределах от юры до альба.

Следующая пластина, соответствующая зоне Саса-Кабайгуан центральной Кубы, состоит из мощных андезитов-базальтов, массивных и подушечных, переслаивающихся с чертом и рудистовыми известняками альбатурона. Мощность в районе г. Санта-Клара достигает 8 км. Эти отложения соответствуют островной дуге. На них надвинут вулканомиктовый кремнисто-карбонатный флиш, отвечающий преддуговому прогибу и отложившийся с кампана по эоцен с перерывами на мел-палеогеновой границе.

Верхнюю пластину образуют метаморфиты южной зоны Хувентуд — Тринидад — Сьерра-Маэстра, метавулканиты и метафлиш с мраморами, блоками серпентинитов и олистостромами, в которых встречены глыбы нижнемеловых известняков. Брекчированные мелководные известняки и конгломераты маастрихта в ряде зон, очевидно, эпипаллохтонные. В целом шарьирование развивалось с турона по эоцен с отдельными фазами в сantonе-кампане, на рубеже мела и палеогена, в палеоцене — раннем эоцене.

Прорывающие вулканогенно-осадочную толщу батолиты южнее Камагуэя формировались в промежутке от раннего сенона до эоцена. Они состоят в основном из кварцевых диоритов с участием гранодиоритов, габбродиоритов и щелочных пород [677].

В то время как на Кубе продольные структурные швы пересекаются разломами северо-восточного простирания (зона Ла-Троха между центральным и восточным блоками), на Ямайке доминируют разломы северо-западного простирания. С востока на запад различимы зоны 1) метаморфитов и серпентинитов Блю-Маунтин, 2) вулканогенных пород и олистостром Бенбоу, 3) вулканогенно-кремнисто-карбонатных пород Центрального блока и 4) карбонатно-кластических пород блока Гановер [175]. Первая зона — это две покровные пластины из метавулканитов зеленосланцевой

и амфиболитовой фаций, мраморов и серпентинитов. К-Аг дата 76,5 млн. лет дает минимальный возраст метаморфизма [442]. Вторая — также вероятно, аллохтонная пластина, надвинутая на Центральный блок, отделена от метаморфитов Блю-Маунтин грабенами более позднего заложения. По прослоям рудистовых известняков возраст вулканогенной толщи с олистостромами баррем-альбский.

Андезито-базальты, известняки и силициты Центрального блока образуют островодужный комплекс, сопоставимый с кубинским (Сага) и примерно того же возраста. Мел западной зоны имеет некоторое сходство с миогеосинклинальными образованиями северной Кубы. Здесь отмечены аркозовые песчаники [677]. Красноцветы и мелководные известняки маастрихта распространены интразонально и, вероятно, относятся к эпипаллохтону. Батолиты состоят из гранодиоритов, адамеллитов, щелочных пород нескольких интрузивных фаз в пределах $85 \pm 9 - 63 \pm 2$ млн. лет. Примечательны небольшие тела монзонитов, столь характерных для тихоокеанских ларамид.

На Испаньоле диагональный метаморфический пояс Центральной Кордильеры из амфиболитовой и зеленокаменной пластин с крупными серпентинитовыми массивами надвинут на расположенную южнее зону мафических вулканитов Дюарте. Серпентинитовые массивы состоят из перцолитов, гарцбургитов, верлитов и офиолитовых олистостром [503]. Наиболее древние даты по метаморфитам 127–123 млн. лет [415]. Севернее развиты андезитовые и фельзитовые вулканиты Лос-Ранчос с прослоями силицитов и рудистовых известняков нижнего мела (готерив-баррем?). Здесь же залегают наиболее крупные тоналитовые интрузии.

В юго-западной части о-ва Пуэрто-Рико на фельзитовых порфирах и подушечных базальтах предположительно альбского возраста залегают аллохтонный комплекс Бермеха, состоящий из нескольких покровных пластин [472]: 1) серпентиниты, спилиты, включенные в серпентинитовый меланж блоки метаморфических сланцев и амфиболитов, 2) кремнистые породы Марикита, предположительно альбские с блоками порфиритов, 3) андезиты Рио-Локо с прослоями конгломератов и маломощных известняков в основании (альб или сеноман), 4) известняки кампана-маастрихта.

Офиолитовая галька встречается в базальных конгломератах кампан-маастрихтской толщи, определяя минимальный возраст покровов. Гранитоиды, как и на других островах, относят к ларамийской фазе.

Южнее острова прослеживается подводное поднятие, выраженное магнитометрически и, вероятно, сложенное метаморфическими породами. Это, вероятно, продолжение метаморфической зоны Испаньолы.

Мел Виргинских островов — андезиты, туфобрекчи, известняки, радиоляриты — принципиально не отличается от вулканогенно-известняково-кремнистой формации больших островов, но огромная мощность — до 15 км — показывает, что именно здесь находился основной депоцентр. Здесь же располагается и самый большой на Антилах батолит — около 260 км² тоналитов и диоритов с подчиненным участием гранодиоритов и габбро. Вероятно, проявилась причинная связь между интенсивным прогибанием и масштабом плутонизма.

Желоб Пуэрто-Рико

Желоб в 150 км севернее о-ва Пуэрто-Рико считают северной трансформной (левосдвиговой), в прошлом может быть субдукционной границей Карибской плиты. Старый Богамский пролив (меловая миогеосинклиналь) выглядит как продолжение желоба.

С северного склона подняты породы офиолитовой ассоциации — серпентиниты, базальты, силициты, а также пелагические известняки среднего сеномана. Этот комплекс, очевидно, одновозрастен средне меловым офиолитам Больших Антиль. Севернее желоба проходит так называемая внешняя гряда — выступ акустического фундамента, имеющего здесь неровный рельеф, с прерывистыми поднятиями вдоль разломной зоны, параллельной краю Богамского плато [648]. Выступы акустического фундамента пронизывают стратифицированную толщу, очевидно, соответствующую слоям Кариб (сердний мел — средний эоцен). Пелагические осадки, низкая скорость осадконакопления свидетельствуют об изоляции от источников терригенного материала и абиссальных течений.

Наветренные острова

Поскольку во внешней и внутренней дугах Наветренных островов вулканизм проявился соответственно в эоцене и миоцене, развитие здесь более древних пород представляет интересную проблему. На небольшом о-ве Дезираде, возле Гвадалупы, описаны метаморфические породы — спилиты с подушечной текстурой и черт, прорванные трондьемитом, по которому получена К-Аг дата 142 ± 10 млн. лет [309]. В последнее время появились сообщения о готерив-барремских радиоляриях из этих слоев. На эскарпе внешней дуги наряду с этими метаморфитами драгированы метагабброиды, серпентиниты, а также верхнемеловые граувакки и черт. Выходы метаморфических пород выглядят как продолжение покровов (часто описываемых как "фундамент") Виргинских островов на севере и Восточно-Венесуэльских на юге. Возникает предположение о замыкании юрско-меловых дуг на востоке, подкрепленное гравиметрическими данными [314]. Однако возможны и другие истолкования, например обдукция мезозойских пород с погружающейся атлантической коры [314] или смещение фрагментов покровов Больших Антиль к востоку. В зоне трансформного разлома Барракуда обнаружены спилиты того же типа, что и на Дезираде [645]. Самая восточная дуга Барбадос в районе одноименного острова образована сильно смятыми грубообломочными аркозами, турбидитами и олистостромами палеоэоцена—эоэоцена, которые рассматривают как аллохтонную пластину отложений преддугового прогиба [273]. Под ними геофизически прослеживается продолжение структур восточной окраины Карибского орогена [651]. Выше залегают кремнистые мергели и туфы — первые признаки вулканизма внешней дуги Наветренных островов.

В совокупности эти материалы как будто указывают на развитие доэоценовых дуг на восточной границе Карибского моря.

Южное складчатое обрамление

Складчатая система северной Венесуэлы и Подветренных островов состоит из ряда структурных зон, надвинутых на окраины прилежащих кра-тонов, — Маракайбо и Гвианского щита. Блок Маракайбо представляет собой жесткий массив, обтекаемый складками Карибского орогена и северных Анд.

Границами структурных зон служат разломы субширотного и северо-восточного простираний — Ока, Пилар, Боконо и др. Все они описаны как правые сдвиги, но амплитуда смещений оценивается по-разному — от нескольких сотен метров до нескольких десятков или даже сотен километров [592]. Система подводных гряд и прогибов на северной окраине орогена (Кариако — Кюрасао — Лос-Роблес), очевидно, возникла в результате имбрикации и сдвигов по аналогичным разломам.

На Восточно-Венесуэльских островах (Маргарита) развиты метавулкани-ты зеленосланцевой и глаукофановой фаций (Ла-Риконада) в сочетании с амфиболитами, эклогитами, гранулитами и гнейсами. На венесуэльском побережье аналогичные метаморфические породы слагают узкую окраин-ную зону Пуэрто-Кабельо—Авила. Над ними залегает серия Каракас (до 4000 м) — кварциты, метаконгломераты с галькой гранитов, графитовые известняковистые сланцы, филлиты с линзами мраморов [591]. На о-ве Маргарита кварциты в нижней части разреза переслаиваются с мета-базальтоидами и, по-видимому, связаны непрерывным переходом с Ла-Риконада. Источником кварцевой кластики в данном случае мог быть Гвианский щит, но, как мы видели, подобные породы распространены и на Больших Антилах.

В верхней части серии Каракас залегают мощные конгломераты, выше которых появляются вулканогенные породы, знаменующие начало форми-рования обширного вулканического пояса. К его южному флангу отно-сится комплекс Тиара — базальтовые лавы, туфы, вулканогенные конгло-мераты, диабазы и габброиды. К нему с юга примыкают отложения мио-геосинклинального прогиба — турбидиты и конгломераты с галькой пород Тиара, датированные по аммонитам коньякским веком [591].

Мощные среднемереловые метавулканиды — базальтовые лавы и зеленые туфы — распространены повсеместно на Подветренных островах и по по-бережью в составе серий Лос-Роблес (более 2000 м), Кюрасао, Токакуа и др. Предсантонский тектогенез сопровождался вдрением гипербазитов и на более поздних стадиях диоритов, прорывающих серию Каракас. К этому времени, вероятно, относится и формирование покровов. В южной части пояса развиты метаморфические породы комплекса Вилья-де-Кура, в ос-новном метавулканиды базальтового и андезитового состава, метатуфы, кварц-альбитовые гранулиты, филлиты и кремни [591]. Их помещали в основание статиграфической последовательности, но сейчас некоторые ис-следователи склоняются к мысли, что это гигантский покров (мощностью 3—6 км), состоящий из пород, сходных по степени метаморфизма с сери-ей Ла-Риконада на о-ве Маргарита и залегающих среди менее глубоко метаморфизованных пород внутренней зоны [460]. Серпентинитовые массивы распространены среди метаморфических пород прибрежной зоны и Вилья-де-Кура, а также в зоне разлома Санта-Роза — главного структур-

ного шва орогена. Наряду с альпинотипными перидотитами встречаются стратиформные габброиды. Во внешней зоне описаны массивы слабо серпентинизированных дунитов с гранат-авгитовым ореолом, свидетельствующим о температуре порядка 800–1000°С [458]. На островах Маргарита и Табаго серпентиниты находятся в окружении альбит-эпидот-актинолит-халорит-серицитовых и альбит-цоизит-актинолитовых сланцев [677].

Послесантонские отложения флишеидного характера распространены в грабене Паракатос, ограниченном с севера разломом Санта-Роза, и в островной зоне, где они представлены типичными карибскими фациями — рудистовыми известняками и силицитами, переслаиваемыми с эффузивами и туфами. Сложенная этими породами серия Нип несогласно залегает на среднемеловых базальтах серии Кюрасао и содержит кварцитовый детрит, снесенный с континента.

Кварцдиоритовые-гранодиоритовые батолиты ларамийской магматической фазы слагают целые острова Подветренного архипелага (Аруба, Бланкилья), где распространены и комагматичные им вулканиты — серия Табаго, игнимбриты Аруба, — несогласно залегающие на метаморфических породах.

Структуры коры Карибского моря

Взгляды на природу подводных структур Карибии весьма противоречивы. Если говорить о поднятиях, то хр. Кайман чаще всего считают горстом, Никарагуанскую возвышенность — опущенным континентальным блоком (также вулканической дугой или экструзивным валом), Беата — горстом и Авес — отмершей меловой дугой (рис. 32) [366, 463, 651]. Еще более сложна интерпретация желобов. В соответствии с различными геодинамическими сценариями они выступают то в роли трансформных зон (Кайман, Муэртос, Анегада, Пуэрто-Рико), то в роли спрединговых центров (Кайман) и субдукционных зон (Пуэрто-Рико, Муэртес, Табаго). По аномалиям Буге намечается соединение желобов Кайман и Пуэрто-Рико. Левый сдвиг по этой системе в районе Наветренного пролива оценивали в 180 км [677]. По другим схемам Кайман (Барлетт) упирается в Испаньолу, продолжаясь в виде грабена Энрикильо или соединяется с системой желобов Муэртос—Анегада. Имеются также указания на недавний раздвиг в зоне желоба Кайман. Скорее всего мы имеем дело с протяженной ветвящейся сдвиговой зоной: Полочик — Мотагуа через Кайман к желобам Пуэрто-Рико и Анегада, которая могла трансформироваться в сбросо-сдвиг или сдвиго-надвиг в зависимости от общего геодинамического режима.

На хр. Кайман развиты метаморфические породы — вполне вероятное продолжение метаморфической зоны Сьерра-Маэстра. Толщина коры Никарагуанской возвышенности около 22 км, много меньше, чем у Гондурасского блока, продолжением которого ее считают. На склоне, обращенном к желобу Кайман, распространены метаморфиты, но их палеозойский возраст под вопросом. На хр. Беата известны базальты К Аг возраста 65 млн. лет и мелководные известняки [315], на Авес — меловые гранодиориты.

Такие же гранодиориты выходят в восточной части желоба Кайман.

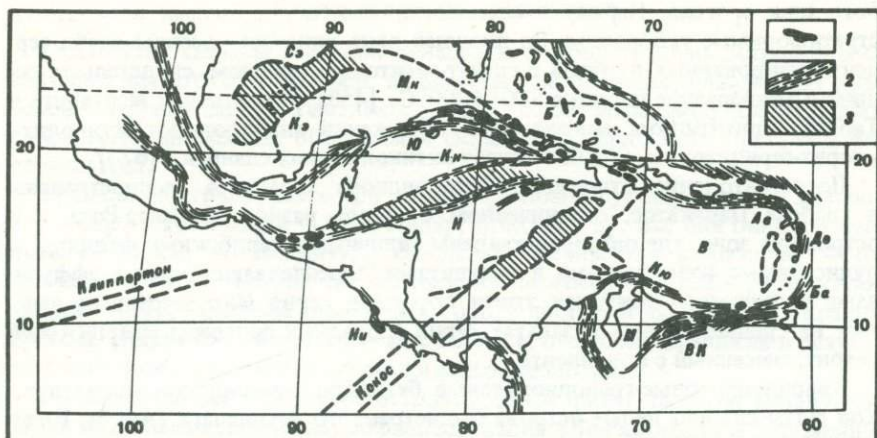


Рис. 32. Структуры Карибского региона

1 — офиолиты; 2 — метаморфические зоны, разделяющие плиты: Б — Багамская, В — Венесуэльская котловина, М — блок Маракайбо, Мк — Мексиканский залив, Н-Б — Никарагуанское поднятие — хр. Беата; 3 — возможные зоны растяжения коры в котловине Сигсби, между хр. Кайман (Ки), Никарагуанским поднятием и хр. Беата, показана их предполагаемая связь с тихоокеанскими разломными зонами Клиппертон и Кокос. Также обозначены: Ав — Авес, Ба — Барбадос, Де — Дезирадо, Кю — Кюрасо, Ни — Никоя, Кэ — эскарп Кампече, Сэ — эскарп Сигсби

В Колумбийской и Венесуэльской котловинах, а также на восточном пологом склоне Беата сейсмическим профилированием прослежены сейсмогоризонты А" и В". Заключенные между ними "слои Кариб" выклиниваются на Авес и слабо развиты или конденсированы на склонах Никарагуанской возвышенности. Бурением установлено залегание эоценовых силицитов на уровне А" и долеритовых силлов в коньякских известняках на уровне В" [294], очевидно, отвечающем турон-коньякской вулканической фазе. Между ними заключены известняки с темноцветными глинистыми прослоями, коньяк, кремнистые известняки и силициты с туфовыми прослоями, коньяк-кампан, пестрые мергели и мелы, кампан-мастрихт, чередующиеся известняки и кремни, палеоцен-нижний эоцен. Сглаженный рельеф рефлекторов и относительно постоянная мощность слоев кариб, не обнаруживающая заметного увеличения в краевых областях мощного развития более молодых турбидитовых толщ показывает, что Карибский бассейн в то время был изолирован от основных источников сноса и океанских течений островными дугами и желобами.

Заключение

На нашей схеме (см. рис. 32) Карибский регион состоит из жестких блоков (образовавшихся в результате интенсивного дробления доюрской коры), окруженных офиолитово-метаморфическими швами. Это: 1) массив Маракайбо и обтекающие его шовные зоны Санта-Марта и Карибского орогена, 2) блок Венесуэльской котловины, окруженный метаморфическими зонами Восточно-Венесуэльских островов, Пуэрто-Рико, Никарагуанской возвышенности и Наветренной дуги и 3) Юкатанской котлови-

ны, метаморфическое окружение которой состоит из зон Ховентуд — Пинар-дель-Рио, протягивающейся через Юкатанский пролив, и хр. Кайман. Сжатие, шарьирование и образование шовных зон происходило ориентировочно с турона по эоцен. Активизация субширотных сдвигов, дающих суммарное смещение карибской коры к востоку в сочетании с диагональными разломами по линиям трансформная зона Клиппертон—Мотагуа—желоб Кайман и Кокос—Никоя—Колумбийская котловина, привела к растяжению коры желоба Кайман и отделению хр. Беата от Никарагуанской возвышенности, а также смещению восточных активных дуг. Эти процессы, начавшиеся в конце мела, продолжались в палеогене и миоцене, формируя современный структурный план Карибского региона.

СКОТТИЯ

Этот район повышенной тектоно-магматической активности между Патагонией и Антарктическим полуостровом, подобно Карибии, находится на стыке Тихоокеанского и Периатлантического поясов. Сходство проявляется и в строении островной дуги, состоящей из разновозрастных элементов, причем северное звено — банка Бэрдвуд и о-в Южная Георгия — аналогично Большим Антилам, Фолклендское плато — Багамскому плато, южное звено — Южные Шетландские и Южные Оркнейские острова — Подветренным островам и более молодая Южно-Сандвичева дуга — Наветренным островам Малой Антильской дуги.

Эти аналогии, вероятно, отражают общность геодинамической ситуации, которая в отношении Скоттии еще только начинает проявляться. В Южно-Американском секторе можно выделить следующие структурные элементы (с северо-востока на юго-запад, рис. 33) [162, 268, 395, 619].

1. Кратон — Фолклендское плато.

2. Шельф кратона и миогеосинклинальный прогиб — Магелланов бассейн. Шельф сложен залегающими на гранитогнейсах фузулинидовыми известняками, континентальным и паралическим триасом, вулканогенной юрой [509]. Погружение в титоне-неокоме сопровождалось накоплением темносланцевых фаций (серия Эсперанса). В апте и альбе распространены относительно глубоководные карбонатные аргиллиты и кремнистые известняки — Тенерифская серия. В середине мела возник флишевый трог, заполненный турбидитами двух последовательных серий — сеноман-сантонской, до 2000 м, и кампан-маастрихтской, до 300 м. Миогеосинклинальный прогиб продолжается вдоль Фолклендского желоба, отделяющего плато от банки Бэрдвуд.

3. Островная дуга, намеченная выходами юрских кислых вулканитов Тобифера вдоль Высокой Кордильеры Патагонских Анд, Центральной Кордильеры Огненной Земли (Кордильеры Дарвина) вплоть до о-ва Эстадос и, возможно, далее к востоку, по банке Бэрдвуд. В этой зоне развиты юрские гранитоиды. Нижнемеловая свита Сапата здесь также содержит вулканиты, тогда как восточнее, в субандийской зоне, она представлена в основном темносланцевыми фациями. Сеноманские петроцветные песчаники и граувакки Пунта-Баросса залегают несогласно и также несогласно перекрыты флишем Серро-Торо, сантон—нижний кампан, переходящим в олигоцену.

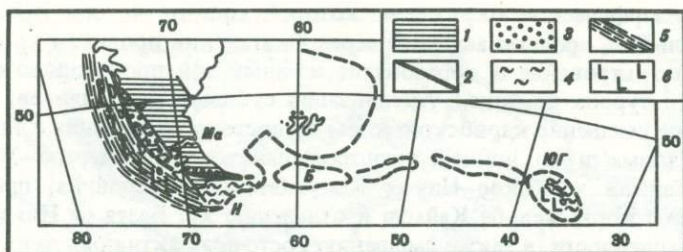


Рис. 33. Структурные зоны Патагонии — Южной Георгии

1 — устойчивый шельф; 2 — дуга Тобифера; 3 — задуговый прогиб; 4 — метаморфические породы Yahgan и серии Кумберленд на Южной Георгии, 5 — метаморфические палеозойские породы; 6 — вулканоплутонический пояс; Б — банка Бэрдууд, Ма — Магелланов бассейн, Н — Наварино, ЮГ — Южная Георгия

Перерывы и олистостромы, вероятно, соответствуют отдельным фазам водружения покровов, после которого накапливались молассоиды верхнего кампана—маастрихта (Трес-Пасос) и маастрихта-палеоцена (Доротей), последние с угольными пластами.

4. Покровы из метаморфических пород, слагающие Береговую Кордильеру между 48 и 52° ю.ш., надвинутые на центральную зону Анд и далее на восток вплоть до Южной Георгии. Они, по-видимому, состоят из пластин разного возраста, от палеозойских до юрско-меловых. Среди палеозойских пород преобладают метаграувакки и метавулканиты островодужного типа. Не исключено, что самые молодые породы аллохтона — сеноманские (хотя обычно считают, что они древнее вулканитов Тобифера). Наиболее вероятный интервал водружения покровов — от турона до нижнего кампана [616, 627].

Метаморфиты юрско-мелового возраста развиты на Кордильере Дарвина севернее пролива Бигля. В южной части Огненной Земли, на о-ве Наварино, известен метаморфизованный до пренит-пумпеллитовой фации спилит-кремнисто-граувакковый комплекс Yahgan, датированный по редким радиоляриям и моллюскам верхней юры—неокомом.

Давно замечено [395] сходство этого комплекса с граувакками серии залива Кумберленд Южной Георгии, для которых тоже характерна пренитизация. По мнению ряда исследователей [395], Южная Георгия тогда находилась значительно ближе к Огненной Земле.

5. В конце юры вулканическая дуга, очевидно, сместилась к западу относительно Тобифера, однако о ее местоположении можно судить лишь по отдельным выходам меловых вулканитов в области развития покровов и береговых батолитов.

На п-ове Харди южнее Наварино выходят андезито-базальты и пирокластика с остатками растений (слои Текеника). На о-ве Анненкова возле Южной Георгии мощная толща туфоалевролитов, туфов и туфобрекчий (1600 м) с андезито-базальтовыми лавами и силлами содержит в нижней части неокомских, в верхней — апт-альбских аммонитов, а также остатки растений. Эти породы прорваны диоритами [619].

Патагонский батолит, занимающий прибрежную полосу от 47° ю.ш. до мыса Горн, состоит в основном из диоритов и гранодиоритов с участием

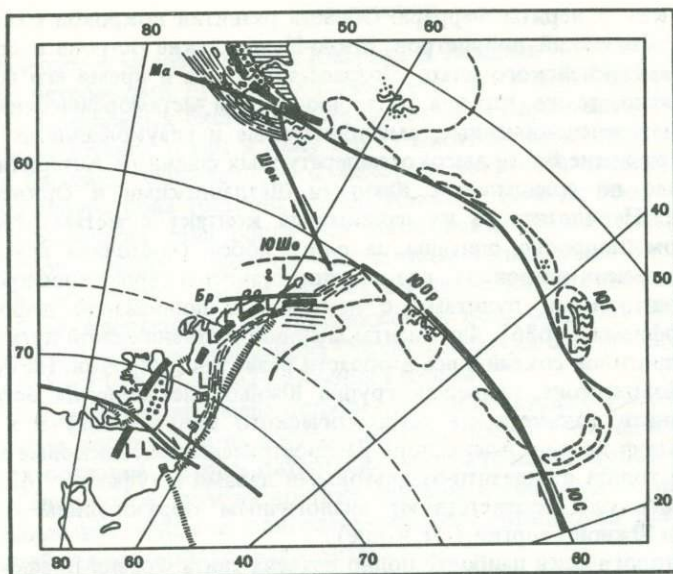


Рис. 34. Продолжение структурных зон Патагонии в Антарктике, обозначения такие же, как на рис. 33

Разломы: *Бр* — Брансфильд, *Ма* — Магелланов, *Шек* — Шеклтона, *ЮС* — Южно-Сандвичев; также обозначены *ЮГ* — Южная Георгия, *ЮОр* — Южные Оркнейские и *ЮШе* — Южные Шетландские острова

гранитов, адамеллитов и габбро. По К-Аг датам различают несколько магматических фаз, но основная масса диоритов интродуцирована в интервале 75–85 млн. лет [268].

Описанные выше структурные зоны удается большей частью протянуть через пролив Дрейка (рис. 34). Турбидитовые толщи островов Симор, Джеймс Росс и Сноу-Хилл на восточной стороне Антарктического полуострова сопоставимы с миогеосинклинальными отложениями Магелланова бассейна. Их относили к верхнему мелу, но сейчас выявлены и нижнемеловые горизонты. На о-ве Симор выделяют свиты Лопес-де-Бертодано — слабокарбонатные турбидиты с глубоководной фауной кампана—маастрихта, 1200 м, и Собраль — глауконитовые песчаники с двустворками, иглокожими и древесиной, маастрихт—палеоцен, 265 м. В спорово-пыльцевом спектре преобладают подокарповые, протейные и *Nothofagidites* [361].

Средне-верхнеюрские кислые вулканиты с остатками растений, сопоставимые с Тобифера, распространены на северной оконечности Антарктического полуострова и отдельными выходами (очевидно, в тектонических окнах покровов) вдоль его оси — вплоть до Земли Элсуэрта, где крупные тела риодацитовых порфиров залегают среди туфогенно-осадочных пород свиты Латади.

Отметим, что как в Западной, так и в Восточной Антарктиде известны мощные пластовые тела и дайки среднеюрских долеритов, по-видимому, связанные с трансформной зоной, проходящей через основание Антарктического полуострова через Землю Мэри Бэрд к Земле Виктории, где они

известны как долериты Феррара. Область развития покровов охватывает весь Антарктический полуостров, Южно-Шетландские острова и северную часть Южно-Оркнейского плато. Возраст аллохтона и время его водружения, вероятно, те же, что и в Патагонии. Среди метаморфических фаций преобладают зеленокаменные, амфиболитовые и глаукофановые [121]. Отмечено развитие более высокотемпературных фаций на Антарктическом полуострове по сравнению с Южными Шетландскими и Оркнейскими островами. Перидотиты и их надвиговый контакт с метаморфическим комплексом подробно описаны на о-ве Гиббса (восточная группа Южных Шетландских островов), где они представлены серпентинизированными альпинотипными дунитами с признаками полифазной деформации и метаморфизма [686]. Фрагменты меловой вулканической дуги и преддуговых прогибов сохранились в области развития покровов. На островах Сноу и Ливингстона (западная группа Южных Шетландских островов), п-ове Тринити (оконечность Антарктического полуострова) и в районе Фоссил-Блафф на о-ве Александра распространены граувакковые и черносланцевые толщи с андезито-базальтовыми лавами и туфами [631, 198]. По возрасту они соответствуют аналогичным образованиям островов Наварино и Южной Георгии (см. выше).

Палеонтологически наиболее полно изучена свита Фоссил-Блафф восточного побережья о-ва Александра, содержащая обильную фауну иноцератов и аммоноидей, а также разнообразную флору. Ее возраст, по современным представлениям, кимеридж-альб, мощность 5000 м. Местом накопления граувакк Фоссил-Блафф считают преддуговый прогиб, но ископаемый лес, захороненный *in situ* [383], не вполне согласуется с такой интерпретацией.

Батолиты о-ва Ливингстон и осевой зоны Антарктического полуострова рассматриваются как южное продолжение пояса патагонских гранитоидов.

Г. Кац считает основным структурным швом Патагонских Анд разлом Магеллана (см. рис. 34), описанный как левый сдвиг северо-западного простирания, ограничивающий область распространения метаморфических пород [395]. К линеаментам того же простирания относится трансформная зона Шеклтона, разделяющая западную и восточную котловины с разным строением земной коры [268]. Северное и южное ограничение Скоттии образуют субширотные трансформные зоны. Аналогичные сдвиговые зоны пересекают Антарктический полуостров и прослеживаются по периферии Земли Мэри Бэрд через море Росса к северной окраине Земли Виктории, одна из них — Грабен Бауэрс [617]. Заложение этой системы разломов, возможно, опоясывающей всю Антарктиду, относится к раннему палеозою. Об ее активности в мезозое мы можем судить по широко распространенным юрским долеритам. К этому же времени относится погружение Фолклендского желоба. Олигоцен-миоценовая вулканическая фаза, вероятно, связана со сдвигами, обусловившими изгиб Антарктического полуострова и разрыв дуги между ним и Южной Америкой [405].

Заключение

В палеозое и мезозое Южная Америка и западная Антарктида были соединены островными дугами, обращенными на запад. Структурные зоны этих островодужных систем прослеживаются от Патагонии к Антарктическому полуострову. В юре и мелу это 1) миеосинклинальная зона Магелланова бассейна, Фолклендского желоба и восточной окраины Антарктического полуострова (острова Симор, Кокберн, Джеймс Росс, Сноу-Хилл); 2) вулканическая зона вдоль оси Патагонских Анд и Антарктического полуострова, включая андезито-базальтовые толщи п-ова Харди, о-ва Ливингстон в западной группе Южных Шетландских островов и восточного берега о-ва Александра; 3) граувакковый пояс островов Наварино, Ливингстон, п-ова Тринити и района Фоссил-Блафф на о-ве Александра. Фрагменты (2) и (3) различимы на Южной Георгии.

Во второй половине мела островодужные образования были вовлечены в покровы, надвинутые на восток вплоть до Южной Георгии и Южных Оркнейских островов. Разрыв Патагонско-Антарктической дуги и образование Южно-Сандвичевой дуги на востоке связаны с движениями по широтным трансформным зонам в олигоцене—миоцене. Высказано предположение, что подобные зоны опоясывают Антарктиду.

Раздел II

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕКТОГЕНЕЗА

Этот раздел представляет попытку синтеза и объяснения тектонических процессов, отмеченных в региональных обзорах. Необходимо сразу же подчеркнуть, что предлагаемая интерпретация событий — не более чем один из возможных вариантов, кажущийся по тем или иным причинам наиболее приемлемым в настоящее время, но отнюдь не исключающий других объяснений. Нам придется сначала определить свою позицию в отношении тектоники плит — геодинамической теории, которая чаще других привлекается именно для объяснения событий мелового периода.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Так как в естествознании ни одна теория не провозглашает истины в последней инстанции и содержит наряду с убедительными малоубедительные положения, то лучше говорить о сильных и слабых теориях, чем о верных и ложных. Сильная теория характеризуется следующими признаками: 1) она оказывает глубокое влияние на развитие науки, стимулирует постановку новых проблем, поиски новых и выявление незамеченных фактов, наступление на *terra incognita* и таким образом способствует общему приросту знаний; 2) обладает большей по сравнению со слабыми теориями объяснительной силой, т.е. удовлетворительно объясняет те явления, ради которых она была создана, и предсказывает или помогает понять новые явления, обнаруженные в ходе исследования.

По первому признаку тектоника плит, безусловно, принадлежит к числу сильных теорий. Она создавалась в период теоретического застоя в геологии, когда особенно остро ощущалась необходимость в глобальной теоретической модели и помогла целому поколению геологов преодолеть узость сугубо регионального мышления. Она способствовала наступлению на океан, давшему огромный прирост знаний.

В прошлом геотектоника широко оперировала актуалистическими моделями, но к середине XX в. основные усилия были сосредоточены на формальной классификации геосинклиналей и кратонов, лишь немногие исследователи развивали актуалистическое направление [24], получившее мощный импульс от плитовой тектоники.

В отношении объяснительной силы следует сказать, что в основе успеха тектоники плит лежит истолкование природы активных и пассивных континентальных окраин (в то время как конкурирующая с ней теория расширения Земли, например, здесь бессильна). Последовавшее за этим объяс-

нение полосовых магнитных аномалий упрочило ее репутацию сильной теории.

В то же время тектоника плит не может считаться завершенной каузальной теорией, так как основные события — перестройки системы конвекционных ячеек, скачкообразные смещения спрединговых осей, изменение геометрии спрединга — не объяснены (общее объяснение эволюции конвекционных ячеек в связи с разрастанием ядра, предложенное С. Ранкорном, предполагает конвекцию в всей мантии, которая не является механизмом плитовой тектоники [563]).

Далее, природа сил, перемещающих плиты, не вполне ясна. Представление о поднимающемся мантийном потоке под спрединговыми хребтами и опускающемся под активными континентальными окраинами не согласуется с морфологией геоида (см. ниже). Скорее и срединноокеанические хребты, и активные окраины служат каналами для вывода тепла из мантии. Альтернативная модель выноса тепла мантийными плюмажами, которые, выполаживаясь у основания литосферы, сдвигают плиты, не находит опоры в хронологии вулканизма тихоокеанских островных цепей — предполагаемых следов мантийных плюмажей. Конечно, эти неясности можно рассматривать как болезни роста, но они, пожалуй, слишком затянулись.

С геологических позиций против тектоники плит выдвинуто множество возражений [12, 646]. В одной работе содержится 74 возражения [676].

Мы коснемся только тех, которые имеют отношение к меловой истории и обсуждались в предыдущем разделе.

Рассмотрение меловых событий заставило нас отказаться от деления на пассивные и активные континентальные окраины. В Атлантике выявлена асимметрия, сопоставимая с таковой Тихоокеанского пояса. На восточной окраине Атлантики проявились складчатые деформации и надвиги, характерные для активных окраин. Аналогичные процессы протекали и в Периарктическом поясе (юриканская, брукская и шпицбергенская орогении).

Далее, совместить берега Атлантики невозможно без "ампутации" Центральной Америки (смещения ее палеозойской части в Тихий океан и образования комплекса Никоя в процессе дрефта), Мексиканского залива, Блейк-Багамского плато и ряда других окраинных выступов. В то же время палеозойские структуры Центральной Америки образуют южный фланг складчатой системы Уачита. Комплекс Никоя имеет не спрединговую, а островодужную природу, его базальные горизонты не моложе ранней юры. Имеются также признаки континентального происхождения Блэйк-Багамского плато и развития Мексиканского залива на континентальной коре.

Образование Индийского океана в плитовой тектонике связывается с перемещением континентальных блоков от Гондваны к Азии. Тибет рассматривается как коллаж блоков различного происхождения, соединившихся в разное время. Индийский блок присоединился к ним лишь в палеогене. Однако типичные евразийские элементы в меловой флоре и фауне Индии противоречат этой схеме. Образование офиолитовых швов к северу от блока Лхаса, а также между ним и Индийском блоком тесно увязано по времени с развитием других звеньев Тетического пояса и не может рассматриваться как цепь изолированных событий, хронология

которых определяется лишь исходным расстоянием между блоками и скоростью дрейфа.

С позиции тектоники плит необъяснимо точное совпадение возраста (келловей) древнейших датированных пород Атлантического и Тихого океанов, полностью изолированных друг от друга субдукционными зонами и резко различающимися по скорости спрединговых процессов. Уже один этот факт заставляет по-иному взглянуть на их мезозойскую историю.

Хорошо изученные глубоководные желоба — Курило-Камчатский, Центрально-Американский и Пуэрто-Рико — не могут рассматриваться как субдукционные, поскольку они имеют форму грабенов (свидетельство растяжения, а не сжатия) без признаков аккреции. На океанской стороне Японского и Алеутского желобов обнаружены признаки развития континентальной коры.

Окраинные спокойные магнитные зоны, по-видимому, целиком соответствуют погруженной континентальной коре. Для "спрединговых" аномалий обнаружено соответствие унаследованным от континентальной стадии развития или постдрифтовым структурам дна. Возраст отложенный в ряде случаев превышает возраст коры, определенный по палеомагнитным "изохронам" [221]. Предположение, что отложения аномального возраста приурочены к трансформным зонам, которые не перемещаются вместе с плитой, не делает механизм дрейфа более понятным.

Очевидно, необходимо иное объяснение природы линейных магнитных аномалий, которые в действительности расчленены на продолговатые лопасти поперечными разрывами магнитоактивного слоя. Логично предположить, что и продольная полосчатость обусловлена структурной трещиноватостью. Заметим, что первооткрыватели линейных аномалий связывали их с разломами [543].

Причиной трещиноватости, параллельной срединному хребту, могла быть тепловая контракция после термального события, вызвавшего переработку океанской коры. Логично предположить, что подобное событие произошло в начале юрского периода: мощные магматические образования этого возраста широко распространены на континентальных окраинах. Подвергшиеся переплавлению породы приобретали остаточную намагниченность, остывая ниже температуры Кюри в последовательности от периферии к осевой зоне срединного хребта. В том же направлении прогрессировала и тепловая контракция, давшая продольную трещиноватость формирующегося магнитоактивного слоя. Трещиноватость более частая на тонкой коре, поэтому узкие и широкие аномалии соответствуют зонам относительно тонкой и утолщенной коры [188].

Это, разумеется, лишь предварительная схема, дающая объяснение возрастной прогрессии линейных аномалий и одинакового возраста наиболее древних опознаваемых пород в Атлантическом и Тихом океанах.

ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ КАК ФАКТОР ТЕКТОГЕНЕЗА

Отмеченная выше необходимость ревизии тектоники плит не означает возврата к фиксизму 50-х годов. Речь идет о поисках более достоверных механизмов, более реалистической оценке масштабов и разработке действительно каузальной теории движения блоков земной коры.

Расширение и пульсации Земли давно рассматриваются как возможные механизмы [95, 273], причем расширение может быть альтернативой или дополнением к тектонике плит, поскольку предполагаемый спрединг не компенсируется субдукцией [612]. Однако гипотеза расширяющейся Земли испытывает трудности в объяснении сжатия, тогда как пульсации не объясняют одновременного сжатия одних планетарных структур и расширения других. Ни та, ни другая не помогает понять природу крупных горизонтальных смещений. Теория изменения скорости вращения Земли как главного фактора тектогенеза не испытывает подобных трудностей и имеет то неоспоримое преимущество, что ее механизм не гипотетический, а вполне реальный. Изменения скорости вращения, измеряемые весьма точными методами, имеют годичную, полугодовую и двухгодичную периодичность, связанную с метеорологическими процессами. Более длительная "декадная" периодичность в 5—30 лет имеет более сложную природу. По принципу сохранения момента количества движения любое изменение момента инерции относительно оси вращения должно вызвать компенсирующее изменение угловой скорости. Оледенения, трансгрессии, орогенез воздействуют на момент инерции, но поскольку он очень велик, то соответствующие изменения скорости вращения незначительны. Взаимодействие ядра и мантии (западный дрейфт магнитного поля показывает, что внешнее ядро вращается медленнее мантии) выдвигается как возможная причина [103, 480].

Отметим, что наблюдаемые смещения полюса, в частности 14-месячные чендлеровские циклы, совпадают с периодичностью землетрясений и могут рассматриваться как фактор планетарного тектогенеза. Положение ротационной оси наиболее устойчиво, когда континентальные массивы находятся на экваториальном вздутии, что соответствует положению полюса возле Гавайских островов. Теоретически полюс может блуждать между позициями максимального (Гавайи) и минимального (возле Архангельска) момента инерции [499]. Но эффекты обратных связей в этой системе, очевидно, ограничивают его вековые миграции полярным кругом [119] (большие перемещения полюса — гипотетический фактор, привлечение которого оправдано лишь в таких ситуациях, когда реально действующие силы недостаточны).

Теория приливного торможения, выдвинутая Э. Кантом, развита Дж. Дарвином, Г. Джефрисом и другими исследователями [499, 562]. Тормозящая пара сил возникает в результате того, что воздействие лунного притяжения на приливные выступы направлено против вращения Земли. Для периода, охваченного астрономическими и археастрономическими наблюдениями, вычислено удлинение суток на $2,5 \text{ мс } 10^{-2} \text{ лет}$ (приливное торможение теоретически должно дать замедление больше наблюдаемого, разница свидетельствует о неприливном ускорении).

Экстраполяция этой величины на геологическое прошлое может быть обоснована только склерохронометрическими методами. Основанием для использования биофоссилий в этом плане служит изучение скелетных структур, регистрирующих динамику роста современных беспозвоночных — в основном кораллов и моллюсков — в ряде случаев выявляющее годичные, месячные, двухнедельные, недельные и суточные ритмы, связанные с изменением температуры, освещенности, высоты приливов и сочетаний этих факторов [552]. В частности, у кораллов недельные и месячные циклы могут быть обусловлены приливами, а суточные — жизнедеятельностью их фотосинтезирующих симбионтов (обнаружены, впрочем и у кораллов, не имеющих симбиотических водорослей [588]).

В то же время регистрирующие структуры в виде ребер, желобков, бороздок не всегда достаточно четки, могут сливаться, расщепляться и выпадать, образуя зоны сгущения и разрежения. Обнаружены отклонения от действительного числа дней в ту и другую сторону [250], чаще в сторону уменьшения. Поэтому рекомендуется учитывать не средние, а максимальные цифры.

Давно была замечена закономерная ритмичность регистрирующих структур на эпитеке палеозойских кораллов. Дж. Уэллс [675] принял первую попытку определения по ним скорости вращения Земли в палеозое. Исходя из постулируемого для последних 2,5 тыс. лет астрономического замедления $2 \text{ мс } 10^{-2} \text{ лет}$, он рассчитал число дней в году для девона 396 и пенсильвания — 390 (для терминального мела — 371), что приблизительно совпадает с числом суточных слоев на эпитеке девонских и пенсильванских кораллов. Совпадение, прямо скажем, удивительное, если учесть очень невысокую точность обоих методов.

Уже более 20 лет работу Дж. Уэллса считают [562] одним из основных подтверждений теории приливного торможения, хотя речь идет о небольшой заметке, посвященной главным образом пропаганде нового подхода к геохронологии. Лишь в последнем абзаце Уэллс пишет [675, с. 950]: "Лучший ископаемый материал, который я исследовал, до сих пор происходит из среднего девона Нью-Йорка и Онтарио, особенно экземпляры *Heliophyllum*, *Eriophyllum* (фиг. 6) и *Favosites*. Суточные и годовые скорости роста варьируют у одного и того же индивида, осложняя ситуацию, но в каждом случае насчитывается более 365 линий роста в году, обычно около 400, в пределах от 385 до 410 Еще можно упомянуть *Lophophyllidium* из пенсильвания....., 390 линий в году и *Caninia* из пенсильвания Техаса, 385". Изображены только девонские кораллы, фиг. 2—6, причем фиг. 2—4 и 6 даны с увеличением от 0,5 до 21 раза, слишком малым, чтобы на них можно было разглядеть суточные слои (обычно около 25—50 нм). Линии, которые видны на этих фотографиях, могут соответствовать месячным, двухнедельным или недельным слоям. Экземпляр на фиг. 3 — "коралл возрастом около 240 дней, показывающий линии роста на эпитеке" — имеет длину около 2 см. При внимательном рассмотрении фотографии можно заметить примерно 7 годовых слоев, показывающих, что его возраст не 240 дней, а более 7 лет. Лишь на фиг. 5 (X46) можно в принципе увидеть суточные слои, но они недостаточно отчетливы.

Мы приходим к выводу, что палеонтологические данные Уэллса не следует цитировать в качестве подтверждения астрономической теории замед-

ления вращения Земли. Рассчитанные им числа дней в году для последовательных геологических периодов (к сожалению, принятые за основу во многих последующих работах этого плана) также не имеют серьезного значения, так как не существует теории, обосновывающей сохранение скорения вращения Земли — $2 \text{ мс } 10^{-2} \text{ лет}$ (или — $2,5 \text{ мс } 10^{-2} \text{ лет}$) в течение всего фанерозоя. Напротив, теория приливного торможения постулирует сближение Луны и Земли в прошлом и, следовательно, более сильное торможение. С учетом этого, вычислена продолжительность девонского синодического месяца — 28,8 девонских дней [186], тогда как по кораллам подсчитано 30,6 [587] и 31,64.

Анализ более представительного палеонтологического материала обычно показывает неравномерное изменение скорости вращения Земли [522]. Разумеется подобные результаты можно отнести за счет неточности (бесспорной!) палеонтологического метода, но при этом не следует делать исключение для случайных результатов, укладывающихся в астрономическую теорию. Рассмотрим некоторые данные по меловому периоду.

На срезах раковины меловых двустворок наблюдали [212] иерархию годовых, месячных, двухнедельных и суточных (в среднем 50 нм) слоев. У верхнемеловой *Idonearca vulgaris* подсчитано $24,98 \pm 0,04$ двухнедельных циклов в году, что составляет 12,49 лунных месяцев. У *Crasatella vadosa* из тех же отложений на 37 месячных слоев приходится 1095 суточных слоев, что дает 29,65 [212] (на самом деле 29,59) дней в месяце или 370,3 (на самом деле 369,3) дней в году.

Большая работа проделана по изучению ритмов роста наutilus до ордовика до наших дней [390]. Число суток в лунном месяце (n) по этим данным изменяется от 9 в ордовике до 30 (29,53) в настоящее время. Для 4 экз. *Eutrophoceras dekeyi* из маастрихта США приведены значения $n = 22, 22,5, 22,5$ и $24,1$. При уменьшении скорости вращения Земли (увеличении продолжительности суток) $\sim 2,5 \text{ мс} \cdot 10^{-2} \text{ лет}$ продолжительность суток в маастрихте $\sim 23,5$ ч, синодического месяца 564 ч, сидерического 530 ч, расстояние до Луны — 0,868 современного. В комментариях к этой работе С. Ранкорн [562] указывает на неточности в вычислении продолжительности месяца и расстояния до Луны, которое при 24-дневном месяце составляет 1,1 современного. По III закону Кеплера, если Земля в прошлом вращалась быстрее, то соотношение продолжительности месяца и суток изменялось таким образом, что дней в году было больше, а не меньше. Вообще выводы [390] вызвали довольно бурную негативную реакцию, тогда как выводы, основанные на гораздо менее представительном материале [675], были восприняты с удовлетворением. Этот парадокс объясняется естественным отвращением теоретиков к негативным фактам. Следует, впрочем, признать, что попытка [390] согласовать данные по ритмам роста моллюсков с наличной астрономической теорией неудачна. Сами по себе эти данные могут свидетельствовать о замедлении вращения Земли в меловом периоде.

Автор исследовал на электронном сканирующем микроскопе скульптуру эпитеки 3 экз. *Montivaltia* из альбских отложений Крыма (материал предоставлен Е.В. Красновым). Грубые ребра и ложбины отвечают годовым циклам. Экземпляры длиной 4 и 2,5 см имеют 9 и 5 годовых циклов соответственно. Наиболее тонкие линии, различимые невооружен-

ным глазом, — границы месячных слоев. В СЭМ при увеличениях в 60, 120 и 200—400 раз на отдельных участках видны линии трех рангов, условно интерпретируемые как месячные, недельные и суточные (табл. I, II). Число месячных линий в годовом цикле от 12 до 14 точно не определено из-за расплывчатости границ годовых циклов. На табл. I фиг. 1 видно, что годичный цикл делится на две зоны — узких и широких месячных промежутков.

Первых — 5 или 6 (подсчет затруднен из-за морщинистости эпитеки), вторых — 7. Недельные и суточные линии достоверно распознаются лишь на тех участках, где видна иерархия линий трех рангов. В противном случае сжатые месячные промежутки могут быть приняты за недельные. Если соподчинение линий роста не наблюдалось, то исследователь практически не может определить, с какого порядка ритмами он имеет дело. На хорошо сохранившихся месячных промежутках видно 4 недельных промежутка. Суточные линии извилистые и прерывистые. Максимальное число суточных линий в недельном слое 6, хотя чаще сохраняется 4—5 линий. Эти данные указывают на 24-дневный синодический месяц в середине мелового периода. Хотя их достоверность не следует преувеличивать, совпадение результатов [390] заслуживает внимания.

Мы не видим возможности сделать определенные выводы из имеющихся скудных палеонтологических данных, кроме того, что период вращения Земли по отношению к периоду обращения Луны менялся в ту и другую сторону. Приливная теория не дает удовлетворительного объяснения такого рода колебаниям. Они, возможно, связаны с гравитационным воздействием межзвездных газовых и пылевых облаков, с которыми Солнечная система сближается в ходе периодических осцилляций возле плоскости Галактики [546, 582]. К этой проблеме мы еще вернемся.

Основные постулаты ротационной гипотезы сводятся к тому, что при замедлении вращения экваториальная область испытывает сжатие, полярные — расширение (при ускорении наоборот), возникает соответствующая сеть разломов, направленность дислокаций по которой можно предсказать (см. ниже).

Так как сопутствующие изменения силы тяжести противоположно направлены на полюсах и экваторе, то поднятия и опускания коры (регрессии и трансгрессии) в высоких и низких широтах также различаются по знаку.

Далее, поскольку блоки и слои разной плотности с различным моментом инерции получают несколько различное угловое и центробежное ускорение, то будет происходить: 1) относительное вращение таких блоков на сфере, 2) относительное радиальное (вертикальное) смещение, деформирующее гипсометрическую кривую и 3) проскальзывание на границах ядро/мантия, мантия/литосфера и слоев разной плотности внутри них. Расслоение литосферы [106 и др.] скорее всего связано с последним эффектом. Благодаря резким геофизическим разделам слои коры и мантии, вероятно, получают различные ускорения от внешних воздействий. Так, приливное трение тормозит верхний слой и в меньшей степени (через разделы) подстилающие слои. Подобное рассогласование может служить источником напряжений, разрешающихся тектоно-магматическим кризисом. При этом восходящие

потоки мантийного вещества переносят вращательный момент из глубины к поверхности, выравнивая скорости вращения. Таково одно из возможных объяснений ротационной и тектоно-магматической цикличности.

Упомянем еще об одном гипотетическом факторе — зональном вращении астеносферы [381]. Если в астеносфере существуют зоны с различными скоростями вращения, то их воздействие на литосферу может дать особый тип сдвигов, амплитуда которых возрастает от полюсов к экватору. Трансформные разломы частично отвечают последнему условию.

Ниже мы сопоставим эти предположения с особенностями геодинамики мелового периода.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ФАЗЫ

Тектоно-магматические события группируются в фазы, эпохи и циклы [14]. Фазы в нашем понимании имеют продолжительность не более века меловой геохронологической шкалы (как и века, не вполне одинаковы по длительности) и включают собственно складчатость, тафрогенез, эпейрогенез и сопутствующий им магматизм.

Давно ведутся споры относительно того, отражают ли фазы 1) эпизодичность тектогенеза или искусственное разбиение непрерывного процесса, 2) регулярную периодичность тектонических событий и 3) их планетарный или региональный характер. Эти проблемы имеют непосредственное отношение к механизмам эволюции земной коры. В частности, планетарные фазы предполагают планетарный механизм. Но в понятие планетарной фазы можно вкладывать различный смысл: одновременность событий во всех или нескольких подвижных поясах; их совпадение с событиями на кратонах; упорядоченность событий, следующих друг за другом.

Если движущей силой эволюции земной коры были изменения земного радиуса — контракции, расширение или пульсации, то тектонические фазы должны быть в полном смысле слова планетарными. Плитовая тектоника постулирует известную степень планетарности, но события на аккреционной, субдукционной и трансформной границах плит не только не однотипны, но и не вполне одновременны, активность спрединговых центров не синхронизирована. Действие ротационных сил должно проявиться в определенной широтной зональности тектонических напряжений (см. выше). Классические фазы — позднекиммерийская в начале, австралийская (австрийская) в середине и раннеальпийская в конце мелового периода — скорее отвечают эпохам. Анализ несогласий, связываемых с позднекиммерийской фазой привел Р. Росона и Л. Райли к выводу, что она включает разновозрастные события в пределах ранней волги — поздней рязани и, возможно, более поздние, вплоть до апта. Позднекиммерийская эпоха, таким образом, почти смыкается с австралийской, к которой относят не только среднесеноманские движения, проявившиеся в австрийских Альпах и Пиренеях [307], но и в апте, альбе, на рубеже альба и сеномана. Между нею и раннеальпийской фазой в Европе выделяют средиземноморскую в туроне и субгерцинскую в сеноне. Последняя включает события от позднего турона по сантон и распадается на две подфазы. Мы оставляем название "субгерцинская фаза" за коньяк-сантонскими движениями, включая порубежные турон-коньякские в средиземноморскую.

Американские фазы приблизительно соответствуют европейским. Невадская фаза — кимеридж или граница кимериджа и титона [5] — относится к началу позднекimmerийской эпохи. Диаблонская фаза в берриасе, вероятно, имеет локальное значение [5]. Орегонская фаза [653] приблизительно совпадает с австрийской и в бассейне Мексиканского залива приходится на средний сеноман — несогласная граница Уашита — Вудбайн [630]. Орогенез Санта-Лючия в Калифорнии — субгерцинский [292]. На атлантическом побережье ему соответствуют пред- и постстинские несогласия [611]. Эти фазы хорошо выражены в Карибском регионе. И, наконец, ларамийская эпоха по возрастным пределам (маастрихт—эоцен) перекрывает раннеальпийскую. Патагонские фазы — ранняя, главная и поздняя — датированы соответственно ранним сеноманом, ранним аптом и сантоном—кампаном [465]. Складчатость в бассейне Нигера относят к сантону, субгерцинская фаза.

Восточноазиатские орогенезы Яньшаньский в Китае и Сакава в Японии отвечают позднекimmerийской и австралийской эпохам. К последней в основном относится и новозеландский орогенез Рангитата.

В дальнейшем, вероятно, будут выделены дополнительные тектонические фазы между всеми ярусами. В настоящее время мы хотели бы избежать больших номенклатурных нововведений, но некоторые наиболее важные фазы придется назвать. Мы предлагаем следующие названия: б о р е а л ь н а я — для средневожской фазы, широко проявившейся в северных бассейнах, т и х о о к е а н с к а я — для позднеэокомских тектоно-магматических событий, сыгравших столь важную роль в эволюции Тихоокеанского пояса и земной коры в целом, п е р и а р а б с к а я — для кампан-маастрихтской фазы, наиболее отчетливо выраженной в Перирабской и Периндийской зонах, где к ней относится образование офиолитовых покровов.

Б о р е а л ь н а я фаза характеризуется в первую очередь резкими вертикальными движениями на границах континентальных и океанских плит. Краевые сбросы с амплитудой до 3 000 м сформировали обширные грабены, в которых накапливалась "вельдская" кластика (до 6 000 м на атлантических окраинах). Одновременно формируются обширные базальтовые провинции, самая крупная из которых — Восточно-Бразильская.

Растяжение офиолитовых рифтов в Альпийском секторе по линии Севан—Акера на Малом Кавказе—Нудзян в Тибете, образование камуикотанских, францисканских и аналогичных им по возрасту офиолитов в Тихоокеанском поясе вступает в заключительную фазу. Сопутствующий этим процессам вулканизм в ряде случаев достигает кульминации в поздней юре и затухает в начале мела. Вулканические пояса и флишевые трогги формируются в шовных зонах между блоками Тихоокеанского пояса (Уяндино-Ясачинский, Курьинский, Ребун-Монеронский, Юкон-Коюкукский и др.).

В целом в низких и средних широтах еще господствует режим растяжения (офиолитовые рифты, бразильские базальты), полярные области испытывают поднятие.

Широко распространены перерывы между пелагическими юрскими и терригенными вельдскими фациями (их возрастной диапазон чаще всего титон—нижний валанжин). Перерывы отмечены и в тех случаях, когда

карбонатный мел залегает на юрских вулканитах (Малый Кавказ), эвапоритах (Иран) или граница проходит в карбонатной толще. Когда мы говорим о пограничных перерывах, то имеется в виду концентрация несогласий в интервале от верхней волги до верхней рязани не обязательно на границе волги и рязани или титона и берриаса, согласной в ряде северных [38] и южных разрезов. Складывается впечатление, что в промежутке от позднего титона до берриаса окраины континентов испытали в масштабах времени мелового периода практически одновременно волновое поднятие — опускание.

К Тихоокеанской фазе, поздний неоком, относится начало водружения офиолитовых покровов в Альпийском секторе и Тихоокеанском поясе (Комуикотан, Калифорния), чрезвычайно широко распространены флиш и олистостромы, включая флиш Паломбини в Апеннингах, "блестящие сланцы" Альп, постваланжинские офиолитовые меланжи францисканского комплекса.

Происходит гранитизация вулканических дуг Китаками и аналогичных образований в Тихоокеанском поясе, сопровождавшаяся погружением наложенных угленосных прогибов. Вулканизм проявился также в Апеннингах, на Малом Кавказе, в Карибском поясе, на тихоокеанских плато Шатского, Хесса, Манихики.

Активизация разломов D-системы и растяжение по разломам между Гренландией и Баффиновой Землей, в торге Роколл и грабенах Норвежско-Свальбардского шельфа, излияние базальтов Земли Франца-Иосифа, по-видимому, относятся к тихоокеанской фазе. Она завершает этап накопления "вельдских" фаций и формирование обширных шельфов. Развивается протяженная система дельт по побережьям Северной Атлантики. В Южной Атлантике начинается соленакопление. Распространяются темносланцевые углеродистые фации.

Австралийская фаза, альб—сеноман (в более узком смысле — средний сеноман) ознаменовалась растяжением офиолитовых рифтов Периарабского и Перииндийского поясов. В Периатлантическом, Периарктическом и Индиоокеанском поясах происходит опускание окраин, развитие эпиконтинентальных морей, чаще всего с кратковременными регрессивными эпизодами на границах апта—альба, альба—сеномана, нижнего—среднего сеномана. Орогенез Рангитата в Новой Зеландии, начало орогенного воздымания Восточно-Азиатского пояса и Анд, ранние траппы п-ова Кач и северо-восточной Индии (около 110 млн. лет) могут относиться к этой фазе, хотя основные события здесь произошли позднее..

Периарктический пояс испытывает воздымание, возникают обширные массивы пенеппенизированной суши. Те же процессы развиваются на подводных плато вокруг Новой Зеландии (Тасмантис).

Средиземноморская фаза, турон—коньяк, завершает средне-меловую эпоху. В Периарабском и Перииндийском поясах на эту фазу приходится перерывы между нижними и верхними лавовыми этапами офиолитовых комплексов, в Тихоокеанском и Карибском поясах — пик вулканизма (особенно широкое распространение кислых лав в южной части Восточно-Азиатского пояса), в Атлантике и Индийском океане — активизация линеаментов D-системы, проявившаяся в вулканизме подводных хребтов северо-восточного и северо-западного простираний, обра-

зовании рифтов (или прерифтовом вулканизме) Красного моря, Нармада-Сон в Индии. Траппы провинции Карнатака датированы 93 млн. лет. Вулканы Кабу в Бразилии и Омбе на африканском побережье относятся к средиземноморской фазе.

Для туронского эпейрогенеза характерно, что трансгрессии во многих районах достигают наивысшей точки, после чего следуют очень быстрые регрессии. Такой ход событий установлен в бореальном Европейском бассейне, Северо-Американском внутреннем бассейне (трансгрессия в раннем туроне, регрессия на границе среднего и позднего турона), на Атлантическом побережье (среднетуронские регрессии от Португалии до Бенуэ и Анголы), в бассейне Мексиканского залива, на северной окраине Тетис, в Западной Сибири, на Сахалине. В результате чрезвычайно широко распространены перерывы и/или резкие смены фаций — в Альпах и Карпатах (пред-Газау), в Западной Сибири, на Туранской плите и т.д. Отметим также поднятия и перерывы на Тихоокеанских плато. С позднего турона наметилась асимметрия западного и восточного полушарий: следующему циклу атлантических трансгрессий соответствуют регрессии в Тихоокеанском поясе.

Субгерцинскую фазу предсантонских и сантонских движений следует, вероятно, рассматривать как начало раннеальпийской эпохи. Связанные с нею перерывы широко распространены в Альпах, на Кавказе, в Скалистых горах, Сихотэ-Алине, Карибском регионе, на побережье Мексиканского залива, в бассейне Бенуэ и других местах [581]. Одна из основных фаз вулканической активности диагональных островных цепей (Лайн) и подводных возвышенностей (Хесса) приходится на 85–84 млн. лет. Гранитоиды, датированные 84–83 млн. лет, распространены в Андах, Центральной Америке, Скоттии.

Периарабская фаза на рубеже кампана и маастрихта наиболее отчетливо проявилась в формировании покровов Кипра, южной Турции и северной Сирии, Загроса, Омана, а также в Перииндийском поясе. В других поясах ее трудно отличить от более мощных проявлений ларамийской фазы.

Движения на рубеже мела и палеогена охватили все подвижные пояса, включая юриканско-шпицбергенскую орогению Арктики. Широко распространены процессы гранитизации в Тихоокеанском и Тетическом поясах, Карибии и Скоттии.

К важнейшим событиям следует отнести также вулканизм меридиональных линеаментов Восточно-Африканской рифтовой системы, Индийского (Восточно-Индийский и параллельные ему хребты) и Тихого (Императорский хребет) океанов, начало формирования базальтовой провинции Туле на севере Атлантики, кульминацию деканского траппового магматизма.

Вертикальные движения на границах континентов и океанов привели к почти повсеместным регрессиям и перерывам в осадконакоплении. Перерывы сосредоточены на границах маастрихтского и датского, а также датского и монского (танетского) ярусов. Нам не известны разрезы на континенте без перерывов и/или конденсированных слоев на этих границах или хотя бы на одной из них (в отношении непрерывности датского стратотипа и итальянского разреза Губбио, существуют серьезные сомнения [623]). Смена фаций характерна для большинства разрезов Северной

Европы, Северной Атлантики, Тетического пояса и Индии. В тех случаях, когда граница проведена во флишевых, вулканогенных и карбонатных толщах, смена фаций не столь очевидна, но, как правило, распознается при детальном исследовании.

Рубеж мела и палеогена, подобно рубежу юры и мела, характеризуется в геологическом смысле синхронным быстрым волновым поднятием—опусканием всех плит. Определенное сходство событий в начале и конце периода позволяет считать его единым циклом эволюции литосферы. Австроальпийская фаза делит его на две приблизительно равные части продолжительностью 30—35 млн. лет [9]. Обращает на себя внимание концентрация важных геологических событий в барреме и туроне, тем более что это относительно короткие века. Если считать тихоокеанскую и средиземноморскую фазы завершением раннемеловой и среднемеловой тектонических эпох, то меловой цикл оказывается разделенным на три примерно равные части по 23—24 млн. лет.

Приведенный выше перечень основных событий дает основание говорить о планетарном характере тектоно-магматических фаз и, следовательно, о существовании сил, действующих в масштабах всей планеты. Противоположные тенденции в развитии полярных и низкоширотных областей, указывающие на ротационный механизм (см. выше), проявились в прогрессирующем сжатии всего Тетического пояса в позднем неокоме и затем с турона по конец мела (и далее вплоть до эоцена) при одновременном разрастании коры в Арктическом поясе. Однако брукская, юрикская и шпицбергенская орогении по крайней мере частично перекрываются во времени с аналогичными событиями в Тетическом поясе.

Базальты Тулеанской провинции и Декана имеют близкий возраст. Мы полагаем, что события на рубеже мела и палеогена не вполне сопоставимы с предыдущими меловыми фазами. Если они имели ротационную природу, то изменение скорости вращения выразилось не только в деформации геоида, но и в сферически симметричном распределении напряжений. Конечно, не исключается действие других сил. Периодичность 30—35 млн. лет примерно соответствует периодичности вертикальных колебаний Солнечной системы около плоскости Галактики — 33 ± 3 млн. лет, по [546], показывая, что скорость вращения планеты могла изменяться в результате гравитационного воздействия межзвездных скоплений пыли и газа. Сопоставимый цикл частоты падений крупных метеоритов, установленный краевой статистикой, по-видимому, имеет ту же причину.

РЕГМАТИЧЕСКАЯ СЕТЬ И СДВИГИ

В литосфере, состоящей из плит различной толщины и плотности, ротационные напряжения связаны главным образом с изменением величины и (при смещении полюса) направления полярного сжатия и вращением плит друг относительно друга. Можно ожидать возникновения соответствующих разломных систем. Дополнительными источниками напряжений могут быть, как мы уже упоминали, зональное вращение астеносферы, дающее сдвиги, параллельные границам зон, а также термальная контракция, с

которой мы связываем трещиноватость океанской коры, отраженную в магнитном поле.

Г. Штилле выявил ортогональные и диагональные элементы планетарной регматической сети [614]. Ф. Венинг Мейнес разработал теоретическую модель ротационной трещиноватости (он исходил из представлений о смещении полюса и изменении направления полярного сжатия, но аналогичные результаты получили Н. Стойко и другие исследователи, принимавшие изменение скорости вращения), в дальнейшем модифицированную [63, 139] и подвергнушуюся экспериментальной проверке. В последнее время в подобных построениях используются данные сравнительной планетологии [66]. Анализ регматической сети "замедленных" планет, выполненный Г.Дж. Меллошем [479] показывает, что зона экваториальных надвигов должна находиться между 30° южной и северной широты, диагональные сдвиги — между 30° и 50° в обоих полушариях. В высоких широтах преобладают широтные грабены.

Ротационные напряжения могут расколоть литосферу вдвое тоньше современной [661]. Следовательно, планетарная регматическая сеть должна была возникнуть в архее, когда кора была не только тоньше, но и более однородной по плотности. Последующие деформации развивались в уже раздробленной коре и преимущественно по разломам древней регматической сети. Поэтому мы и сейчас наблюдаем унаследованное развитие разломов, заложение которых относится к глубокому докембрию. Докембрийская регматическая сеть, по-видимому, состояла из линеаментов большой протяженности. Некоторые из них можно распознать и сейчас [699].

Современная регматическая сеть характеризуется правосдвиговыми диагональным разломами северо-западного простирания и левосдвиговыми — северо-восточного. Выделяются S-образные структуры [140, 506], включающие элементы ортогональной и диагональных систем. К ним можно отнести срединноокеанические хребты, рассматриваемые как зоны расширения. В действительности они представляют собой сдвиго-раздвиги, причем отдельные участки почти не имеют раздвигового компонента.

Мы уже отмечали параллельный изгиб Атлантического и Аравийско-Индийского хребтов на экваторе, где они изменяют простирание с меридионального на северо-западное. Основные структуры растяжения — рифты Красного и Мертвого морей, Калифорнийский залив, Рейнский грабен, Байкал — ориентированы преимущественно на северо-запад южнее 32° с.ш., субмеридионально между 30° и 50° с.ш. и на северо-восток вблизи 50° с.ш. Хотя соответствующие разломы большей частью вулканически активны с середины мела, они развивались преимущественно как сдвиги (левосдвиговый компонент различим и сейчас в рифтах Мертвого моря и среднего Рейна), раздвиговый компонент проявился в одних случаях с эоцена, в других — с миоцена.

Аналогично надвиговый компонент проявился сравнительно недавно в правосдвиговых зонах Сан-Андреас и Мендосино, приобретших слегка дугобразную форму. При дальнейшей трансформации сдвига в надвиг плоскость сместителя в типичном случае приобретает наклон около 30° до глубины 60 км, более 40° до 300 км и около 60° до 700 км. Кривизна в плане зависит главным образом от угла падения промежуточного компо-

нента. Подобные зоны Беньофа описаны Г. Беньофом [203] для дугообразных желобов типа Чилийского или Курильского. Возможна обратная трансформация сдвига-надвигов в сбросо-сдвиги, которую, вероятно, претерпели Курильско-Камчатский, Центрально-Американский, Пуэрто-Рико и некоторые другие желоба.

Развитие островодужных систем на западных окраинах, их изгиб преимущественно к востоку или к югу, смещение вулканической активности в этих направлениях (в частности, смещение к востоку малоантильских, южноантильских, курильских и марианских дуг, к югу — алеутской дуги), несомненно, связаны с действием ротационно-инерционных и центростремительных сил Кориолиса и Этвеша [391]. В меловом периоде наблюдается миграция вулканизма к востоку как в Восточно-Азиатском [70], так и в Андийском поясах. Смещение вулканизма в сторону экватора характерно для островных цепей и подводных хребтов (Императорский, Гавайи, частично Лайн и Восточно-Индийский). Чукотско-Охотский сегмент Восточно-Азиатского вулканического пояса начал развиваться несколько раньше, чем Сихотэ-Алинский.

Однако активные островные дуги возникали не только на западных окраинах и часто имели обратную полярность. Ж. Обуэн предположил даже, что мезозойские дуги располагались преимущественно на восточных окраинах [181]. Данные, которыми мы располагаем, показывают, что позднемеловые—раннемеловые дуги существовали и в западной, и в восточной Пацифике, позднемеловые — главным образом вдоль западного побережья. К этой же эпохе, по нашему предположению, относится асимметричное развитие активных дуг на восточной окраине Атлантического океана. Дуги Центральной Америки (Никоя), Скоттии и Гибралтара были обращены к западу. Такую же полярность имели меловые дуги Тайваня-Лусона и, судя по взаимоотношению парных метаморфических поясов Хидака—Камуикотан, кайнозойские дуги Хоккайдо. Современные инвертированные (относительно преобладающей полярности) системы дуга—желоб типа Манильской, возможно, имеют реликтовый характер.

К средне меловой тектоно-магматической эпохе можно достоверно отнести активизацию разломов диагональной системы, к которым в Северной Атлантике относятся трог Рокколл, юго-восточный Ньюфаундлендский хребет и пересекающий его Spur Ridge (*J*-хребет), Ново-Английские подводные горы, на юге — Китовый хребет и Риу-Ранди, в Индоокеанском поясе разломы Оуэн-Меррей, Красноморский, Нармада-Сон, в Тихом океане — Маршалловы острова, Кросс Тренд северо-западного, горы Неккер, возвышенность Шатского северо-восточного простирания и др. (рис. 35).

Направление сдвигов не всегда ясно, но о геодинамическом режиме можно судить по характеру вулканизма. Толейтовые базальты преобладают при растяжении, тогда как в условиях сжатия по разломам поднимается магма с более высоким флюидным давлением. Наблюдаемый в течение средне меловой эпохи и позднее переход от толейтовых базальтов к более кислым лавам со щелочным уклоном, очевидно, отражает смену растяжения сжатием. Соответственно сдвиговые дислокации поочередно приобретали раздвиговой и затем надвиговой компоненты.

Характерной чертой ларамийской фазы можно считать активизацию меридиональных разломов Восточно-Африканской рифтовой системы,

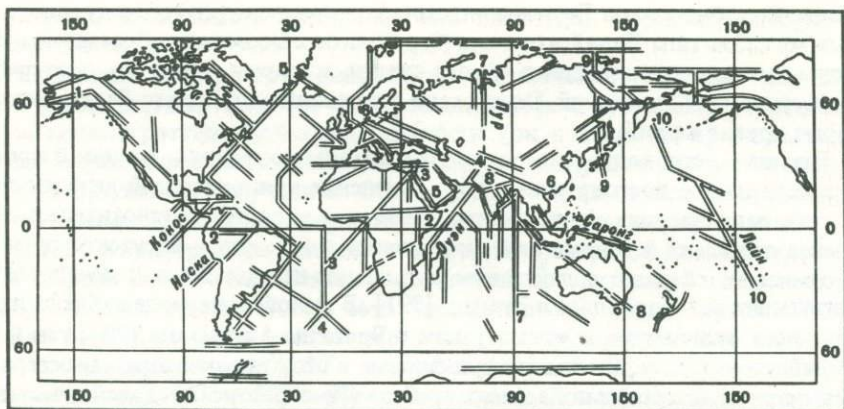


Рис. 35. Схема основных разломов ортогональной и диагональных систем, для которых известна или предполагается активность в меловом периоде
 Цифрами обозначены линии: 1-1 – Тинтина – Рио-Гранде, 2-2 – Амазонская зона – Романш–северная граница Гвинейского залива – Аденский залив, 3-3 – Гвинейский хребт – Камерунская линия – залив Искендерон, 4-4 – хребт Китовый – хребт Оуэн – разлом Чаман, 5-5 – залив Скорсби – Фарерские острова – Северное море – Вардарский рифт – Красное море (линия Зондера [699]); возможно также продолжение линии 5 по 6-6 – Припятско-Днепровско-Донецкий прогиб – Эмбенский грабен – Каракорум – Ханойский разлом; 7-7 – Ямало-Пуровская зона – Восточно-Индийский хребт (90-го градуса); 8-8 – Годавари–Семангко-Фицрой – Гипсленд; 9-9 – поднятие Ломоносова – Сетте-Дабан–Меридиональный разлом Сихотэ-Алиня – Итоигава-Сидзуока; 10-10 – Императорский хребт – о-ва Лайн

Восточно-Индийского (90°), Императорского хребтов и других линеаментов ортогональной сети. Мы полагаем, что это явление отражает сферическое распределение напряжений (см. предыдущий раздел), тогда как активность D-систем связана преимущественно с деформирующими напряжениями сжатия в экваториальной зоне, растяжения в полярных областях (или наоборот при увеличении скорости вращения).

Регматическая сеть в первоизданном виде развита в пределах крупных однородных участков земной коры. Плотностная неоднородность служит основой делимости коры на блоки, которые под действием ротационно-инерционных сил испытывают вращение. Соответственно на границах блоков происходят сдвиги, главным образом по разломам основной регматической сети, но трансформированным таким образом, что они образуют более или менее сплошное сдвиговое кольцо. Например, разломные зоны Оуэн, Загрос, Мертвое море и Красноморский рифт вместе образуют кольцевую сдвиговую зону вокруг Арабской плиты. Аналогичную роль играют разломы Шанский, Каракорумский и Чаман в отношении Индийской плиты (см. рис. 8).

В середине мелового периода эти сдвиги имели более или менее значительный раздвиговой компонент, формировались перирабские и перииндийские офиолиты. В дальнейшем произошла их трансформация в сдвиго-надвиги, водрузившие офиолитовые покровы на окраины плит.

В предыдущих главах было показано, что границы континентов и океанов представляют собой, по крайней мере в большинстве случаев, протя-

женные сдвиговые зоны. В Периаρκтическом поясе это начиная с позднемеловой эпохи по преимуществу сдвиго-сбросы, сформировавшие систему грабенов от Динкум в дельте Маккензи до Форленсунн-Сенья вдоль шельфа Норвежского моря и Свердрупского бассейна Канадского Арктического архипелага. В Атлантике прямолинейные участки побережий от мыса Кабу-Бранку к югу до мыса Горн и к северу до о-ва Тринидад, вдоль Блэйк-Багамского эскарпа и затем от Флориды до Ньюфаундленда определяются сдвигами северо-восточного и северо-западного простираний. На противоположной стороне сдвиговая зона образует северное ограничение котловины Бискайского залива и прослеживается вдоль банок Поркюпайн и Роколл вплоть до Гренландии. Несомненно, сдвиговую природу имеет побережье Гвинейского залива. В Индоокеанском поясе сдвиг Оуэн-Чейн продолжается вдоль сомалийского побережья. Сдвиговая зона юго-восточного простирания прослеживается от Занзибара по Мозамбикскому проливу и Мадагаскарскому хребту. Восточная сдвиговая зона включает разломы Бок-Бак на по-ве Малакка, Семанкго на Суматре, Лембанг на Яве и Зондский желоб.

Антарктика, по-видимому, окружена сплошной сдвиговой зоной, элементы которой проходят через основание Антарктического полуострова и от Земли Элсуорта до Земли Королевы Виктории (грабен Бауэрс).

Тихоокеанский пояс по существу представляет собой "мягкую" буферную зону между не вполне равновеликими полушариями, асимметричными в отношении толщины и плотности коры. Представление о вращении Тихоокеанской плиты в целом против часовой стрелки выдвинуто Г. Бенюфом и поддержано Ч. Алленом, У. Таннером и другими исследователями [165, 188, 203, 626]. Действительно, вся американская окраина от разлома Атакама на юге до Тинтина и Кальтаг на севере представляет собой сплошную правосдвиговую зону. Однако на западной окраине известны левые сдвиги (например, Филиппинский разлом), как-будто противоречащие этой концепции.

Мы полагаем, что Филиппинский разлом и другие левые сдвиги связаны с движениями плит окраинных морей, тогда как вращение Тихоокеанской плиты на западе обеспечивается системой правых сдвигов от Фосса-Магна до Альпийского разлома Новой Зеландии. Может быть, с поворотом Тихоокеанской плиты в меловом периоде связано появление Кросс-Тренд островных гряд.

Поскольку северное и южное полушария также различаются по размерам (южное несколько больше), толщине и плотности коры, то и между ними существует зона проскальзывания в виде крупных экваториальных сдвигов, проходящих по Амазонской рифтовой системе, желобу Романш, северной окраине Гвинейского залива, п-ова Сомали и на востоке в виде Папуа-Соломоновой левосдвиговой зоны. По этой системе разломов северное полушарие смещается к западу относительно южного. Об ее активности в меловом периоде свидетельствует вулканизм Амазонки, побережья Гвинейского залива и чрезвычайно мощный офиолитовый комплекс Папуа.

Крупносдвиговые зоны проходят по Карибскому и Тетическому поясам, а также около 50° в обоих полушариях (Южно-Антильская и Байкальская зоны). При этом сочетание субширотных сдвигов противоположного знака дает смещение плиты параллельно экватору (Карибская плита

смещается к востоку по левосдвиговой зоне на северной и правосдвиговой на южной границе; аналогичное смещение Тибета дают левые сдвиги Алтынтага и Куньлуня в сочетании с правым сдвигом Каракорум—Салуин). Крупносдвиговая экваториальная зона [78] соответствует минимуму кориолисовой силы. Примечательно, что она, как и зона 50° , отчетливо выражены в атмосферной циркуляции. Заметим также, что Тетический пояс в целом наклонен к экватору под углом около $23-25^\circ$, соответствующем наклону эклиптики ($23,5^\circ$) — еще одно указание на действие ротационных сил (смещающих низкоширотные поднятия в плоскость эклиптики?).

ОФИОЛИТЫ

Офиолиты, как мы видели, — постоянный атрибут меловых подвижных поясов. Хотя споры об их природе не утихают и в большинстве текущих публикаций можно встретить утверждение, что это блоки океанской коры и верхней мантии, обдуцированные с погружающейся плиты (или коры тыловых морей, надвинутые при коллизии островной дуги с континентом), ситуация начинает проясняться благодаря изучению океанской коры и особенно трансформных зон. Новые данные, полученные с помощью глубокого бурения [170, 442], показали, что отождествление тектонитовой и кумулятивной зон офиолитовых комплексов с верхней мантией и корой океанской литосферы (весьма различного строения в Атлантическом и Тихом океанах) основаны на поверхностных аналогиях. Практически во всех крупных трансформных зонах и узловых бассейнах на пересечении со срединными хребтами развиты альпинотипные гипербазитовые тектониты и кумулятивные габброиды с дайковыми и лавовыми комплексами. Эти ассоциации отвечают общепринятому сейчас определению офиолитов, предложенному Пенроузской полевой конференцией в 1982 г. [530]. В зоне трансформного разлома Кларин гипербазиты и габброиды надвинуты на долеритово-базальтовый этаж [117]. Подобные соотношения нередко наблюдаются в древних пакетах покровных чешуй на континентах.

На гипербазитовом поднятии в разломной зоне западнее португальского побережья глыбы серпентинитов и габбро громоздятся на террасированных утесах и образуют россыпь на склонах, покрытых серпентинитовым песком — будущим матриксом офиолитовой олистостромы [436].

Перидотитовые массивы образуют небольшие острова на краю осевого рифта Красного моря, представляющего собой левосторонний сдвиго-раздвиг. Они сложены свежими лерцолитами и гарцбургитами в окружении контактно метаморфизованных известняков и сланцев. По гравиметрическим данным, это лишь верхушка гораздо более крупного тела, выжатого в виде разогретой полупластичной массы по осевому рифту [618].

Глубоководные желоба Тонга, Пуэрто-Рико, Центрально-Американский, в которых обнаружены офиолиты, сейчас представляют собой по преимуществу сдвиго-раздвиговые зоны.

Таким образом, места образования офиолитов, их поднятия и надвигания на окружающие массивы океанской или континентальной коры — это сдвиговые зоны. Мы уже отмечали, что блоки литосферы, отличающиеся по плотности от своего окружения, обрамлены кольцевыми сдвиговыми зонами, по которым развиваются офиолитовые швы (рис. 36).

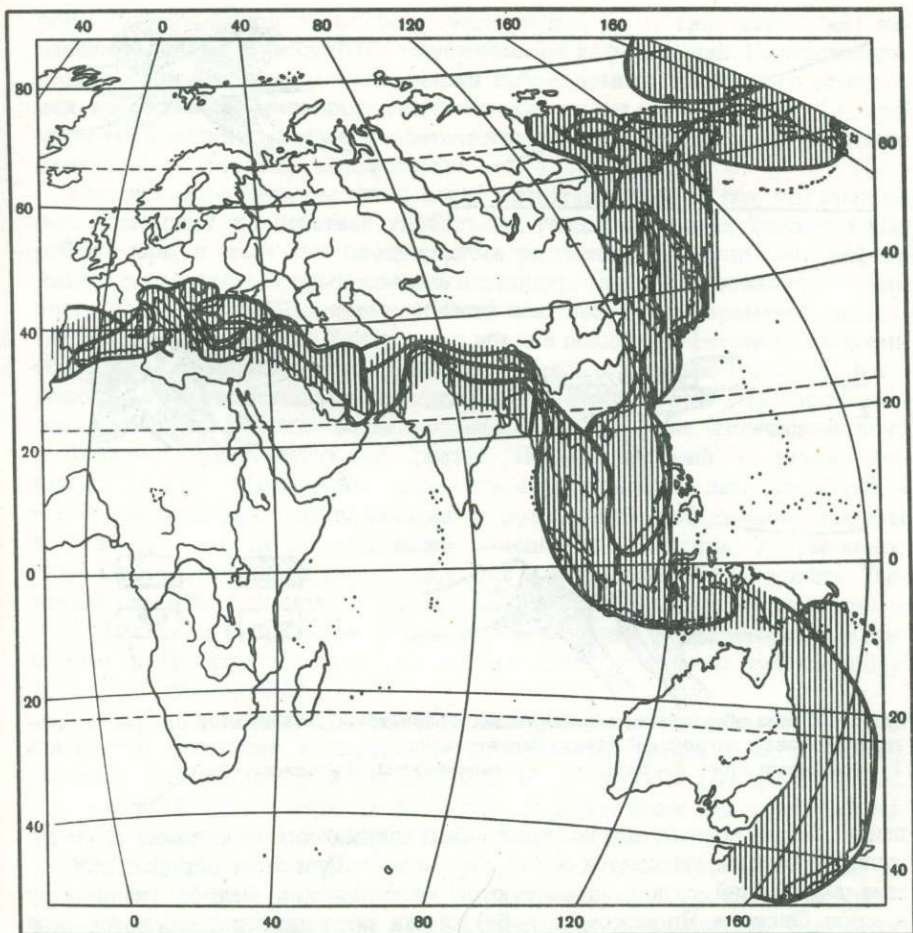


Рис. 36. Схема островных блоков Тетического, Тихоокеанского и Периаρκтического поясов, консолидированных к началу и в течение мелового периода (заштрихованы)

Механизм образования и шарьирования офиолитов, по-видимому, заключается в (имеющей ротационную природу) периодической смене сдвигораздвиговых дислокаций сдвига-надвиговыми, в ходе которых происходит поднятие расплавленной пикритовой мантии [88] по "зияющему" ("leaky") сдвигу, ее кристаллизация в условиях ослабевающего сверху давления, затем отделение и надвигание офиолитовой пластины. Условия метаморфизма при этом изменяются от высокотемпературных низкобарических к высокобарическим низкотемпературным. Состав эффузивов эволюционирует от толеитового к известково-щелочному и щелочному. Верхние лавовые этажи систематически отличаются от нижних (по преимуществу толеитовых) развитием андезитобазальтов, трахитов и риолитов. Это явление, часто объясняемое удалением от спрединговой оси, в действительности, видимо, связано со сменой растяжения сжатием. При образо-

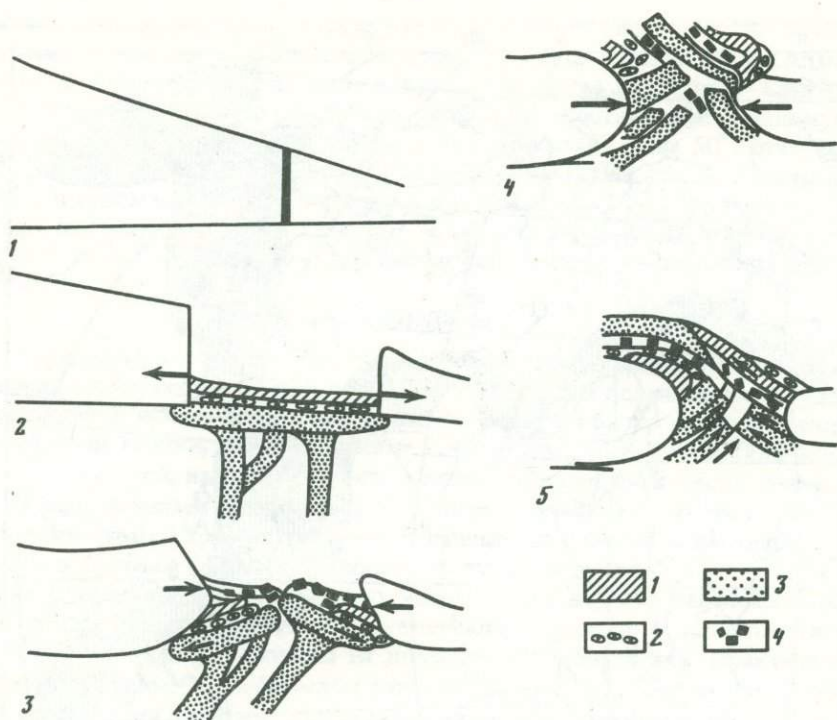


Рис. 37. Схема образования и деформации офиолитовых комплексов при смене сдвиго-раздвиговых дислокаций сдвиго-надвиговыми

1 – осадочный слой; 2 – базальты; 3 – гипербазиты; 4 – олистостромы

вании аккреционных призм чаще всего происходит надвигание дуги на желоб, который смещается в сторону океана. При этом породы, слагающие внутренний склон, шарьируются на отложения желоба (например, покров Оясио в Японском желобе), а эти последние поддвигаются под внешний вал. Возможно развитие ретрошарьяжей и встречных надвигов по схеме "треугольника" [387], создающих сложную мозаику покровных пластин. Тектоническое дробление покрова дает безматриксный меланж или клиппы, которые вовлекаются в крупноглыбовые меланжи последующих генераций (рис. 37).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Не говоря уже о многочисленных противоречиях геологического и геофизического характера, тектоника плит не может считаться законченной каузальной теорией, поскольку предполагаемые изменения геометрии и скорости спрединга не объяснены. "Линейные" магнитные аномалии скорее всего возникли при охлаждении коры после раннеюрского теплового события (предполагается, что охлаждение и параллельное развитие трещиноватости в результате тепловой контракции коры распространялось от периферии к срединному хребту).

Ротационная модель обладает большей объяснительной и предсказатель-

ной силой, опирается на реально действующий (а не гипотетический) механизм и лучше согласуется с геологической информацией. Палеонтологические подтверждения экстраполяции наблюдаемого приливного замедления вращения на минувшие геологические эпохи недостоверны. Склерохронометрические данные свидетельствуют о периодическом характере изменений скорости вращения Земли.

Тектоно-магматические фазы носят планетарный характер, что само по себе указывает на действие глобальных геодинамических факторов. На рубеже юры и мела еще продолжалось растяжение офиолитовых рифтов Альпийского пояса, формировалась низкоширотная базальтовая провинция восточной Бразилии. Полярные области испытали кратковременное поднятие. Интенсивное сжатие Тетического пояса в позднем неокоме (тихоокеанская фаза) сопровождалось развитием высокоширотных грабенов. В середине мела происходило расширение Периарабской и Перииндийской зон, полярные области снова воздымались. С турона Тетический пояс испытывает прогрессирующее сжатие, Периарктический — разрастание коры. Хотя эта схема может измениться с уточнением датировок, она в целом соответствует представлению о ротационной деформации планеты и указывает на прогрессирующее замедление вращения, прерываемое эпизодами ускорения в начале, середине и конце мелового периода. Терминальная фаза отличается от предыдущих сферически симметричным распределением напряжений (одновременные фазы складчатости в Тетическом и Периарктическом поясах, магматические фазы тулеанской и деканской провинций).

В основе тектонических деформаций лежит регматическая сеть докембрийского заложения, возникшая на относительно тонкой коре. Широтное распределение напряжений свидетельствует о действии ротационных сил. В середине мелового периода наблюдается активизация диагональных линейментов, в конце — преимущественно ортогональных.

Между блоками, различающимися по толщине и плотности коры, на основе планетарной регматической сети формируются протяженные сдвиговые зоны, контролируемые их относительные смещения. Так, тихоокеанская плита испытывает вращение против часовой стрелки по правосдвиговой системе, проходящей вдоль американской окраины и на западе от Итогава (Фосса Магна) к Альпийскому сдвигу Новой Зеландии.

В этих зонах периодически проявляются раздвиговой и надвиговой компоненты с формированием вулканических дуг, изогнутость которых зависит от морфологии надвига. Образование и шарьирование офиолитов, а также эволюция вулканизма от толеитового к щелочному связаны с динамикой сдвиго-раздвиговых и сдвиго-надвиговых дислокаций.

Раздел III

ФАЦИИ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, КЛИМАТ

В этом разделе затронуты проблемы, волнующие не одно поколение исследователей, посвященная им литература уже практически необозрима. Произведенный нами отбор фактов и гипотез, естественно, не отражает всего разнообразия мнений. Мы начем с фаций и в дальнейшем используем полученную от них палеогеографическую информацию.

ФАЦИИ

В меловом периоде, как известно, появились особые карбонатные (мел) и кремнистые (опоки) породы. Сапропелевые фации получили исключительно широкое распространение. Этот период выделяется среди прочих масштабами захоронения карбонатного и органического углерода.

Характерными меловыми фациями (частично заходящими в смежные юрскую и палеогеновую системы) можно считать 1) кремнисто-карбонатные отложения типа Майолика, свойственные относительно глубоким бассейнам с океанской корой, 2) мел – мергельные ритмы мелких эпиконтинентальных морей, 3) углеродистые (сапропелевые) фации бассейнов с застойными условиями и апвеллинговых зон (рис. 38). Кремнистые бескарбонатные фации распространены главным образом в Арктике.

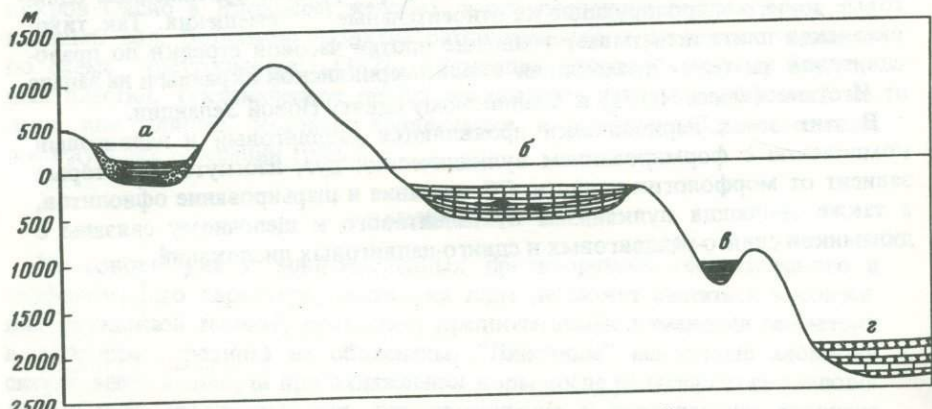


Рис. 38. Схема основных фациальных типов меловых отложений

Слева направо: а – озерные битуминозные "бумажные сланцы"; б – мел-мергельные циклотемы эпиконтинентальных морей; в – кластические углеродистые и г – кремнисто-карбонатные океанские осадки. Цикличность во всех случаях, вероятно, связана с периодами увлажнения – иссушения климата и отражает орбитальные циклы

Примечательно, что океанское окремнение совпало с появлением платформенной опоковой формации [131]. Сапропелевые "бумажные сланцы" стратифицированных рифтовых озер можно считать аналогом морских тонкослоистых сапропелевых фаций.

Кремнисто-карбонатные циклы

На альпийских офиолитах обычно залегает черт — литифицированные крепкие, нередко яшмовидные полосчатые или конкреционные силициты, переходящие кверху в чередование кальционелловых известняков и кремней. Возрастной предел этих фаций — от верхнего титона до готерива, верхние горизонты уже не содержат кальционелл [247].

В Умбрийском бассейне эти отложения известны как свита Майолика. С ними нередко сопоставляют кремнисто-карбонатные меловые толщи циклического строения, развитые в других складчатых поясах (особенно в Карибии), а также вскрытые глубоководным бурением в Атлантике и Тихом океане. Условия образования этих фаций вызывали интерес еще в начале века, так как с ними был связан дискуссионный вопрос о глубине альпийских юрско-меловых морей и происхождении офиолитов [см. 372]. После открытия аналогичных донных отложений в Атлантике [210, 211] их окончательно признали глубоководными, хотя оценки глубины продолжают варьировать в довольно широких пределах (отметим, что представление о глубоководности меловой Атлантики подтверждается теми же фациями — здесь явная циркулярность выводов).

Поскольку кремнистые и кремнисто-карбонатные фации залегают на офиолитах, их считают пелагическими осадками срединноокеанических хребтов, обычная глубина которых 2500—2700 м. Мы принимаем иной механизм образования офиолитов (см. раздел II). К тому же альпийский черт и Майолика — это в основном турбидиты, в них встречаются песчаные прослои и даже стволы араукарий [159], которые едва ли могли быть перенесены турбидными потоками на большую глубину.

А. Боселлини и Е. Уинтерер разработали модель смены альпийских фаций от цефалоподовых известняков (*ammonitico rosso*) до полосчатых радиоляритов (черт) с углублением бассейна. Майолика занимает в ней промежуточное положение. Решающее значение имеет положение осадков относительно четырех уровней карбонатной компенсации (УКК) — кальцитовой компенсации, кальцитовой лизоклины, арагонитовой компенсации и арагонитовой лизоклины. Сейчас УКК находится примерно на глубине 4500—5000 м, но испытывает колебания в зависимости от биологической продуктивности, притока терригенного материала, pH и других факторов. Лизоклина кальцита совпадает с границей глубинных водных масс на 3000—4500 м. Компенсация арагонита происходит на глубине 1000—3000 м (2600 — птероподовые илы), арагонитовая лизоклина не изучена. Последовательность: шельфовые известняки с арагонитовыми раковинами — *ammonitico rosso* с частичным замещением арагонита кальцитом в виде конкреций, скрепленных арагонитовым цементом — Майолика без арагонитовых раковин, но с кальцитовыми челюстными аппаратами (аптихами) — черт (на офиолитах) может отражать постепенное углубление бассейна от первых сотен метров до 2700 м (офиолиты). Предполагается, что меловые уровни

компенсации и лизоклины подняты относительно современных примерно на 500 м. Отсутствие в мелу фаций типа цефалоподовых известняков объясняется общим обеднением меловых океанов арагонитом и расхождением уровней кальцитовый и арагонитовой компенсации. Резкое увеличение продуктивности планктонных фораминифер в мелу дало сдвиг карбонатного осадконакопления от шельфовых морей к океанским котловинам и депрессию УКК, тогда как арагонитовая компенсация осталась на юрском уровне. Дальнейшее опускание УКК привело к тому, что на "новой коре" отлагались уже карбонаты, а не черт [226].

Эта весьма стройная гипотеза нуждается, однако, в некоторых коррективах. В черте встречаются аптики, и он не отложился ниже уровня карбонатной компенсации, а скорее всего развился путем окремнения кальцитовых турбидитов [372]. Чертификация в условиях высокого геотермического градиента над неглубоко залегающим гипербазитовым телом происходит сейчас в турбидитах и диатомовых илах Калифорнийского залива [500].

Чередование известняков и кремней легче объяснить колебаниями УКК, чем непрерывным изменением глубины бассейна. В надфиолитовых толщах эти колебания, вероятно, обусловлены гидротермальной активностью, периодически уменьшающей рН и соответственно осаждение карбонатов. Чертификация практически аналогична образованию ферроманганитов типа умбры над периарабскими офиолитами (К. Хсю отмечает ферроманганитизацию цефалоподовых известняков — явление того же плана). Различие возникает главным образом за счет химизма гидротерм (вулканы альпийских и периарабских офиолитов тоже различны) и, по-видимому, не связано с глубиной [118].

Чередование известняков и кремней в океанах пытались объяснить тем, что океанская плита во время их накопления проходила экваториальную зону высокой биологической продуктивности, где УКК понижен. Кремнистые илы распространены по обе стороны этой зоны и небольшие смещения давали переслаивание в разрезе [353]. Эта гипотеза постулирует диахронность кремнисто-карбонатных толщ в пределах Пацифики, тогда как в действительности они практически одновозрастны от возвышенности Шатского до Манихики.

Более вероятно, что в условиях теплого климата и ослабленной циркуляции меловой УКК был неустойчив и легко поднимался под влиянием донных течений. Развитие циркуляции на рубеже мела и палеогена сдвинуло его почти к поверхности [691]. Далее мы более подробно остановимся на этом вопросе.

Карбонатные циклы

Новые сведения о продуктивности кокколитофорид в современных шельфовых морях получены с помощью спутников [367]. В Северной Атлантике области цветения фитопланктона распознаются как пятна с высокой отражательной способностью вдоль края европейского шельфа между 45 и 60° с. ш. Они концентрируются вблизи изобаты 200 м с апреля по июнь при средней температуре водной поверхности 12,5–13,5°.

Эти весенне-летние цветения кокколитофорид рассматриваются как

наиболее важный источник органического углерода и кальцита в осадках шельфа и верхнего континентального склона. Они дают около $10 \text{ г} \cdot 10^{-2} \text{ м}$ или $7,2 \cdot 10^4 \text{ т}$ кальцита в верхних 60 м толщии воды. Общая годовая продукция кальцита по меньшей мере на порядок больше. Верхний склон рассматривается и как основная область накопления органического и карбонатного углерода.

Продуктивность кокколитофорид во время накопления пясчегю мела могла быть существенно выше приведенных здесь цифр или, при того же порядка продуктивности, сказывалось меньшее развитие турбидных потоков и донных течений, переносящих пелитовую взвесь. Карбонатный материал, вероятно, осаждался в меньшем диапазоне глубин. Дополнительным фактором могло быть относительно низкое содержание в меловых морях иона Mg_2^+ , влияющего на осаждение кальцита (юрское накопление доломитов вызвало дефицит магния). К концу периода содержание магния, вероятно, возрастает в результате интенсивного осаждения кальцита. Большое влияние на карбонатонакопление имела крайне слабая циркуляция вод океанов и внутренних морей. В этом убеждают следующие факты.

Для отложений эпиконтинентальных морей характерно ритмическое чередование мелов, известняков, различных мергелей. Такие толщии имеют полициклическое строение. Известняково-мергельные куплеты мощностью 10–50 см образуют пачки, на границах которых меняется характер переслаивания. Хотя цикличность может в принципе отражать периодические колебания пелитового и/или скелетного карбонатного компонентов в связи с колебаниями уровня моря, климата, УКК или продуктивности биоты, специальные исследования показывают, что причина в основном диагенетическая и заключается в перераспределении карбонатов. Поровые воды выносят их из одного слоя и переотлагают в другом, цементируя его и предохраняя от дальнейшего гравитационного сжатия. В результате возникают различия в карбонатности, плотности и мощности (слой, теряющий карбонаты, может сжаться до глинистой примазки). В то же время диагенетическое перераспределение кальцита контролируется первичными неоднородностями, в частности содержанием раковин, конкреций и других объектов, влияющих на пористость. В силу этого, как показали многочисленные работы Г. Айнселе и других исследователей, карбонатные циклы все же отражают периодические изменения среды осадконакопления.

Некоторые тафономические наблюдения в крымском разрезе могут оказаться полезными для изучения этой проблемы. Разрез сеномана на междуречье Качи и Бодрака подробно описан [99] и состоит из чередующихся крепких известковистых и мягких глинистых мергелей мощностью около 50 см и 10 см соответственно. Крепкие известковистые мергели содержат пиритовые конкреции, ядра аммонитов и двустворок, растительный детрит, среди которого встречаются перышки папоротников и редкие остатки насекомых. Отметим находки наряду с ядрами арагонитовых раковин аммонитов. Мягкие глинистые мергели отличаются тем, что в них нет пирита, раковины аммонитов сохраняются реже, но наблюдались скопления их челюстных аппаратов. Часто встречаются фекальные тельца различной формы и трубочки полихет, стенки которых выложены растительным детритом (табл. IV). Различимы по крайней мере три типа

фекальных телец 1) цилиндрические, на концах приостренные, длиной около 2 мм, в виде цепочек или неправильной формы скоплений; 2) округло-эллиптические диаметром около 0,2 мм; 3) овальные уплощенные, длиной 0,7 мм, твердые, угольно-черные с блестящей поверхностью. Фекальные тельца аналогичной формы встречаются в различных таксономических группах фильтраторов, живущих на литорали, в лагунах и эстуариях. Тип 1 скорее всего принадлежит декаподам, типы 2—3 — полихетам. Показано, что фекальные тельца этих организмов могут быть важным компонентом биогенного накопления глинистых осадков, обогащенных органическим углеродом и подверженных глауконитизации.

Разнообразная фауна зарывающихся фильтраторов указывает на хорошо аэрируемые условия. Примечательно, что в подобных условиях сохранились преимущественно кальцитовые челюстные образования, тогда как арагонитовые раковины не встречаются.

Очевидно, цикличность отвечает чередованию гумидных и аридных фаз. В гумидную фазу увеличивался приток речных вод, выносящих растительный детрит, происходило опреснение верхней части водной толщи, препятствующее циркуляции, развивалась аноксия на границе воды и осадка (пирит); в аридную восстанавливалась циркуляция и снабжение придонных слоев кислородом, уровни карбонатной компенсации смещались кверху и дно бассейна оказывалось выше арагонитовой лизоклины.

Сейчас в Средиземном море развивается местная циркуляция в результате охлаждения поверхностных вод. Однако при опреснении они не достигают достаточной плотности, чтобы опуститься и заместить глубинные воды, возникает аноксия [372]. В мелких меловых морях развивались аналогичные процессы, притом с определенной регулярностью, на которую указывает ритмичность мел-мергельных толщ. Э. Кауффман полагает (устное сообщение), основываясь на радиохронметрических данных, что периодичность карбонатных циклов сопоставима с циклами Миланковича (колебаниями орбитальных параметров, в частности эксцентриситета орбиты, около 100 тыс. лет).

Действительно, циклы Миланковича проявляются в средних широтах как чередование сухих и влажных периодов. Описанный выше карбонатный цикл отвечает длинному периоду колебаний эксцентриситета, около 400—500 тыс. лет при скорости осадконакопления около $12-15 \text{ см} \cdot 10^{-3} \text{ лет}$ или периоду наклона эклиптики 40 тыс. лет при $0,3-5 \text{ см} \cdot 10^{-3} \text{ лет}$.

Углеродистые фации

За последние десятилетия выявлена роль меловых отложений как основного поставщика нефти и газа [74, 420, 490, 492]. Этому вопросу мы посвятили специальный раздел. Пока же отметим только, что главные интервалы концентрации углеводородов в наземных и шельфовых бассейнах — титон—валанжин и апт—турон. В океанских отложениях выделяют два основных интервала — поздний баррем—поздний альб, поздний сеноман—ранний турон и второстепенный коньяк—сантон [337, 577, 643].

Обогащенные органическим углеродом отложения, вскрытые скважинами глубоководного бурения — это черные или темно-серые аргиллиты и алевролиты, а также мергели и известняки [219]. Органическое вещество

как морского, так и наземного происхождения, последнее в ряде случаев преобладает [635, 641]. Характерна миллиметровая слоистость. Анаэробные условия возникали на границе воды и осадка, поэтому зарывающиеся организмы здесь жить не могли. Встречаются лишь представители эпибентоса (иноцерамы главным образом) и остатки пелагических организмов.

Аналогом этих океанских фаций считают черные аргиллиты Ливелло Бонарели, широко распространенные в Апеннинях [210, 335]. Они выделяются на фоне карбонатного осадконакопления как бескарбонатный кремнистый интервал (верхний сеноман—нижний турон) с содержанием S_{org} до 16%. Ритмическое строение этой толщи соответствует чередованию известняков и мергелей в других частях разреза.

Очень тонкая слоистость характерна для забайкальских черных "бумажных сланцев", мощные пачки которых залегают среди более толсто-слоистых песчано-алевролитовых ритмов. На границах ритмов встречаются озерные мергели, содержащие исключительно обильные остатки водных насекомых. Миллиметровые варвиты в этих мергелях, по-видимому, соответствуют слойкам "бумажных сланцев".

Условия для образования углеродистых фаций разнообразны. Дефицит кислорода возникает в крупных озерах (Маракайбо, Танганьика), в дельтах таких рек, как Ориноко, в окраинных (Балтийское) и внутренних (Черное, Средиземное) морях, апвеллинговых зонах вдоль западных побережий континентов, а также в открытом океане [277]. Для вельдских битуминозных фаций, очевидно, предпочтительна модель Маракайбо — обширного озерного водоема, существующего с олигоцена и периодически соединявшегося с морем [547]. В разрезе донных отложений чередуются пресноводные и лагунные фации. Связь с морем была прервана в плейстоцене и возобновилась при повышении уровня моря на 60 м. Сейчас морская вода поступает в озеро в сухой сезон, когда его уровень падает. Соленая вода опускается на дно, и антициклоническое течение сгоняет ее к центру озера, где возникает анаэробная зона. Голубые сапропелевые глины этой зоны на юго-западе сменяются дельтовыми осадками. Немногие морские организмы живут в озере. По продуктивности фитопланктона Маракайбо, вероятно, превосходит все другие озера. Продуктивность контролирует фосфор, поступающий из анаэробной зоны.

Для нефтеносных авлакогенов возможны аналогии с Калифорнийским заливом, где развита апвеллинговая зона и органическое вещество захороняется преимущественно в средней части шельфа [125]. Отметим, что и в Черном море органическое вещество скапливается в относительно мелководных илах, за пределами зараженной зоны. На глубине более 200 м накапливается микрослоистый пелитовый ил с карбонатными и кремнистыми прослойками из кокколитофорид и диатомовых, содержание органического углерода достигает 20%.

Мы уже касались вопроса о происхождении углеродистых фаций в разделе I. Их чередование с пестроцветными фациями, остатки моллюсков, преобладание органического вещества наземных растений — все это указания на умеренную аноксию без сероводородного заражения на глубине не более 600—1000 м. Основные механизмы, которые привлекают для объяснения аноксии, — высокая биологическая продуктивность, особенно в апвеллинговых зонах [576], приток соленых вод из Тетис и эпиконти-

нентальных морей, способствующий развитию плотностной стратификации, растворение юрских и нижнемеловых солей (тот же эффект), опреснение поверхностных вод реками.

Аналогичные процессы описаны в Средиземном море, где растворение мессинских солей и опреснение Нилом в периоды увлажнения способствуют развитию донной аноксии [559].

Общей предпосылкой распространения углеродистых фаций в меловом периоде была высокая биологическая продуктивность в сочетании с ослабленной океанской циркуляцией, которая, в свою очередь, объясняется низким экваториально-полярным температурным градиентом (см. ниже) и относительной изоляцией глубоководных котловин, окруженных поднятиями. Углеродистые фации достаточно часто встречаются среди вельдских паралических и лагунных отложений. В океане они распространились в основном после тихоокеанской тектоно-магматической фазы (раздел II). Причиной могло быть образование проливов и возникновение "эстуарного" режима (приток глубинных вод, отток поверхностных), для которого характерны подобные фации [205, 640] как в Атлантическом (по отношению к Тетис), так и в Тихом (по отношению к Атлантике) океане. Ассоциация с фосфоритами и холодноводной фауной указывает на апвеллинги. К вопросу о течениях мы еще вернемся. Пока же отметим корреляцию океанской аноксии с расширением эпиконтинентальных морей и образованием обширной системы дельт на западном и восточном побережьях Атлантики. Эти совпадения позволяют предположить совместное действие таких механизмов, как подавление психросферы притоком теплых соленых вод из Тетис и эпиконтинентальных морей и опреснение поверхностных вод реками, выносящими большое количество органического вещества наземных растений, особенно в местах развития мангров (гирмериелловые с пыльцой *Classopollis* могли расти на мангровых болотах, см. ниже; область их распространения примерно соответствует поясу углеродистых фаций между 60° с. ш. и 55° ю. ш.).

Значение притока пресных вод помогает понять природу ритмичности углеродистых фаций. Подсчитано, что продолжительность циклов составляет от 20 000 до 50 000 лет [256, 474]. Они, таким образом, сопоставимы с циклами Миланковича (прецессии — около 24 000 лет, совместный цикл наклона эклиптики и прецессий — около 59 000 лет). Причиной могло быть периодическое увлажнение — иссушение средних широт, влиявшее на уровень опреснения и развитие циркуляции.

Континентальные и лагунные фации

Мы рассмотрим распространение фаций, которые имеют признанное палеоклиматологическое значение. Это в первую очередь красноцветы, эвапориты и угли (рис. 39).

По поводу климатической приуроченности красноцветных отложений существуют значительные разногласия, которые не удается снять с помощью актуалистических аналогий. Однако остатки растений в красноцветных толщах различного возраста от девона до неогена определенно свидетельствуют о летнесухом климате [71]. В раннемеловую эпоху северная граница красноцветов проходила приблизительно по 50° с.ш. в Северной

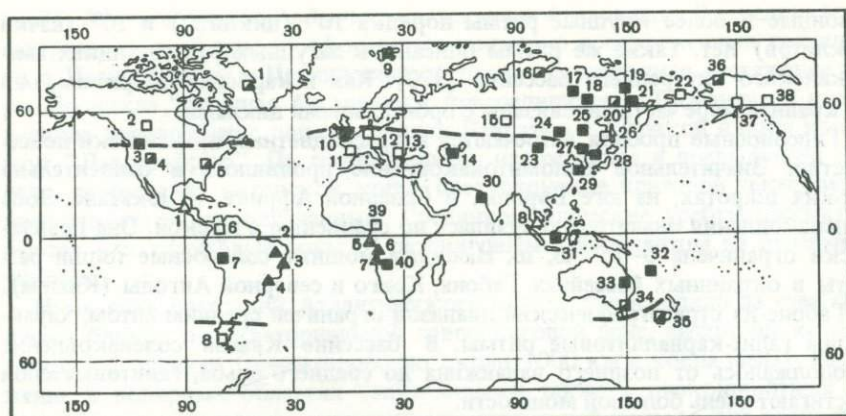


Рис. 39. Распространение угленосных, соленосных и красноцветных фаций
 Угли: черные квадраты – нижний мел, белые – верхний, чернобелые – нижний и верхний

1 – Западная Гренландия; 2 – Эдмонтон; 3 – Блэрмор, Кутеней; 4 – Дакота; 5 – Потомак; 6 – Магдалена; 7 – Гойлорискизга; 8 – Патагония (Доротея); 9 – Западный Шпицберген; 10 – Южная Англия; 11 – Аквитанский бассейн; 12 – Аахен, Гозау, 13 – Среднегорье; 14 – Усть-Урт; 15 – Чулымо-Енисейский бассейн; 16 – Хатанга; 17 – Ленский бассейн (Сангар); 18 – Алдан; 19 – Зырянка; 20 – Аркагала; 21 – Омсукчан; 22 – Беринговское; 23 – Монгольский Алтай; 24 – Забайкалье; 25 – Бурейнский бассейн; 26 – Западный Сахалин; 27 – Хэйлунцзян; 28 – Южное Приморье; 29 – Нактон; 31 – Калимантан (Бау); 32 – Новая Каледония; 33 – Квинсленд; 34 – Гипсленд; 35 – Новая Зеландия; 36 – Колвилл; 37 – Чигник; 38 – Юкон; 39 – Нигер; 40 – Кванза

Соли: черные треугольники – нижний мел, белые – верхний; 1 – Гватемала; 2 – Парнаиба; 3 – Сержипи-Алагоас; 4 – плато Сан-Паулу; 5 – Габон; 6 – Конго; 7 – Кванза; 8 – Сиамский залив (диапиры, соль предположительно верхнемеловая). Пунктиром показаны границы красноцветов

Америке, несколько севернее в Европе (вельдские фации, пестроцветный нижний мел Донецкого бассейна) и по 45° с. ш. в Азии (Средняя Азия, Монголия, Южное Приморье в альбе). В Тихоокеанском поясе красноцветы появляются эпизодически, вероятно, в ветровой тени окраинных горных хребтов. В южном полушарии нижнемеловые красноцветы известны вплоть до бассейна Сан-Хорхе в Аргентине, $45-46^{\circ}$ ю. ш. Распространение красноцветов в общих чертах соответствует субтропической фитоклиматической зоне (см. ниже).

Тонкослоистые черносланцевые фации стратифицированных озер, распространенные в Забайкалье, Монголии и северном Китае, находятся на северной границе области красноцветных отложений и могут рассматриваться как проявление свойственной ей сезонности. Многократно повторяющаяся последовательность: грубозернистые песчаники с гравием 2,5–5 м – пачки циклитов, состоящих из гравелитов, 2–3 см, мелкозернистых песчаников, 2–10 см, черных "бумажных" сланцев, 5–30 см, по 7–12 циклитов в пачке – мергели 40–70 см, в нижней части с песчанистыми прослойками, в верхней – с миллиметровыми варвитами из светлых и темных слоев, сплошь покрытых личинками стрекоз или водных жуков на поверхностях наложения, в целом отражает постепенное сокращение твердого стока, развитие плотностной стратификации и придонной аноксии. Различимы

сезонные и более крупные ритмы порядка 10^3 (циклиты) и 10^4 (пачки циклитов) лет. Такие же ритмы описаны в лагунных ракушечниках американского внутреннего бассейна [320]. Как и карбонатные ритмы, они по крайней мере частично связаны с орбитальными циклами.

Гипсоносные прослои встречаются в красноцветных практически повсеместно. Значительное доломитонакопление проявилось в относительно низких широтах, на юге Европы, в Северной Африке, на Юкатане. Зона соленакпления значительно сузилась по сравнению с юрской. Она практически ограничена $0-15^\circ$ ю. ш. Наиболее мощные соленосные толщи развиты в окраинных бассейнах Габона, Конго и северной Анголы (Кванза). В Габоне их стратиграфический диапазон ограничен средним аптом, характерны галит-карналлитовые ритмы. В бассейне Кванза соленакпление продолжалось от позднего валанжина до среднего альба, галитовые слои достигают очень большой мощности.

Угли обычно считают антиподом красноцветов и солей, и действительно наиболее крупные нижнемеловые местонахождения находятся севернее границы красноцветов в северо-восточной Азии и Северной Америке. В угленосных впадинах Востока СССР пик угленакопления приходится на баррем—ранний альб (в Буреинском бассейне — на валанжин). На северной Аляске и в западной Канаде угленосны отложения неокома—сеномана (от Кутеней до Данвеган), причем очень мощные пласты — до 10 м — встречаются в альбе, серия Форт-Сент-Джон.

В обоих регионах угленакопление сокращается по мере воздымания вулканического пояса, бросившего дождевую тень на тыловые впадины. Возобновление угленакопления в меньших масштабах намечается лишь в самом конце мела и палеоцене.

В Атлантическом секторе нижнемеловые угли Шпицбергена и Гренландии находятся за пределами зоны красноцветов. В то же время угли широко проникают в эту зону, ассоциируя с красноцветами в европейском вельде, на атлантическом побережье Северной Америки, в северных Андах, на африканском побережье вплоть до Анголы, в западной Индии (Кач). Этот процесс усиливается в позднемеловую эпоху. Угленосны верхнемеловые отложения Балкан, серии Гозау в Альпах и на Карпатах, маастрихт авлакогена Бенуэ в экваториальной Африке.

КОНТИНЕНТЫ И ОКЕАНЫ

Если говорить о континентах в геофизическом смысле, т. е. как о сплошных массивах коры с геофизическим "гранитным" слоем, то в начале мелового периода Лавразия имела значительно меньшие размеры: консолидация Тетического, Тихоокеанского и восточной части Арктического поясов, собранных, как мы видели, из отдельных блоков, еще не завершилась. Последовательные орогенезы яньшаньской и тихоокеанской фаз, Сакава и Рангитата в основном определили структуру Тихоокеанского пояса, тогда как в Тетическом поясе консолидация, прерываемая периодами дробления, продолжалась до начала маастрихта (периарабская фаза).

Таким образом, в раннемеловую эпоху существовали нуклеарная Лавразия, Тетический и Тихоокеанский пояса микроконтинентов, включая Индию, Чукотский блок, Зондскую плиту и плато Чатем-Кэмпбелл ("Тасман

тис"), Африка, Южная Америка, Австралия и Антарктида. В середине мела северная часть Лавразии оформилась примерно в современных границах, но в Периарабском и Периндийском поясах происходило растяжение коры. Возникла "большая Австралия", присоединившая Тасмантис. К концу периода периарабские швы соединили Лавразию с Африкой в один континент "Лавразафрию". По соображениям, изложенным в предыдущем разделе, разрастание океанской коры, постулируемое плитовой тектоникой, представляется преувеличенным. Срединноокеанические хребты рассматриваются как сдвиговые зоны, с раздвиговым компонентом на отдельных участках.

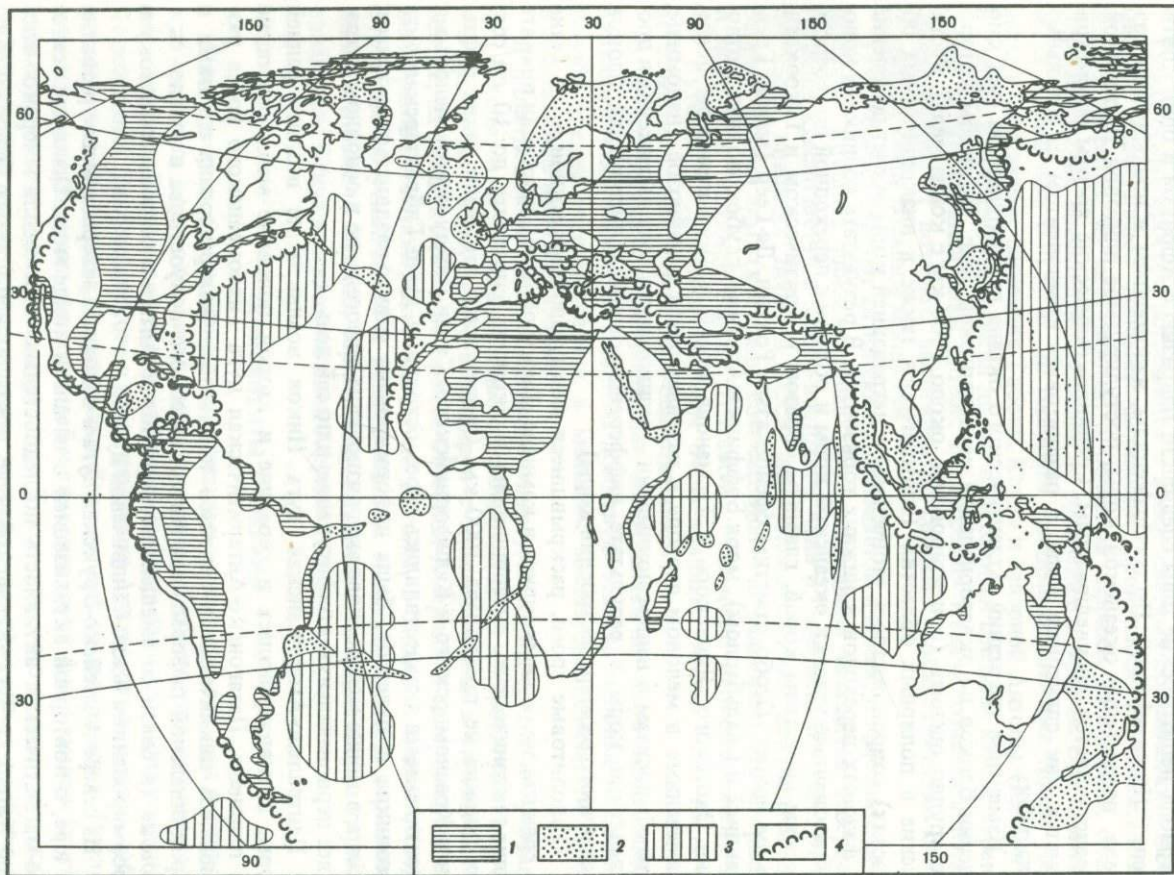
Изменение очертаний Атлантического океана происходило за счет смещения блоков по экваториальной левосдвиговой зоне, масштабы которого трудно оценить (ориентировочно около 1000 км с конца мела). Растяжение в полярных областях (эпизодически также в низкоширотных областях) сопровождалось утончением и деградацией коры за счет дробления и фазовых переходов в нижних горизонтах. В результате возникали новообразованные участки океанской коры и области с переходной по геофизическим свойствам корой, главным образом в Арктическом и Тихоокеанском поясах. Особо отметим сфеносхазмы Роколл, Де-Геер (между Гренландией и Свальбардом), моря Баффина в Арктике, глубоководных котловин Охотского, Японского и Тасманова морей в Тихоокеанском поясе, намеченные в меловом периоде и развивавшиеся в кайнозое (напомним, что сфеносхазм в нашем понимании — клиновидная зона растяжения и проплавления коры в результате дифференцированных дислокаций блоков различного размера и строения коры).

Офиолитовые трогги, раскрывшиеся между блоками южной части Тетис в среднем мелу, сомкнулись в кампане. Таким образом, даже если принять плит-тектоническую интерпретацию и скорость спрединга до 10 см/год, их ширина не превышала 1000 км. Скорее всего это были узкие рифты типа Красноморского и Калифорнийского. Связи между всеми меловыми континентами осуществлялись через островные дуги. Гибралтарская дуга возникла в палеозое, была деформирована сдвиго-раздвигами в триасе, сжата в конце мела и снова активизирована в неогене, но в основном сохраняет первоначальную конфигурацию и по сей день.

Центрально-Американская дуга Никоя возникла не позднее ранней юры, активизировалась в середине и второй половине мела, олигоцене и плиоцене. Патагонско-Антарктическая дуга Тихоокеанского пояса развивалась циклически в палеозое и мезозое, была разорвана сдвигами и ороклинальной деформацией Антарктического полуострова в эоцене—олигоцене (в связи со смещением коры Южно-Антильской зоны к востоку и формированием Южно-Сандвичевой дуги).

На севере Алазейско-Брукская дуга в основном завершила свое развитие в юре, с повторной активизацией в начале и конце мела. Основная тектоно-магматическая активность последовательно переходила к юрско-меловой Хатырско-Чугач-Кенайской дуге, проходившей по краю берингийского шельфа и затем к кайнозойской Алеутской дуге. Через Берингов пролив, по нашим представлениям, проходит сдвиговая зона, периодически нарушавшая сплошность этих дуг.

В целом дуги осложняли, но не исключали связи между океанами.



Более широкие связи осуществлялись через эпиконтинентальные морские коридоры (рис. 40).

Соотношение между геофизическими континентами и географическими материками — массивами суши — зависит от толщины континентальной коры и условий изостатической компенсации, на которую влияет центробежная сила. Весь меловой период представляет собой единый эвстатический цикл с регрессиями в начале (бореальная фаза) и конце, состоящий из циклов второго и более высоких порядков. В этом отношении он не отличается от других периодов, но меловые трансгрессии чрезвычайно обширны, и последовавшая за ними гранитизация Тетического и Тихоокеанского поясов (продолжавшаяся в эоцене) определила устойчивую тенденцию к воздыманию континентов.

Регрессии, как мы уже отмечали, связаны с бореальной фазой в титоне, реже на официальной границе юры и мела. Последовавшее за этим опускание континентальных окраин, включая Мексиканский залив, Блэйк-Багамское плато, Тасмантис компенсировалось накоплением континентальных и паралических вельдских фаций. Непрерывные разрезы через границу юры и мела на по-ве Пакс в Сибири, Магеллановом, Сомалийском, Мозамбикском бассейнах, Агульяс, Кач на Западном побережье Индии показывают, что море по большей части не отступало за пределы современной суши. В Тетических морях и океанских котловинах накапливались относительно глубоководные пелагические отложения типа Майолики (см. выше). Среднемеловые трансгрессии начинаются после тихоокеанской фазы (поздний неоком) и группируются в два крупных цикла: апт-туронский и турон-кампанский, разделенные средиземноморской фазой. С ними связано значительное перераспределение суши и моря, особенно в пределах Лавразии, весь атлантический сектор которой превратился в островную сушу. Моря соединили 1) Мексиканский залив с Арктикой, в результате чего Северная Америка была разделена на два острова — Аппалачи и Скалистые горы, 2) Гвинейский залив с Тетис через Бенуз и рифты по периферии Ахагарского массива, 3) Тетис с Арктическим бассейном: на западе через Североморско-Датско-Польскую и Припятско-Днепровско-Донецкую рифтовые зоны, а также по проливам между частично выступавшими над морем в виде островной суши Богемским, Центральным, Ардено-Вогезским, Армориканским и другими европейскими массивами (см. рис. 40); на востоке — через Тургайский пролив, открывшийся в сантоне-кампане [82]. Площадь суши сократилась также за счет трансгрессий на окраинах Южной Америки (моря, залившие восточную окраину, Маракайбо-Перуанский прогиб, Неукен, Магелланов бассейн, превратили ее в островной континент), Африки, Индии (в туроне морская связь по грабену Нармада между Камбейским и Бенгальским заливами) и Австралии. В то же время поднимаются и превращаются в, пенепленизированную сушу блоки Пери-

Рис. 40. Континенты, океаны и эпиконтинентальные моря

1 — площади современной суши, покрытые морем во время максимальных трансгрессий; 2 — площади современных морей, периодически поднимавшиеся над уровнем мелового моря; 3 — меловые отложения глубоководных котловин; 4 — островные дуги

арктического пояса и Тасмантис. Существует сухопутная или островная связь между Южной Америкой и Африкой по хр. Китовому—Риу-Гранди и в районе желоба Романш вплоть до кампана.

После туронских движений резче проявляется асимметрия атлантического и тихоокеанского секторов: сенонские трансгрессии охватили атлантический сектор и кульминировали на Восточно-Европейской платформе в кампане, тогда как в западной части Индоокеанского пояса и всем Тихоокеанском секторе происходят регрессии.

Регрессия на рубеже маастрихта и дания привела к осушению большей части территории, занятой эпиконтинентальными морями, включая значительные участки современного шельфа. Большие массивы суши существовали в области берингийско-чукотского шельфа (Берингия), между Баффиновой Землей и Шотландией (Туле) и плато, окружающих Новую Зеландию (Тасмантис). Возможно соединение Антарктиды с Австралией через Тасмантис, подтверждаемое расселением сумчатых и растений (см. ниже). Общая площадь суши, по-видимому, превышала современную.

Биогеографические связи

Опыт показывает, что биогеографические данные с успехом использовались как для подтверждения, так и для опровержения любой геодинамической теории. В 50-е годы они безоговорочно опровергали дрейф континентов, а в 70-е не менее решительно подтверждали его. Ввиду такой шаткости приведем лишь те данные, которые кажутся наиболее надежными.

1. Позднемеловые гадрозавры, наиболее многочисленные в Северной Америке, проникли в Южную Америку не иначе как по дуге Никоя.

2. Появившиеся в Южной Америке крокодилы *Sebecosuchia* и сумчатые, в частности *Peradectes*, должны были воспользоваться тем же мостом [230, 261].

3. Сумчатые в конце мела—начале палеогена расселялись из Южной Америки также и на юг, по Патагонско-Антарктической дуге [437]. Их проникновение в Австралию стало возможным благодаря соединению Антарктики с Тасмантис и через этот позднее затопленный микроконтинент с Австралией.

4. Сходство пресноводных остракод [646] и флоры [361] Африки и Южной Америки свидетельствует о соединении этих континентов по плит-тектонической схеме или с помощью трансатлантических мостов в области хр. Китовый—Риу-Гранди и/или разлома Романш. То обстоятельство, что морские организмы проникали из Северной Атлантики в Южную уже в апте [243], т. е. до предполагаемого разделения Африки и Южной Америки по плит-тектонической схеме, а тесные связи между наземными фауной и флорой поддерживались вплоть до кампана (много позднее разделения), свидетельствует, на наш взгляд, в пользу прерывистых трансатлантических мостов (рис. 41).

5. Существование Патагонско-Антарктической дуги и Агульяс-Фолклендского поднятия способствовало изоляции малакофауны моря Уэдделла [698].

6. Сухопутными связями через Центрально-Американскую (Никоя) и

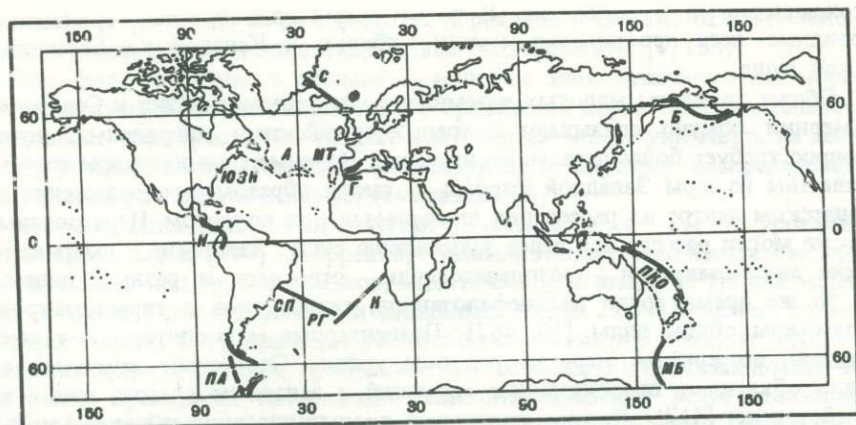


Рис. 41. Возможные миграционные пути по островным дугам и хребтам разломных зон

А — Азорское плато, Б — Берингийская дуга, Г — Гибралтарская дуга, К — хр. Китовый, Н — дуга Никоя, МБ — дуга Максуори — Баллени, МТ — поднятие Малеяра-Торе, ПА — Патагонско-Антарктическая дуга, ПКО — дуга Папуа — Новая Каледония — Окленд, РГ — хр. Риу-Гранди, С — зал. Скорсби, СП — плато Сан-Паулу, ЮЗН — Юго-Западный Ньюфаундлендский хребет

Гибралтарскую дуги объясняется проникновение известных по спорам и пыльце "гондванских" *Triporoletes*, *Coptospora*, *Foraminisporites* и других в Северную Америку, *Dicheiropollis*, *Elaeteroplicites* — в Альпийскую область [361]. С образованием Лаврафрии в сеноне в Африку проникают представители азиатской группировки *Aquilapollenites*.

7. Индия в раннемеловую эпоху флористически связана с Австралией — это может свидетельствовать об их сочленении, по плит-тектонической схеме или проникновении австралийских растений через Зондскую сушу, в то время как связи с Азией были затруднены из-за морских проливов в области Каракорум-Нудзьянского шва. Последнее предположение кажется более правдоподобным, так как возможность миграции наземных организмов из Азии все же существовала [208]. Туронская фауна Ламета содержит типичные лавразийские элементы, в том числе анкилозавров. Положение резко изменилось после периаарабской фазы кампана—нижнего маастрихта, когда произошло соединение блоков Тетис, расположенных между Африкой и Индией. Все без исключения палинологи отмечают тесные флористические связи между этими континентами в маастрихте [361, 505, 608]. Они не только относятся к одной флористической провинции, но и наиболее характерные роды *Andreisporis*, *Constantinisporis* и другие появляются на одном и том же стратиграфическом уровне. По плит-тектонической схеме Индия соединяется с остальной Азией и через нее с Африкой лишь в эоцене. Таким образом, афро-индийские флористические связи скорее подтверждают намеченную в разделе I последовательность консолидации субъединиц Тетического пояса.

8. Совмещение элементов палинологических областей *Aquilapollenites* и *Notmarpollis* на о-ве Малл [607] и в Баренцевом море [18] подтверждает воздымание арктической суши в конце мела. Единство арктической флоры

сохраняется и в палеоцене. В то же время однообразные троходендронидные леса простирались между Сибирью и Канадой по Берингской суше.

Общие элементы меловых наземных фаун восточной Азии и Северной Америки обычно связывают с трансберингскими миграциями, хотя вопрос требует более детального изучения. Например, анкилозавры теперь известны из юры Западной Европы и, таким образом, предположение о азиатском центре их расселения оказывается под вопросом. Цератопсиды также могли расселяться через Тулеанскую сушу. Азиатские и американские анкилозавры и протоцератопсиды относятся к разным видам. В то же время среди пахицефалозавров, гадрозавров и тираннозавров возможны общие виды [10, 467]. Плацентарные млекопитающие также сходны, по крайней мере на родовом уровне. Отсутствие сумчатых в Азии объясняют преобладанием миграций с запада на восток, как и в плейстоцене [417]. Древние цветковые, продуцировавшие пыльцу *Aquila-pollenites*, шли тем же путем из Азии в Северную Америку [262].

Складывается впечатление, что сухопутные связи существовали между всеми континентами. Смещение континентов по плит-тектонической схеме для мела соединяет Австралию с Антарктидой, но увеличивает разрывы между Австралией и Азией, Азией и Северной Америкой, Индией и остальными континентами. Более вероятно связь по активным в то время дугам типа Никоя, Патагонско-Антарктической, Банда или края берингского шельфа. Отметим еще малоизученную дугу Маккуори—Баллени между Антарктидой и Тасмантис. Мостами через Атлантику могли служить хребты трансформных зон, к которым мы относим Китовый — Риу-Гранди. На севере приразломный хребет соединяет Фарерские острова с заливом Скорсби Восточной Гренландии. Вулканизм по этой линии мог означать не распад Северо-Атлантического континента, как принято думать, а активизацию разломной зоны и поднятие хребта, способствовавшие развитию единой Тулеанской флоры и фауны.

Гипсометрическая кривая

Гипсометрическая кривая дает обобщенную характеристику рельефа земной поверхности, показывая распределение площадей суши и дна Мирового океана по отношению к изогипсам и изобатам. Современное распределение таково, что большая часть суши находится на отметках от 0 до +1 км, океанского дна — от -4 до -6 км. Эти уровни соответствуют изостатически компенсированным участкам континентальной и океанской коры средней мощности [58].

Меловые трансгрессии могли развиваться за счет увеличения объема срединноокеанических хребтов в периоды активного спрединга (плит-тектонический вариант), опускания континентов или сочетания того и другого [348]. В любом случае происходили некоторые изменения гипсометрической кривой, но количественные оценки зависят от принимаемого механизма трансгрессий. Причиной опускания коры может быть остывание (главный плит-тектонический фактор), хотя некоторые участки сохраняют тенденцию к погружению в течение нескольких геологических периодов. Более вероятная причина заключается в растяжении и утончении коры,

увеличении плотности за счет фазовых переходов в системе базальт—эклогит и соответствующем поднятии границы Мохоровичича [6, 188].

Как было показано в разделе I, меловые эпиконтинентальные моря соответствуют областям эпирифтового проседания коры. Приблизительное совпадение трансгрессий на разных континентах может указывать на действие ротационного механизма, регулирующего широтное распределение напряжений растяжения и сжатия (см. раздел II).

Меловые отложения сейчас залегают на высоте более 1 км над уровнем моря. По расчетам [599], скорректированным относительно изостатического опускания под грузом осадков, эвстатическое повышение уровня моря относительно Северной Америки составляло около 250—325 м. Ряд исследователей [222, 601] приводит убедительные аргументы в пользу опускания континентов, которое приблизительно совпадало в пределах достаточно узких временных интервалов. Эпиконтинентальные моря занимали 65% площади Европы, 45% Северной Америки и 43% Африки [222, 656]. Для затопления 45% площади этих трех континентов требуется поднять уровень моря на 390 м относительно современного или на 310 м относительно юрского. Расчет, основанный на изостатической компенсации осадков, показывает, что максимальная их мощность при этом не превысила бы 700 м, тогда как во внутренних бассейнах Северной Америки известны более мощные отложения.

Трансгрессия — не вполне точный термин. Можно говорить о площади континентальной коры, находящейся ниже уровня моря или фактически покрытой морем (абсолютная трансгрессия) и увеличении затопленной морем площади относительно какого-то уровня, например современного или предшествующей эпохи (относительная трансгрессия). Трудность заключается в том, что мы не знаем размеров площади, на которой в послемеловое время развился геофизический гранитный слой, как и той, на которой он деградировал. Не вызывает сомнений, что в мелу были устойчивые области поднятий, сейчас находящиеся ниже уровня моря. Это в первую очередь окраинные моря Тихоокеанского и Периарктического поясов, где находятся большие площади погруженной и частично деградировавшей континентальной коры, океанские плато и хребты.

По нашим подсчетам, суммарная площадь современной суши, заливаемая меловыми морями, составляет $58 \cdot 10^6$ км², дополнительная суша, складывающаяся из Тасмантис, арктического, берингийского и охотоморского шельфов, суши Туле в Северной Атлантике, около $20 \cdot 10^6$ км². Таким образом, общее сокращение суши составило $30 \cdot 10^6$ км². Не включенные в подсчет океанские плато и хребты, частично поднимавшиеся над морем, могут дать прирост суши не более $5 \cdot 10^6$ км².

Сокращение суши для любого момента мелового времени существенно меньше суммарного и, вероятно, не превышает $20 \cdot 10^6$ км² для раннетуронских трансгрессий. Во время последующих трансгрессий Тихоокеанский и западная часть Индоокеанского поясов имели тенденцию к воздыманию.

Поскольку глубина эпиконтинентальных морей не превышала 500 м, то все вышеупомянутые площади, включая низкую, часто затопляемую сушу, находились в пределах ± 500 м. Вместе они составляли около $80 \cdot 10^6$ км², т. е. почти в пять раз больше соответствующего сегмента современной гипсометрической кривой.

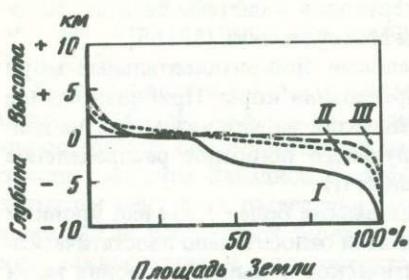


Рис. 42. Гипсометрические кривые I — современная, II — середины мелового периода, III — лунная

Осадконакопление в океанских котловинах, как следует из анализа фаций, в течение всего мелового периода происходило над или вблизи урвня карбонатной компенсации, который не опускался ниже 2700 м (см. выше).

Сведения о рельефе меловой суши весьма скудны. Вельдские фации мощностью до 6000 м указывают на высокий рельеф окраины периатлантического пояса в начале мела. Мощность верхнемеловых отложений в среднем в четыре раза меньше, чем нижнемеловых. Тихоокеанский вулканический пояс уже в сеномане оказывал заметное влияние на климат внутренних областей Восточной Азии и американского запада. Его воздымание привело, в частности, к резкому сокращению угленакопления и распространению красцветов. Так как климат все же оставался достаточно влажным, то эти горы могли быть выше Сихотэ-Алиня и Аппалачей (около 2000 м), но ниже Скалистых гор (до 4395 м).

В местонахождениях меловых растений обычно распознаются два, реже три высотных пояса, тогда как в кайнозойских ископаемых флорах отражена более развитая поясная структура [71]. Остатки осетровых рыб в сенонских отложениях Ферганской впадины свидетельствуют о гористом рельефе, так как в условиях относительно сухого климата подходящие места для нереста с сильным плавным течением можно было найти только в верхних гумидных поясах [101].

Мы приходим к выводу о значительном выполаживании гипсометрической кривой (рис. 42), которая в меловом периоде больше похожа на лунную, чем на земную. Подобную деформацию гипсометрической кривой невозможно объяснить действием локальных тектонических факторов. Она, по-видимому, отражает изменение относительных уровней изостатической компенсации континентальной и океанской коры в условиях замедленного вращения, свойственного, как мы полагаем (раздел II) меловому периоду в целом. Сравнение с другими планетами, вероятно, поможет в будущем конкретизировать зависимость между скоростью вращения и дифференциацией коры.

Отметим, что уже в меловом периоде проявилась выявленная на основе анализа современной гипсометрической кривой асимметрия полушарий [58], южные континенты испытали меньшее погружение, чем северные. В относительной незатопляемости южных континентов, вероятно, кроется причина устойчивых мифов о Гондване.

Геоид

Рельеф геоида не отвечает представлению о подъеме мантийного материала в зонах срединноокеанических хребтов и погружении холодной плиты на большую глубину в зонах глубоководных желобов, так как эти процессы должны были бы дать наиболее выраженные выступы и впадины. В действительности как срединноокеанические хребты, так и активные островные дуги находятся преимущественно в выпуклой части геоида (рис. 43) [150, 169]).

Предложены различные объяснения этого феномена, наиболее популярное из которых в настоящее время заключается в том, что изменение геоида отстает от эволюции земной коры по меньшей мере на 100 млн. лет и что современный геоид отвечает не современной, а мезозойской или даже палеозойской геодинамической ситуации (в палеозое он должен был обладать "памятью" о докембрийской ситуации, но мы не будем касаться этого дополнительного осложнения). Ряд исследователей полагают, с второстепенными расхождениями во взглядах, что современные выступы геоида унаследованы от распавшихся континентов (Пангеи, Пасифиды), тогда как впадины находятся на месте мезозойских субдукционных зон [242]. Нанесение контуров современного геоида на реконструкцию [169, 520] положения континентов позволяет приблизить мальдивский и антарктический минимумы к более или менее произвольно намеченным в этих районах субдукционным зонам, но самый высокий выступ в районе Новой Гвинеи неизменно остается вблизи подобных зон [242, 269].

В действительности можно заметить, что практически все активные структуры — срединноокеанические хребты, островные дуги, отдельные вулканические острова — расположены вблизи нулевого контура или в пределах контуров +20–40 м. Следовательно, рельеф геоида, вопреки весьма распространенному мнению, связан с современными тектоно-магма-

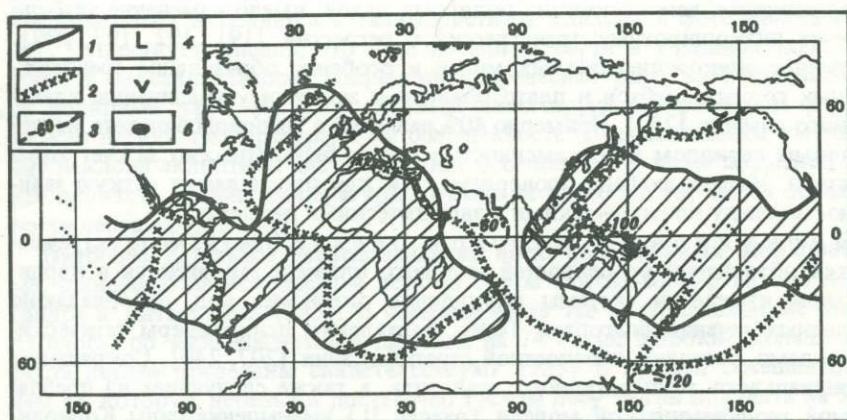


Рис. 43. Геоид

1 — нулевой контур [242], выступы заштрихованы; 2 — современные активные зоны; 3 — максимальные впадины и выступы; 4 — деканские траппы; 5 — юрские долериты; 6 — габброитовый массив Папуа — Соломоновых островов

тическими процессами, которые, по-видимому, ведут к рассасыванию возникших ранее аномалий.

Чтобы получить некоторое представление о времени возникновения наиболее крупных аномалий, отметим, что 1) мальдивская депрессия находится южнее области исключительно интенсивного траппового магматизма в позднем мелу и палеогене, при этом можно предполагать смещение Индии к северу в результате сокращения коры Тетического пояса; 2) трапповый магматизм проявился в разное время в пределах широкой депрессии, проходящей через Сибирь (тунгусские траппы) и Антарктиду (юрская долеритовая провинция); 3) ново-гвинейский выступ находится в районе самого крупного в Тихоокеанском поясе офиолитового покрова.

Таким образом, есть основания полагать, что некоторые черты современного геоида восходят к меловому и более древним периодам. В частности, мальдивская впадина и ново-гвинейский выступ могли наметиться уже в среднемеловую тектоно-магматическую эпоху и оформиться на рубеже мела и палеогена. Асимметрия позднемеловых трансгрессий (см. выше) может указывать на проявление в них геоидного компонента.

КЛИМАТ

Климат мелового периода привлекает большой интерес как возможная альтернатива современному. Модели, объясняющие особенности мелового климата, можно подразделить по ведущему фактору на четыре основные группы.

А л ь б е д о. Снятие ледниковой шапки повысило бы среднегодовую температуру Арктики за счет уменьшения альбеда до 0° , температурный градиент между полюсом и экватором (при сохранении той же температуры на экваторе) сократился бы примерно на 10° . В то же время для мела Ц. Эмилиани указывает среднегодовую температуру Арктики около 14° , Экваториально-полярный градиент температуры [583] составлял примерно 22° , почти вдвое меньше современного. Не меньшее (может быть большее) значение, чем отсутствие полярных льдов, имело изменение альбеда за счет низкоширотных трансгрессий и регрессий [191, 192, 193, 299]. Осушение эпиконтинентальных морей и особенно образование среднеширотных горных хребтов и плато привело к заметному увеличению планетарного альбеда [234]. Примерно 40% различий в тепловом бюджете между меловым периодом и современностью может быть отнесено за счет этого фактора. Модель альбеда проверяема, так как предполагает четкую зависимость между климатическими и эвстатическими циклами.

Ц и р к у л я ц и я в М и р о в о м о к е а н е. Одно из часто встречающихся объяснений особенностей мелового климата заключается в кардинальном изменении системы циркуляции океанских вод, преобладанию широтных течений благодаря Тетис, подавлению психросферы тетическими водами, развитию плотностной стратификации [207, 240]. Сокращение меридиального температурного градиента, а также следующее из предлагаемой геодинамической модели (раздел II) уменьшение силы Кориолиса и выполаживание гипсометрической кривой подавляют циркуляцию. При этом океан поглощает меньше тепла, так как в теплообмене с атмосферой участвует лишь поверхностный слой. Кроме того, тепловая энергия

не расходуется на работу самого циркуляционного механизма. Поэтому развитие циркуляции в любой форме увеличивает поглощение тепла океаном по сравнению с застойными условиями.

СО₂ и парниковый эффект. Интерес к СО₂ — модели изменения климата — возрос в последние годы в связи с загрязнением атмосферы техногенным углекислым газом. Количественные оценки парникового эффекта от удвоения СО₂ в атмосфере варьируют в широких пределах. По умеренным оценкам можно ожидать повышения среднегодовой температуры на 2–5°, причем в высоких широтах эффект больше, чем в низких [550]. Одновременное увеличение облачности и альбедо, возможно, компенсирует парниковое потепление. Кроме того, дальнейшее увеличение содержания СО₂, как и снижение по отношению к современному уровню, не даст ощутимого эффекта [690].

Источником избыточной СО₂ может быть вулканизм, уменьшение продуктивности наземной растительности и фитопланктона, а также изменение характера фотосинтеза. Основными буферами служат океан (за счет реакций силикатных минералов с морской водой [459]) и биосфера, причем для поглощения избытка СО₂ океаном нужно несколько сотен лет, тогда как биосферный механизм более мобилен. Следует отметить также возможность некоторого окисления атмосферы за счет выведения из кругооборота и захоронения большого количества углерода в карбонатных и сапропелевых осадках глубоководных котловин. Как мы уже отмечали, именно в меловом периоде произошел резкий сдвиг захоронения карбонатного и органического углерода от шельфов, где он частично снова вовлекался в кругооборот, к океанским котловинам. Существующие способы количественной оценки [59, 92] пока недостаточно надежны.

Ротационные механизмы. Основная причина привлечения ротационных факторов заключается в развитии древесной растительности за полярным кругом (часто встречающиеся упоминания о вечнозеленых растениях не заслуживают доверия, так как основаны на аналогии с таксономически близкими современными видами; в то же время известно, что фенология изменяется в зависимости от климата и фотопериодичности). Существует мнение, что леса не могли расти в условиях полярной ночи. В действительности современная древесная растительность заходит за полярный круг [187], и главным лимитирующим фактором служит низкая летняя температура, а не освещенность. Предполагаемое уменьшение наклона эклиптики даст изменение освещенности, но не повысит (скорее понизит) летние температуры, отнюдь не способствуя, таким образом, росту лесов [291].

Наиболее детальное исследование из всех, посвященных этой проблеме, проведено на ископаемом лесе из свиты Фоссил-Блафф на о-ве Александра в Антарктике [383]. В середине мела это местонахождение располагалось, по палеомагнитным данным, на 74° ю.ш. Широкие кольца прироста летней древесины свидетельствуют [383] о лучшей освещенности, чем та, которую деревья в достаточно густом лесу могли получить на этой широте при современном наклоне эклиптики. Все же главным фактором могла опять-таки быть относительно высокая летняя температура, тогда как низкое стояние солнца и затененность компенсировались круглосуточным освещением. Моделирование климата в условиях изменяющейся

скорости вращения планеты показывает [376, 682], что при замедлении происходит расширение зоны тропического переноса тепла (ячеек Хэдли) и уменьшение экваториально-полярного температурного градиента, при ускорении — обратные процессы.

Мы вернемся к этим моделям после описания основных особенностей мелового климатического режима.

Климатическая зональность

Основные сведения о климатической зональности на суше дает изучение ископаемых растений — крупномерных органов, спор и пыльцы. По сложившейся традиции, крупные органы и палиноморфы изучают разные группы специалистов. Разработанные ими фитогеографические классификации не вполне совпадают. Преимущество изучения крупномерных органов заключается в том, что по ним можно хотя бы приблизительно восстановить жизненную форму, дающую какую-то информацию о климате. Возможности палинологии в этом отношении более ограничены (заметим, что суждения о климате по аналогии с условиями обитания таксономически близких современных растений не достоверны), зато она располагает несравненно большим числом местонахождений.

Более ста лет назад О. Геер отметил различие между сибирскими и европейскими юрско-меловыми флорами. Это было первым указанием на климатическую зональность в мезозое. Границы Сибирской области были уточнены А. Натгорстом, В.Д. Принадой и особенно В.А. Вахрамевым, который разработал фитогеографическую классификацию, получившую широкое признание [25, 26]. В палинологии аналогичная работа проделана Е.Д. Заклинской, А.Ф. Хлоновой, Дж. Бреннером, С. Шриваставой, Дж. Хенгрином и другими исследователями [361, 606]. Поскольку распространение растений в первую очередь определяется климатом, то климатическая зональность просвечивает в любой фитогеографической классификации. Тем не менее некоторые подразделения, например палинологические области Normapolles и Aquilapollenites, трудно интерпретировать в этом плане.

Автор предпринял первую попытку классификации на палеоэкологической основе в 1972 г. [425]. Для раннего мела более или менее достоверно удастся выделить следующие растительные группировки, имеющие климатическое значение.

Летнезеленые феникопсисовые леса, состоящие из чекановскиевых, гинговых и хвойных (сосновых с двумешковой пыльцой), которые сбрасывали укороченные олиственные побеги в неблагоприятное время года. Южная граница этих лесов принимается в качестве границы умеренной и субтропической областей. Она имеет вид широкого экотона, в пределах которого феникопсис теряет значение основной лесобразующей породы, но встречается в захоронениях в виде единичных экземпляров, возможно, транспортированных из верхних поясов.

Толстоствольные беннеттитовые сообщества двух типов: а) с неветвящимися стволами типа *Cycadeoidea* и б) со слабо ветвящимися стволами типа *Bucklandia* и листвой *Ptilophyllum*, *Zamites*, *Otozamites*, *Dictyozamites*. Ни те, ни другие не встречаются севернее

феникопсисовой границы и очень редки в экотоне. Северная граница цикадеоидей проходит по Северной Дакоте и Монголии. Птилофилловые группировки наиболее разнообразны в Мексике, Южной Европе, Средней Азии и Индии, на юге распространены до Патагонии. Судя по местонахождениям в мергелях и гипсоносных глинах, они могли быть частично мангровыми.

Тонкоствольные беннеттитовые кустарники. Распространены интразонально, но более обычны к югу от феникопсисовой границы. Росли вместе с брахифиллами (см. ниже) в суходольных кустарниковых зарослях и на болотах (среди них есть явно "антакофильные" виды — углеобразователи).

Чешуелистные вечнозеленые леса и кустарниковые группировки. Этот широко распространенный тип мезозойской растительности характеризуется ярко выраженным конвергентным сходством ксероморфных листьев, какое наблюдается и у современной жестколистной растительности. В данном случае ксероморфизм связан с летнесухим климатом или произрастанием на соленых береговых болотах. Основными доминантами были гирмерелловые (вымершая группа гнетовых, а не хвойных, к которым их ошибочно относили по сходству листьев) с пыльцой *Classopollis*, араукариевые и некоторые таксодиевые. Среди них араукариевые не заходили в феникопсисовую зону, изредка встречаясь в экотоне. Чешуелистные таксодиевые и гирмерелловые наиболее обильны в пределах 40-градусной зоны по обе стороны экватора, но поднимались и в более высокие широты.

Папоротниковые марши — также интразональный тип растительности, но таксономический состав и жизненные формы меняются на феникопсисовой границе. Так, древовидные папоротники и хвощи диаметром больше 3 см встречались южнее этой границы. Севернее росли преимущественно карликовые представители древовидного семейства диксониевых. Теплолюбивые *Klukia*, *Nathorstia*, *Matonidium*, *Weichselia*, *Onychiopsis* не продвигались севернее экотона. Среди осмундовых *Osmunda* замечает в умеренной области южный род *Todites*.

Растения, продуцировавшие палиноморфы с различного рода выростами и типа *Elateroplicites*, *Dicheiropollis*, *Neharotricolpites* и др. Мы не знаем, как выглядели эти растения, но тот факт, что они наиболее обычны в Южной Америке и Западной Африке (область WASA, [361]), заходя лишь в южные районы Европы, позволяет видеть в них экологическую группировку. Выросты чаще всего имеют растения, опыляемые насекомыми, которые питаются пыльцой. Очевидно, "элатеровая" группировка состоит в основном из энтомофильных растений. Преобладание энтомофилии вообще больше характерно для тропиков, чем для умеренных широт.

Мы, таким образом, располагаем определенными сведениями, которые можно использовать для определения границ фитоклиматических зон (рис. 44). Наиболее уверенно проводится феникопсисовая граница между умеренной и субтропической зонами в Азии. Она проходит вдоль 50° с.ш. от северного Сихотэ-Алиня через Тырму (типичное экотонное захоронение, самый северный пункт распространения *Klukia*, *Syathea*, *Pachypteris* и *Araucaria* в Азии), Читинскую область (совместное нахождение *Otozamites* и *Phoenicopsis*) и южные районы Западной Сибири. Все европейские

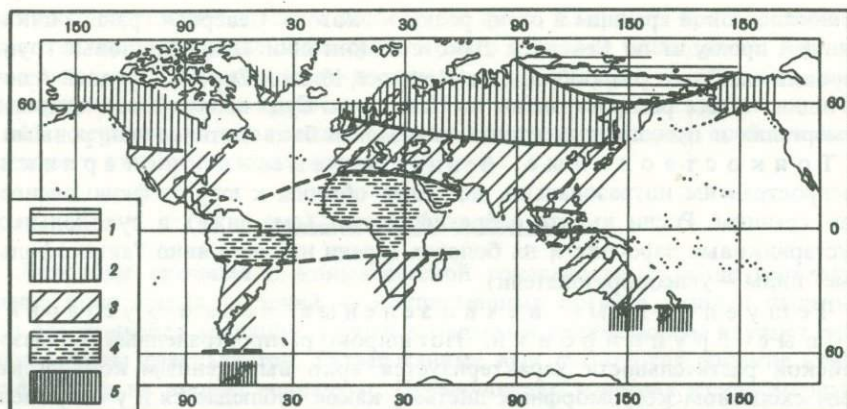


Рис. 44. Фитоклиматические зоны раннемеловой эпохи

1 — холодноумеренная без *Classopollis*; 2 — северная умеренная, с преобладанием феникопсисовых лесов; 3 — северная и южная субтропические, с преобладанием чешуелистных и толстоствольных формаций; 4 — тропическая с *Dicheiropollis* [361]; 5 — южная умеренная

местонахождения вплоть до Московской области (56–57° с.ш.) относятся к южной зоне. В верхней юре Шотландии на той же широте сочетание *Phoenicopsis* и *Matonidium* указывает на экотон. В то время как флора Шпицбергена безусловно относится к северной зоне, местонахождения западной Гренландии на 70° с.ш. с *Phoenicopsis*, *Pseudocycas* и *Nathorstia* скорее экотонные. В Северной Америке граница проходит южнее Калгари (альбская серия Блэрмор с двумя видами *Phoenicopsis* [198], но севернее Блэк-Хиллс в Северной Дакоте с *Cusadeoidea*, т.е. приблизительно совпадает с границей США и Канады. Северная граница чешуелистных группировок (пыльцы *Classopollis*) проходит внутри феникопсисовой области и делит ее на теплоумеренную и холодноумеренную зоны. Последняя совпадает с Арктической провинцией, выделенной по палинологическим данным [361]. Ее граница проходит вблизи 60° с.ш.

Тропическая зона может быть определена только палинологически в пределах широкой области распространения чешуелистных гнетовых и толстоствольных беннеттитов. Маркирующим родом может служить *Dicheiropollis*, известный в провинции WASA, включая Италию, и в Кампучии [200, 361], а также группа "элатеровых" в целом. Негативным признаком тропиков служит также отсутствие двумешковой пыльцы.

В южном полушарии, используя те же критерии, что и для северного (кроме феникопсис, здесь неизвестной), мы можем наметить границу между самой южной находкой теплолюбивого папоротника *Nathorstia*, описанного Т. Галле из южной Аргентины, и антарктической флорой из свиты Фоссил-Блафф на о-ве Александра [383]. Здесь среди родов по листьям есть гинкговые и нет стенотермных форм. Ритмика роста древесины хвойных, как у современных пород средних широт. Того же типа древесина найдена в Новой Зеландии и южной Австралии еще в начале века, когда В. Готан выделил антарктомеловую флору [334]. В юго-восточной Австралии птилифиллы (термофильные беннеттиты), мелколист-

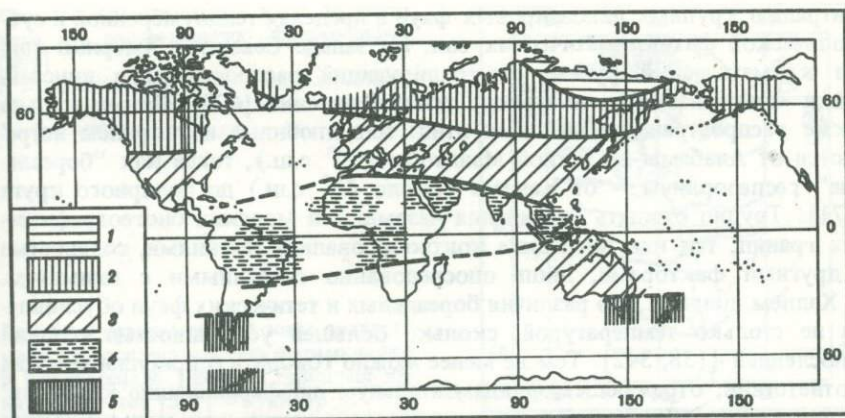


Рис. 45. Фитоклиматические зоны позднемиоценовой эпохи

1 — холодноумеренная без *Proteacidites*; 2 — северная умеренная с паратаксодиевыми лесами; 3 — северная и южная субтропические с *Debeua* и лавролистными цветковыми; 4 — тропическая с элатеровыми палиноморфами и пыльцой пальм [361]; 5 — южная умеренная с *Nothofagidites*.

ные по сравнению с индийскими, по-видимому, обитали не в оптимальных условиях. Кроме того, здесь довольно часты листья и пыльца гинкговых. Эти признаки свидетельствуют о приближении к экотону между субтропической и умеренной зонами, который мог проходить около 50–55° ю.ш. (рис. 45).

В середине мела в северном полушарии происходит замещение феникопсисовых лесов и беннеттитовых кустарников лесами нового типа, в которых доминировали хвойные деревья из семейства таксодиевых и цветковые — большей частью травянистые и кустарниковые формы, но также, возможно, небольшие деревья. Основными формациями были: 1) паратаксодиевые летнезеленые леса с платанолистными цветковыми и 2) секвойевые вечнозеленые леса с более разнообразными кипарисовыми. В этих лесах или перемежавшихся с ними кустарниковых группировках росли платанолистные и лавролистные цветковые, а также своеобразная группа *Debeua*, по наиболее северным находкам которой автор проводит границу между субтропической и умеренной областями [72]. Палинологически в пределах умеренной зоны выделяется Хатанго-Ленская область (по С.Р. Самойлович), определяемая главным образом негативными признаками (нет *Proteacidites* и некоторых других родов, обычных южнее). Ее условно можно определить как холодно-умеренную. В целом границы незначительно смещаются относительно раннемеловых, но более расплывчаты.

В южном полушарии пыльца *Nothofagidites*, появившаяся в сантоне, определяет границу умеренной и субтропической зон примерно на уровне 40° ю.ш. в Патагонии и 36° ю.ш. в Австралии. На юге Африки наряду с *Classopollis* встречается двумешковая пыльца, придающая комплексу экотонный облик. "Элатеревая" и позднее "пальмовая" зоны находились в пределах 30° по ту и другую сторону от экватора.

Зоогеография суши изучена несравненно хуже. Можно отметить кон-

центрацию крупных динозавровых фаун в пределах теплоумеренной и субтропической фитоклиматических зон. На западе Северной Америки описан климатический рубеж, контролирующий распространение динозавров и млекопитающих на широте штата Вайоминг [600]. Примечательно также распространение меловых птиц: теплолюбивые ихтиорнисы встречаются от Алабамы до южной Манитобы (50° с.ш.), тогда как "бореальные" гесперорнисы — от Канзаса (около 40° с.ш.) до полярного круга [471]. Трудно ожидать совпадения наземных и морских биогеографических границ, так как последние контролировались течениями, соленостью и другими факторами, лишь опосредованно связанными с климатом. А. Хэллем полагает, что различия бореальных и тетических фаун обусловлены не столько температурой, сколько большей устойчивостью условий в последней [138, 342]. Тем не менее можно говорить о приблизительном соответствии, отражающем фундаментальную дифференциацию климатов. Г. Бергквист [208] выделяет в западном полушарии пять климатических зон по фораминиферам: холодную, холодноумеренную, среднеумеренную, теплоумеренную и тропическую (рис. 46). Граница между тепло- и среднеумеренной зонами проходит приблизительно по 40° с.ш., между среднеумеренной и холодноумеренной — по 50° с.ш., совпадая с границами по наземной флоре. В. Шейбнерова [575] также различает пять фораминиферовых провинций — тропическую, австралийную, бореальную и две переходные. В северном полушарии граница между переходной и бореальной провинциями проходит по 42° с.ш. [537], граница по нанопланктону — на той же широте [560], тогда как кораллиновые красные водоросли достигали 48° с.ш. [533]. Распространение рудистид — общепризнанных термофилов в целом совпадает с тропической—субтропической зоной по флоре (рис. 47) [154].

Разумеется, разноречивость в номенклатуре сильно затрудняет сопоставления. Например, термин "бореальный" имеет зоогеографический смысл для амmonoидей и белемнитов, среди которых есть эндемичные бореальные роды. Однако "бореальная" фораминиферовая область не имеет эндемичных родов и характеризуется главным образом сокращением разнообразия примерно на 1/3 по сравнению с тетической, преобладанием космополитных и сокращением или выпадением теплолюбивых форм [206]. Так, замещение килевых форм космополитной *Hedbergella* обычно отражает климатическую зональность, но в изменчивых условиях, в краевых фациях или в кризисных ситуациях может происходить независимо от температуры [537].

Крупные фораминиферы распространены главным образом в пределах 30—45° с.ш. [190, 206]. Теплолюбивые формы встречаются вплоть до Ирландии, 54° с.ш., на западном побережье Атлантики — на Флемиш-Кэп, 46° 30' с.ш. и, по материалам DSDP, вплоть до Орфан-Нолл, 54° с.ш.

На тихоокеанском побережье в районе Ванкувера описаны комплексы переходного характера между тетическими и бореальными [477]. Напомним, что здесь же проходит флористический экотон между субтропической и умеренной областями [476].

В южном полушарии северная граница рода *Massouella* совпадает с флористическим экотонном [671]. Вообще же австралийная моллюсковая провинция охватывала Антарктиду, Патагонию, Новую

Рис. 46. Климатические зоны позднего мела по распределению фораминифер [209]

1 — тропическая; 2 — теплоумеренная;
3 — умеренная; 4 — холодноумеренная;
5 — холодная

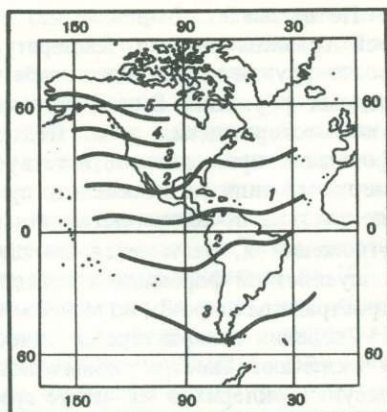
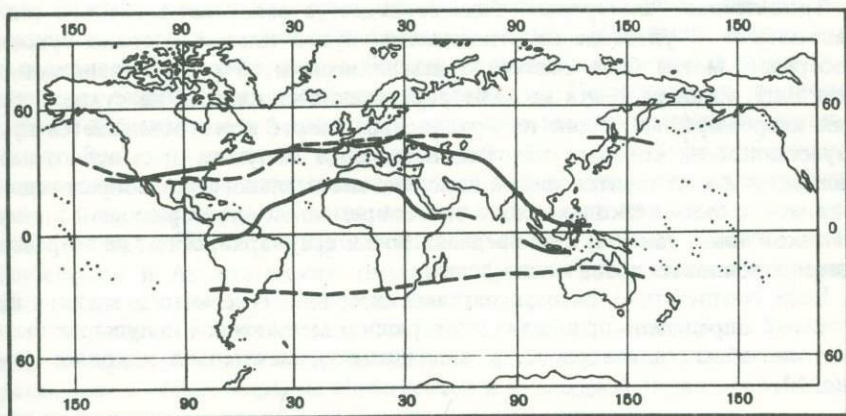


Рис. 47. Границы теплой зоны позднего мела по распространению фораминифер и нанофоссилий [691] — сплошная линия и рудистов [532] — пунктир



Зеландию, Новую Каледонию, Южную Африку и Южную Атлантику вплоть до Капской котловины на $35-40^\circ$ ю.ш. Распространение среднемелового нанопланктона в Атлантике почти симметрично относительно современного экватора: умеренные зоны находятся выше $\pm 40^\circ$ [560]. Т. Уорсли [691], исходя в основном из распространения *Tetralithus murus* и *Nephrolithus frequens* (также фораминифер *Abathomphalus mayaroensis*) в позднем маастрихте проводит южную границу тропической зоны по 30° ю.ш. между Южной Америкой и Африкой и по 20° ю.ш. в Австралии (в северном полушарии она проходит по $45-47^\circ$ с.ш., опускаясь на востоке Северной Америки до 30° с.ш.).

Разумеется, нет оснований предполагать однозначное соответствие меловых и современных климатических зон по температурным условиям. По мнению некоторых исследователей [206], меловая бореальная зона сопоставима с современной субтропической, так как некоторые свойственные ей формы сейчас встречаются лишь в низких широтах. Впрочем, распространение этих форм может быть ограничено не температурой, а иными факторами.

Не вызывает сомнений, что в умеренной зоне севернее феникопсисовой границы зимняя температура систематически опускалась ниже 0° , иначе трудно представить себе возникновение столь обширных листопадных формаций. В этой же зоне находятся наиболее крупные нижемеловые месторождения угля. Полоса оптимального развития чешуелистных формаций примерно соответствует распространению климата средиземноморского типа с относительно сухим летом и теплой мягкой зимой. Такие же условия предполагаются для образования мезозойских красноцветных отложений и, разумеется, не случайно почти точное совпадение границ чешуелистной формации и красноцветов (см. выше). Угли в этой зоне распространены широко, но менее мощные, чем на севере.

Сведения о характере сезонности в этой зоне достаточно разнообразны и включают биостратомические и склерометрические наблюдения. По рисунку склеритов на чешуе среднесеноманских рыб Крыма предполагается непродолжительный сухой сезон [73]. На сезонность указывает также динамика роста команчских кардиид [585].

Тропическая "элатеревая" зона совпадает с зоной апт-альбского солевого накопления — указание на относительно сухой климат. Однако сухость побережий могла быть связана с апвеллингом и не распространялась на всю зону. Сами растения не дают определенных указаний на сухость, так как ксероморфный облик гимериелловых скорее всего объясняется произрастанием на солевых болотах. В позднем мелу эта зона испытывает увлажнение и становится ареной довольно значительного углеобразования. Она могла быть несколько холоднее современной экваториальной климатической зоны, так как в ее пределах росли араукарии, сейчас не встречающиеся в долинных тропических лесах.

Если соответствие фитоклиматических границ северного и южного полушарий определено правильно, то в раннем мелу южное полушарие было несколько теплее северного, а в позднем — значительно холоднее (см. рис. 44, 45).

Климат и течения

Три основных фактора определяют систему циркуляции океанских вод — меридиональный температурный градиент, кориолисова сила и расположение континентов. Все три в меловом периоде, вероятно, отличались от современных. При моделировании системы течений обычно принимают в расчет безледниковый климат и существование сквозных морских коридоров в области Тетис. Оба фактора действуют таким образом, чтобы придать системе течений широтную направленность. При этом возникает проблема поддержания низкого температурного градиента между экватором и полюсом, так как механизм переноса тепла меридиональными течениями заторможен. По гипотезе Т. Чемберлена, выдвинутой еще в начале века, роль психросферы — холодных (ниже 4°) плотных вод, выходящих на севере из Норвежского моря, на юге — из моря Уэдделла, — могли играть плотные соленые воды, образующиеся в низких широтах и переносящие тепло к полюсам. Циркуляция, таким образом, имела противоположную направленность по отношению к современной: сейчас режим Арктического бассейна "лагунный" (глубинные воды вытекают из

бассейна, поверхностные — втекают в него), в мелу был "эстуариевым" (приток глубинных вод, отток поверхностных). Это предположение согласуется с преимущественно кремнистым осадконакоплением в Арктическом бассейне [249] которое, впрочем, началось лишь в кампане. В то же время ему противоречат холодноводные апвеллинги у берегов Атлантики.

Моделирование системы течений в условиях безледникового климата на специальной установке [454] показывает, что многие черты современной циркуляции сохранились, однако конвергенция циклонического субарктического и антициклонического субтропического течений в Тихом океане показана на 50° с.ш., зона западных ветров смещена примерно на 10° к северу, Гренландское течение направлено на север, а не на юг, как сейчас.

Вход в Норвежское море теплым течениям из Атлантики преграждает язык холодных арктических вод. В безледниковом климате ветвь Гольфстрима могла (разумеется, если не было топографических преград) проходить через Арктику в Тихий океан. Различные аспекты такой системы циркуляции рассмотрены [206, 351, 449, 454]. Для оценки альтернативных моделей мы должны привлечь информацию о проливах, фациях, климатических зонах и биогеографических связях. Например, общие виды амmonoидей в Калифорнии и Японии указывают на широкоширотное течение через Тихий океан, подобное современному. Проходило ли это течение в Тетис и транзитом в Атлантику — зависит в первую очередь от проливов вокруг Зондской плиты. Во время поднятий Шанский и Зондский массивы блокировали поступление тихоокеанских вод в Тетис (огибая дуги Банда с юга, они едва ли могли потом подняться к северу против кориолисовой силы [454]). По Тетис осуществлялась связь главным образом между Индийским и Атлантическим океанами (рис. 48), прерванная периарабской складчатостью на рубеже кампана и маастрихта.

В Индийском океане экваториальное течение отклонялось также к югу. Распространение тетической фауны вдоль восточного побережья Африки, как и общие виды на Мадагаскаре и в западной Индии, — очевидное указание на теплое течение, аналогичное Агульясовому.

На западе тетическое течение, вероятно, разветвлялось: одна ветвь устремлялась к северу, огибая Богемский и Арденский островные массивы и обогревая Западную Европу. Этим можно объяснить проникновение тетической фауны далеко к северу [421] и отклонение в том же направлении фитоклиматических зон (см. выше). Теплое течение прослеживается на севере вплоть до Западно-Сибирского моря, в которое оно проникло с юго-запада, через Полярный Урал, давая здесь начало циклоническому течению, обогревавшему западное побережье [54].

Другая ветвь тетического течения входила в Атлантику через Аквитанский бассейн и Бискайский залив (по крайней мере с баррема). Здесь тетические воды должны были отклоняться силой Кориолиса к северу. Мы помним, что теплолюбивая фауна встречалась вплоть до 54° с.ш. Открытие прохода по трогам Рокколл, Фареро-Шетландскому прогибу, Сенья и другим грабенам вдоль норвежско-свальбардского шельфа давало им доступ в Арктический бассейн. В это время он мог быть "эстуариевым", как и позднее, в кампане-маастрихте. Но сеноманское поднятие арктической суши скорее всего изолировало Арктический бассейн от тетических вод. Связь могла поддерживаться через Северо-Американское море.

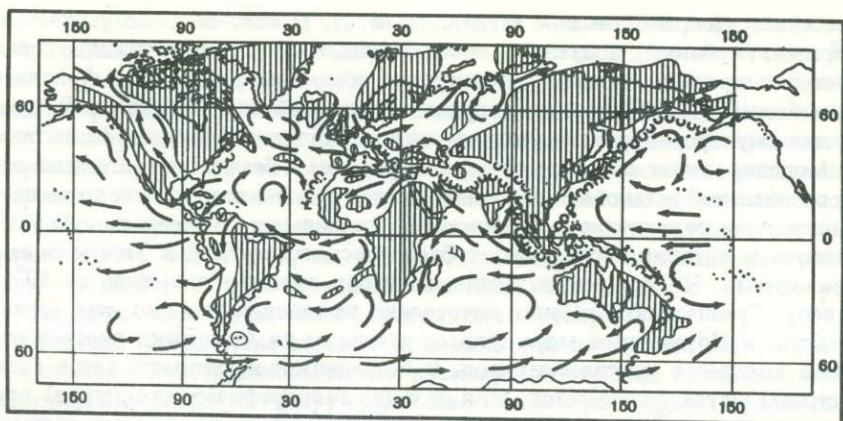


Рис. 48. Схема геострофических течений позднего мела, реконструированная по распределению фаций и данным палеобиогеографии; контуры суши и островные дуги, как на рис. 40

Мы должны постулировать также ветвь Тетис, пересекающую Атлантику и заходящую в Карибское море, иначе трудно объяснить сходство тетической и карибской фауны. Отклоняясь к северу вдоль Багамского плато и коралловых рифов западного побережья Северо-Американской котловины, тетические воды, возможно, пополненные теплым течением, выходящим из Мексиканского залива, доходили в виде прото-Гольфстрима до Ньюфаундленда, принося тепловодную фауну на Флемиш-Кэп и Орфан-Нолл. Нет достоверных указаний на то, что прото-Гольфстрим входил в Норвежское море или Лабрадорскую котловину, так как фауна восточной и западной Гренландии бореальная. Во флоре, впрочем, содержатся теплолюбивые папоротники и беннеттитовые (*Pseudocycas*, в восточной Азии доходящий лишь до 52° с.ш.).

Водообмен между Северной и Южной Атлантикой был затруднен поднятиями в области Северо-Бразильского выступа (Фернанду-ди-Норонья) и экваториальных разломов. Поверхностные течения эпизодически проникали через эти барьеры в апте, альбе, туроне и более широко — с кампана. В это же время открылась связь с австралийской провинцией через погрузившийся барьер Китовый—Риу-Гранди (на Риу-Гранди известны оксигенированные кампанские фации).

До этого котловины Южной Атлантики были практически изолированы, каждая со своей апвеллинговой системой. Меловые фосфориты известны как на африканском, так и на бразильском побережье.

Высокий уровень эндемизма австралийской фауны [310] и особенно Уздельской провинции [698] показывает, что обмена через просветы в Патагонско-Антарктической дуге и Магелланов пролив практически не было. Эффективным барьером была и дуга Никоя вплоть до кампана.

Хотя на палеоокеанологических реконструкциях в Тихом океане показывают меловые течения, аналогичные Куроисио, Калифорнийскому и на юге холодному течению Гумбольдта [332], мы можем указать лишь на относительно симметричное положение фитоклиматических зон на западной

и восточной окраинах. Меловые изофлоры протягиваются через Тихий океан почти параллельно современным широтам (см рис. 44, 45). Рудисты вдоль американо-канадской окраины проникали на север вплоть до Монтаны, теплолюбивые фораминиферы — до Ванкувера [476]. Фауна авлакогена Неукен, в который заходили Тихоокеанские воды, тоже относительно теплолюбивая. Теплая Пацифика, как и теплая Атлантика, по крайней мере частично объясняется изоляцией от Арктического бассейна. Севернотихоокеанская малакофауна заметно отличалась от арктической [377].

Углородистые фации в Южной Атлантике имеют довольно ограниченный диапазон — в основном средний мел и лишь в Ангольском бассейне до верхнего мела. В Северной Атлантике их диапазон в основном от готерива до раннего турона, в Тихом — до кампана. Это означает, что в Тихом океане эстуариевый режим поддерживался дольше, возможно, притоком атлантических вод через Арктический бассейн, также эстуариевый в кампане.

Сведения о циркуляции атмосферы весьма скудные [449]. Многочисленные прослои бентонитов во внутреннем море Северной Америки образовались из пепла вулканов, расположенных на западе. Очевидно, этот район, как и сейчас, находился в зоне западных ветров. Зона западного переноса и в особенности "ревушие" сороковые широты характеризуются сильными штормами, следы которых сохранились в американском внутреннем море в виде темпеститов — штормовых фаций [469]. О штормах свидетельствует и частое перемешивание фауны пресноводных и солоноватоводных сообществ [320]. Детальное биостратомическое изучение мелководных морских и лагунных отложений позволило выявить признаки муссонной циркуляции, которая обычно развивается на границе зон западных ветров и пассатов. По-видимому, вся зона красноцветов находилась под влиянием муссонов. Фосфориты на западном побережье Индийского океана свидетельствуют о муссонных апвеллингах. В Тихом океане углеродистые фации также могут быть связаны с муссонными апвеллингами вдоль линии островных дуг и океанских плато от Манихики до Хесса.

Температурные условия

Для реконструкции температурных условий используют сведения из области палеоэкологии, а также относящиеся к динамике роста организмов и составу их минеральных выделений. Изотопный, магниезиально-кальциевый и кальциево-стронциевый методы дают какое-то представление о среднегодовой температуре, но этот показатель редко используют в современной климатологии, так как среднегодовая температура почти никогда не соответствует чаще всего встречающейся температуре. Палеоэкологический метод дает интегральную характеристику климата, которую очень трудно разложить на ингредиенты и, в частности, выделить температурные колебания среди прочих, влияющих на организмы. Это предостережение против неоправданно точных определений температуры, нередко встречающихся в палеоклиматологических работах.

Для оценки экваториально-полярного температурного градиента можно использовать сопоставление описанных выше типичных меловых растительных формаций с современными. Феникопсисовые леса в целом сопостави-

мы со смешанными листопадными лесами центрально-европейского и маньчжурского типов. Для областей их распространения сейчас характерна январская температура от 0° до -8° , июльская $16-24^{\circ}$ (в арктической палинологической области температура, вероятно, приближалась к нижним значениям), годовые осадки в пределах $500-1000$ мм. Различия между азиатским и европейским секторами этой зоны скорее всего заключались в том, что первая имела более континентальный климат с непродолжительной довольно холодной зимой и теплым летом, тогда как в последней зима могла быть почти безморозной, а лето относительно холодным (дифференциацию палинологических областей *Normapolles* и *Aquilapollenites* легче всего объяснить с этих позиций).

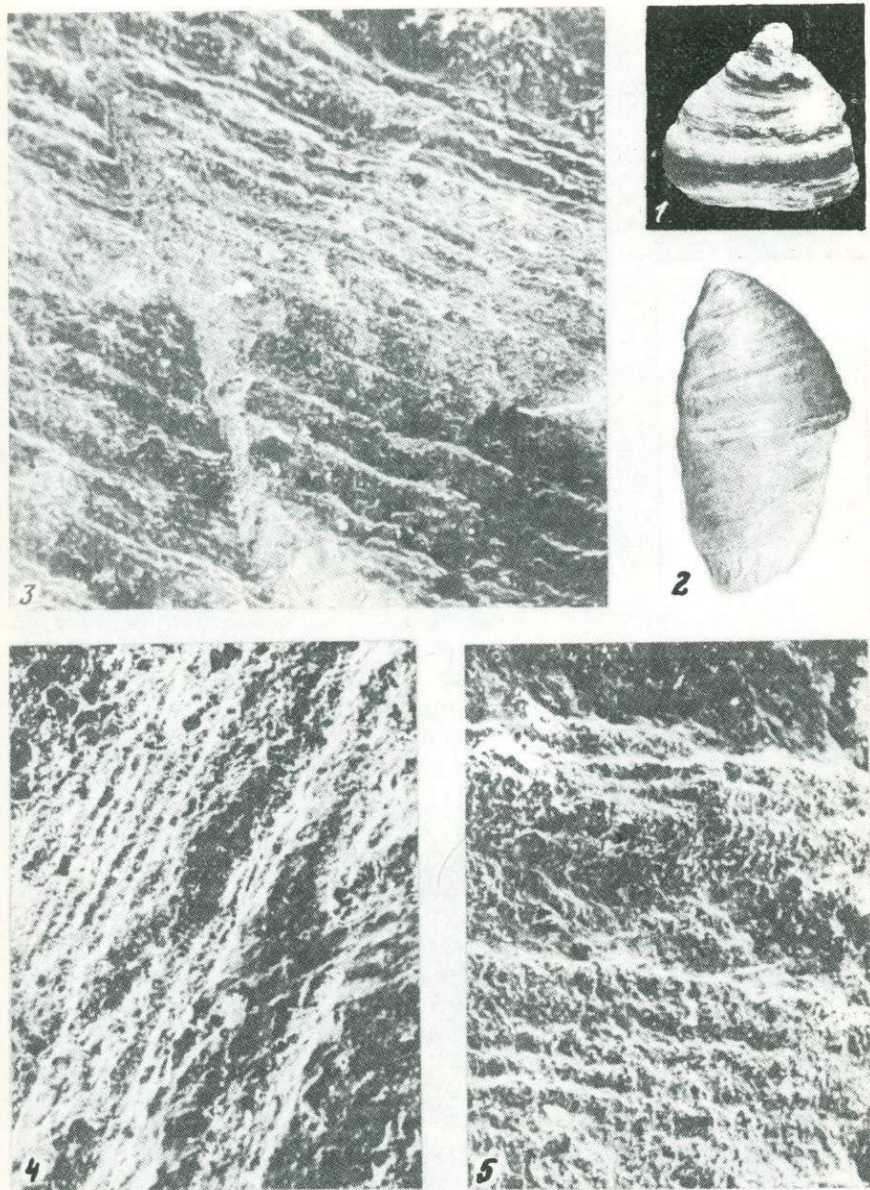
Зона чешуелистных лесов в целом соответствует климату средиземноморского типа с зимним максимумом осадков, январская температура в пределах $8-16^{\circ}$, июльская $16-24^{\circ}$. Мангры сейчас заходят в эту зону на юге Японии, в заливе Акаба и на Бермудских островах. Тропическая меловая зона, конечно, представляет почти неразрешимую проблему в отношении температуры. Некоторые аналогии возможны с сухими тропическими лесами Кубы и Восточной Африки, в которых заметную роль играют *Encphalartos* и *Microsucas*. По температурным условиям они приближаются к верхним значениям субтропической зоны, хотя зимняя температура существенно выше.

Таким образом, температурный градиент мог составлять около 24° зимой и 8° летом, причем это скорее всего максимальные цифры.

В позднемеловую эпоху происходит главным образом океанизация климата северного полушария, которая, очевидно, и обусловила широкое распространение секвойевых лесов, небольшие смещения климатических зон могли произойти за счет смягчения температурных экстремумов. Считается, что флора Новой Зеландии больше всего напоминает умеренную позднемеловую. Если ориентироваться на температурный градиент между Новой Зеландией и северным Квинслендом, то он составляет всего около $10-12^{\circ}$ (для зимних и среднегодовых температур).

Сдвиг климатических границ к экватору на рубеже мела и палеогена устанавливается как по флоре, так и в еще большей степени по фораминиферам и нанофоссилиям (см. выше). Имеются некоторые указания на кратковременное оледенение Антарктиды в это время [325].

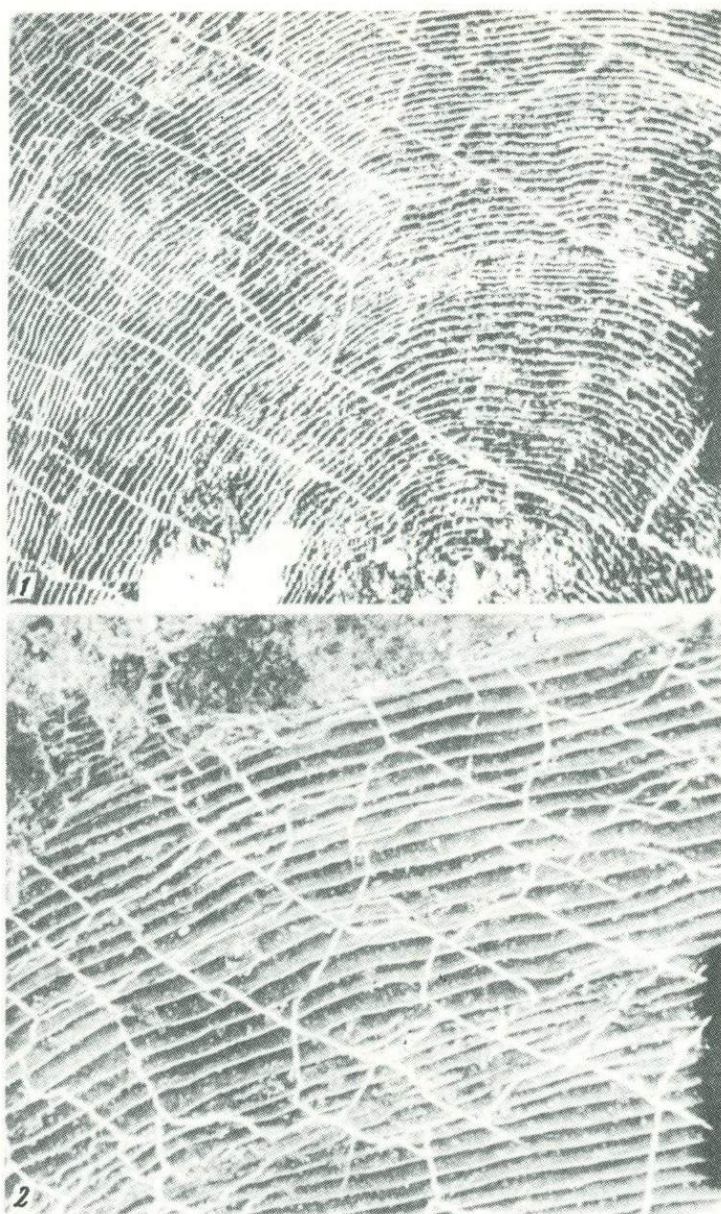
Сопоставление меловых растительных группировок, сменявших друг друга во времени, указывает на изменение температурных условий. Систематические исследования такого плана были проведены на местонахождениях из восточных районов СССР [71, 427]. Чтобы выявить общие закономерности, сравнивались климатически обусловленные смены климаксовой растительности — клисерии — из двух фитоклиматических зон (Южное Приморье — субтропическая зона, Буреинский бассейн — умеренная зона). Символом температурных условий для раннего мела служил цикадофитовый индекс (отношение процентного содержания цикадофитов, теплолюбивой группы, на данном стратиграфическом уровне к их содержанию во всей флоре), для позднего мела — содержание цельнокрайних листьев двудольных. Однако выводы строились не только на этих данных, но и с учетом изменений разнообразия видов и сообществ, соотношения жизненных форм и вертикальных миграций поясов растительности, которые



Фиг. 1-5. Структуры, регистрирующие ритмы роста на эпитеке альбских кораллов 1, 2 - годовые (широкие валики и борозды) и месячные (тонкие линии) слои, $\times 1$; 3 - месячные слои в пределах годового слоя, $\times 60$; 4, 5 - недельные (глубокие ребра и борозды) и суточные (тонкие линии между ними) слои, $\times 120$ и 200 . Электронные микрофотографии (материал предоставлен Е.В. Красновым)

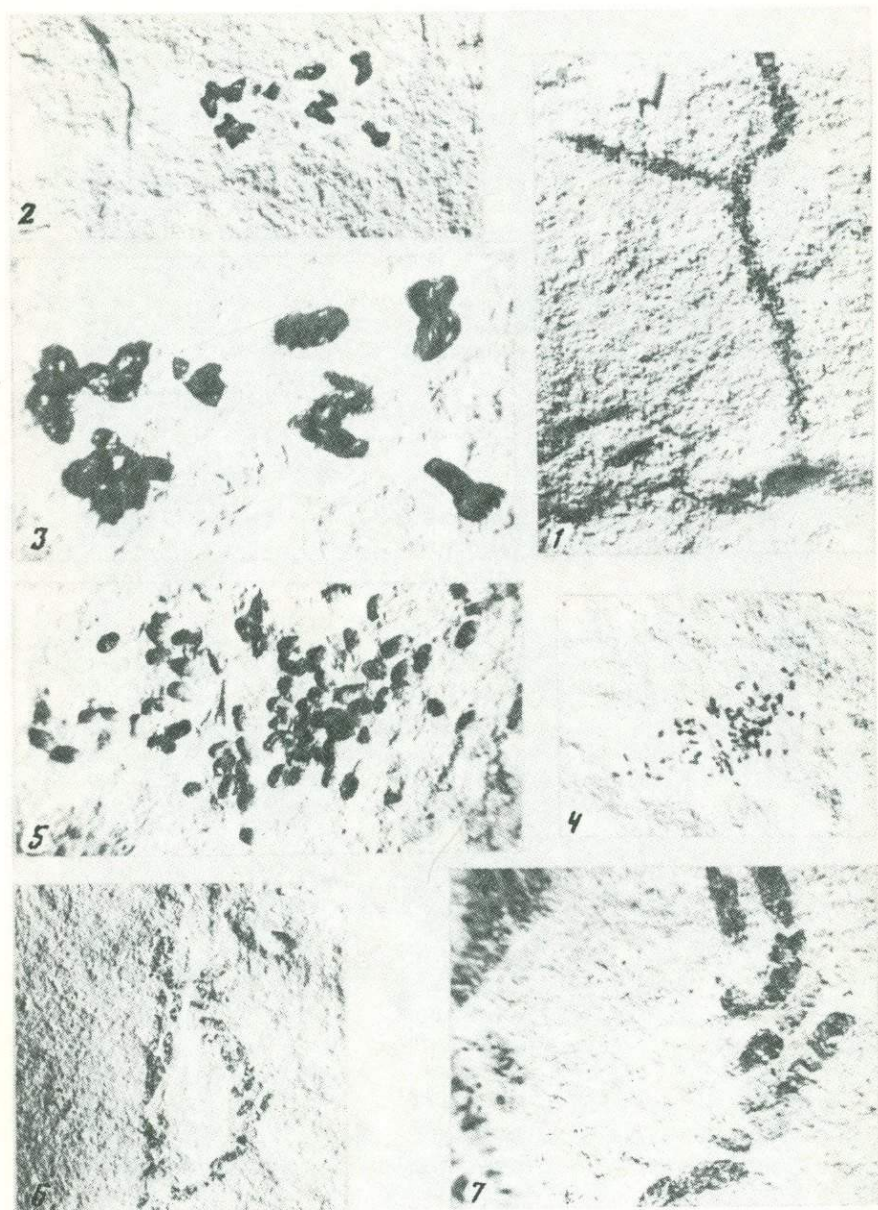


Фиг. 1—4. Структуры, регистрирующие ритмы роста на эпитеке альбских кораллов
 1, 2 — месячные и недельные слои, X 60 и 120; 3, 4 — недельные и суточные слои, X 300 и 400. Электронные микрофотографии (материал предоставлен Е.В. Красновым)



Фиг. 1–2. Склериты на чешуе рыбы из альба Крыма как палеоклиматический показатель

1, 2 – зоны узких межсклеритных промежутков без отчетливого годового кольца, соответствуют непродолжительному неблагоприятному сезону (около 1,5–2 месяцев), не вызвавшему полной остановки роста, X 65 и 140. Электронные микрофотографии (коллекция В.А. Красилова)



Фиг. 1-7. Фекальные тельца — одна из форм аккумуляции обогащенного органическим веществом пелитового материала в преимущественно карбонатных толщах 1 — нора, $\times 3$; 2-7 — фекальные тельца полихет (2-5) и декапод (6, 7) в мергеле, нижний сеноман Крыма, $\times 3$ и 7,5 (коллекция В.А. Красилова)

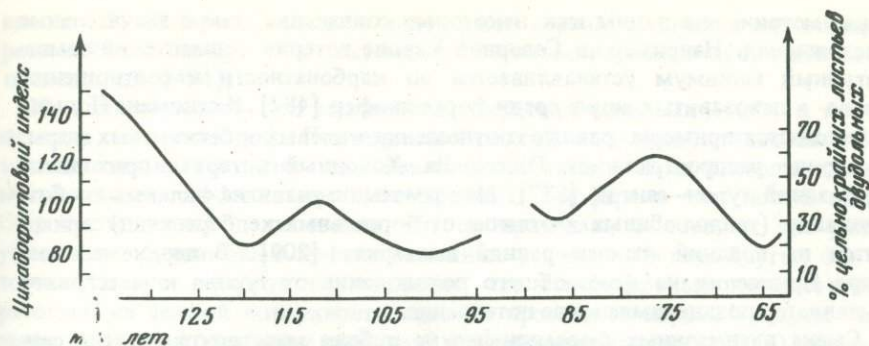


Рис. 49. Изменения температурных условий в течение мелового периода по палеоботаническим данным [75, 426]; кривые отражают общие тенденции и не дают представления о температуре в числовом выражении

отчетливо проявляются на определенных стратиграфических уровнях в колебаниях численности видов.

Были реконструированы фитоклиматические оптимумы для берриаса, апта, турона и кампана, пессимумы — для валанжина—готерива, альба—раннего сеномана и позднего маастрихта—дания. Не было обнаружено значительных изменений температуры на границе юры и мела, тогда как маастрихт-датская граница климатически выражена достаточно отчетливо (рис. 49).

В этих построениях есть пробелы, связанные с неполнотой разрезов в пределах готерива—баррема и альба—сеномана. Последний был в какой-то мере заполнен изучением палеофлористической сукцессии из альба—сеноманских отложений Крыма (Бахчисарайский район, междуречье Качи и Бодрака [99]). Растительные остатки здесь встречены вместе с разнообразной морской фауной в верхнеальбских глинах и сеноманских мергелях. В целом преобладают теплолюбивые растения, что естественно для этой широты. Однако в позднеальбской группировке нет цикадофитов — указание на более холодный климат, чем в неокоме того же района, где цикадофиты обычны. В раннем сеномане тенденция к похолоданию, видимо, усиливается: космополитные виды папоротников преобладают над термофильными. В среднем сеномане обстановка резко изменяется, появляются многочисленные цикадофиты, соотношение эвритермных и термофильных папоротников изменяется в пользу последних [75].

Параллельно изучалось расположение склеритов на чешуе рыб из тех же отложений [73]. Известно, что склеритограммы несут определенную информацию с сезонности климата. Рисунок склеритов на чешуе из верхнего альба (табл. III) — чередование зон широких и узких межсклеритных промежутков без четкой границы между ними — характерен для теплоумеренного сезонного климата. На среднесеноманских чешуях выражена очень узкая зона сжатых склеритов, соответствующая короткому неблагоприятному сезону, скорее всего, летнему засушливому периоду, отразившемуся на трофических условиях.

Сопоставляя намеченную выше последовательность климатических изменений с реконструкциями по фауне, изотопной и магнезиальной палео-

термометрии, мы видим как некоторые совпадения, так и значительные расхождения. Например, в Северной Европе готерив-раннеаптский температурный минимум устанавливается по карбонатности и соотношению право- и левозавитых морф среди фораминифер [482]. В сеномане Польши наблюдаются примерно равные соотношения килевых и бескилевых форм. В туроне распространяется *Dicarinella*. Холодный интервал приходится на поздний турон—сантон [537]. Максимальное развитие килевых глоботрунканид (теплолюбивых в отличие от бореальных хедбергеллид) приходится на поздний кампан—ранний маастрихт [209]. В позднемеловом море Прикаспия на фоне общего похолодания от турона к маастрихту выделяется позднекампанское потепление.

Смена планктонных фораминифер на рубеже маастрихта и дания свидетельствует о похолодании, но значительные экологические различия между видами осложняют картину. По изотопным данным в прошлом определяли температурные пики в альбе и туроне—сантоне [288, 451], однако недавние исследования Н.А. Ясаманова, выполненные магниезиальным методом, показали спад температуры в альбе, аналогичный установленному по флоре [155]. Для крымского бассейна этот исследователь указывает температуру неокома 20–24°, сеномана—турона 20–26°, маастрихта 20–22° и палеоцена 18–22°. Выявлены также интересные корреляции между данными магниезиальной термометрии и содержанием пыльца *Glassopollis* [156]. В то же время магниезиальный метод в ряде случаев показывает повышение температуры в конце маастрихта, которое можно, наверное, отнести за счет нарушения кальций-магниевого соотношений массивным осаждением кальцита.

Существуют, разумеется и другие расхождения между данными, полученными разными методами, каждый из которых имеет свои ограничения. Главная причина, вероятно, заключается в том, что изотопный и магниезиальный методы дают сведения о "мгновенной" температуре, на которую влияет множество трудноучитываемых факторов, тогда как растительность с ее более замедленной реакцией отражает долговременные тенденции эволюции климата. Оценивая ситуацию в целом, мы видим определенную связь между изменением температурных условий и трансгрессиями. Потепления соответствуют максимальным трансгрессиям в туроне и кампане, похолодание — глобальной регрессии на рубеже мела и палеогена. Эти совпадения как будто свидетельствуют в пользу изменений альбеда как главного фактора (см. выше), но регрессии на рубеже юры и мела не отразились на температурных условиях, альб-сеноманская трансгрессия сопровождалась похолоданием. Очевидно, мы должны учитывать совместное действие ряда факторов.

Так, развитие океанской циркуляции на рубеже мела и палеогена явно имеет отношение к похолоданию. Она могла быть стимулирована увеличением меридионального градиента температуры и в свою очередь способствовать похолоданию за счет возросшего поглощения тепла океаном. Образование вулканического пояса вокруг Тихого океана увеличило поступление CO₂ в атмосферу, особенно в туроне, в связи с распространением риолитового вулканизма. Вспышка продуктивности фитопланктона [628] и распространение секвойевых лесов, означавшее заметное увеличение биомассы наземной растительности, могли играть буферную роль в отно-

шении CO_2 (вопреки довольно популярной версии, экспансия цветковых растений и появление C_4 системы фотосинтеза не имели существенных последствий [494]).

Не исключено, что эти механизмы сократили содержание CO_2 в конце мела (похолодание). Последующий резкий спад продуктивности фитопланктона и замещение секвойевых лесов смешанными листопадными могли снизить эффективность биосферного буфера и дать новый пик CO_2 (потепление) в палеоцене. Но по причинам, о которых мы уже упоминали, парниковый эффект мог лишь усилить действие других факторов. Следует принять во внимание, что максимальный парниковый разогрев на земной поверхности едва ли превышает первые градусы на экваторе и немногим выше на полюсах. Увеличение содержания CO_2 выше определенного уровня (вдвое больше современного) не дает ощутимого дополнительного эффекта. В ледниковом климате даже небольшое повышение температуры на полюсах может нарушить баланс ледников и послужить пусковым механизмом последующих климатических изменений. В безледниковом климате ничего подобного не произойдет. И наконец, аномалии CO_2 быстро рассасываются океаном и биосферой. Несмотря на обилие потенциальных факторов, резкое сужение тропической зоны в конце мелового периода при отсутствии или незначительном развитии оледенения остается загадкой, если не привлечь ротационный механизм, дающий подобный эффект при ускорении вращения планеты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В начале мела контуры Лавразии еще сильно отличались от современных, Тетический и Тихоокеанский пояса состояли из множества отдельных или частично слившихся микроконтинентов, самые крупные из которых — Индия и Тасмантис. Консолидация этих поясов привела к возникновению Лавразии в современном понимании и ее соединению с Африкой (после периаарабской фазы). С этого момента флора Индии приобретает африканский облик. Распространение наземных животных и растений происходило также по Гибралтарской, Центрально-Американской (Никоя) и Патагонско-Антарктической дугам, Берингии, Тасмантис между Антарктидой и Австралией, хребтам Китовый и Риу-Гранди между Африкой и Южной Америкой.

Трансгрессии соединили Тетис с Арктическим бассейном (через внутреннее американское и западно-сибирское моря) и Гвинейским заливом, расчленив Северную Америку, Европу и Африку на островные массивы суши. Сокращение современной суши составило $58 \cdot 10^6 \text{ км}^2$, приращение за счет суши Туле, Тасмантис, арктического, берингийского и охотоморского шельфов — $20 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ и возможно еще $5 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ за счет океанских хребтов и плато. Горы поднимались вдоль атлантических окраин в раннем мелу. Тихоокеанский вулканический пояс отбрасывал дождевую тень на тыловые впадины, в которых после сеномана прекратилось углекислое. Высота этих гор едва ли достигала 3000 м. Глубина океанских котловин большей частью не превышала 2700 м (предполагаемый уровень карбонатной компенсации). Таким образом, произошло выполаживание гипсометрической кривой, очевидно, связанное с замедлением вращения (она

больше напоминала лунную, чем современную земную). Южные континенты испытали меньшее опускание, чем северные, — сказалась асимметрия полушарий. Начиная с турона развивается асимметрия западного и восточного полушарий.

Геодид отражает современные тектоно-магматические процессы (активные структуры концентрируются вблизи нулевого контура), происходит рассасывание аномалий, частично возникших в мелу. К ним, возможно, относится мальдивская впадина вблизи деканских траппов (Индия сместилась к северу вследствие сокращения коры Тетис) и выступ в районе крупнейшего офиолитового массива Папуа-Соломоновых островов.

Область умеренного климата совпадала с распространением летнезеленых феникопсисовых лесов, ее южная граница в Азии и на западе Северной Америки проходила по 50° с.ш., в атлантическом секторе сдвинута к северу под действием теплых течений. Максимальное угленакпление приурочено к этой зоне. К югу от нее и до $50-55^{\circ}$ ю.ш. господствовал климат средиземноморского типа, чешуелистная растительность и красноцветное осадконакопление. Зона более сухого и жаркого климата близ экватора отличалась соленакоплением и своеобразной растительностью с признаками энтомофилии. Полярно-экваториальный температурный градиент составлял около 24° , в позднем мелу существенно меньше в связи с океанизацией климата.

Климатические рубежи по морской фауне занимают примерно такое же положение. Морские кремнисто-карбонатные фации накапливались в условиях неустойчивого уровня карбонатной компенсации под влиянием кислых гидротерм. В Атлантике благодаря притоку соленых тетических вод установился "эстуариевый" режим, Арктический и Тихий океаны были "эстуариевыми" по отношению к Атлантике. Развивалась локальная циркуляция, которую подавляло опреснение поверхностных вод во влажные периоды. Ритмичность сапропелевых фаций, как и мелмергельных фаций эпиконтинентальных морей, связана с орбитальными циклами.

Намечены потепления в титоне—берриасе, апте, туроне, кампане, похолодания в валанжине—готериве, коньяке, маастрихте—дании. При этом основные климатогенные факторы — изменение скорости вращения Земли, альbedo и развитие океанской циркуляции — действовали совместно.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ
ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

Меловой период ознаменовался такими выдающимися макроэволюционными событиями, как "планктонный взрыв", появление цветковых растений, бабочек и муравьев, настоящих птиц, сумчатых и плацентарных млекопитающих. В это время жили самые крупные наземные хищники и летающие позвоночные. Разнообразие организмов резко возросло, а в конце периода катастрофически упало за счет вымирания доминирующих групп. Таким образом, меловой период представляет большие возможности для проверки теоретических моделей макроэволюции.

Теория катастроф, популярная в начале века, была возрождена благодаря открытию иридиевой аномалии. Ей противостояла синтетическая теория, не предполагающая специального макроэволюционного механизма и сводящая макроэволюцию к длительному наслоению микроэволюционных актов. Разумеется, любые эволюционные изменения можно представить как изменения частоты генотипов. Но популяционно-генетические механизмы действуют в рамках экологической суперструктуры, макроэволюция же как раз и означает выход за эти рамки. Таким образом, проблемы макроэволюции — это в первую очередь проблемы экосистемной организации живого.

Основные положения экосистемной теории макроэволюции сводятся к следующему. Структура любой экосистемы и биосферы в целом определяется предельным для нее уровнем освоения энергетических ресурсов, который выражается в трофической организации, дроблении экологических ниш, таксономическом разнообразии. В процессе формирования такой структуры проявляется тенденция к специализации видов и стабилизации условий. Пионерские стадии, малозффективные в отношении использования ресурсов, но способные выжить в неустойчивых условиях, стабилизируют среду настолько, что становится возможным вселение более специализированных и конкурентоспособных видов, и так до климатической фазы, наиболее устойчивой в данных условиях.

Для дальнейшего развития необходимо нарушение климаксовой структуры и ослабление стабилизирующего отбора. Это и происходит в результате периодической тектоно-магматической активизации и связанной с нею общей дестабилизации условий обитания. Дестабилизация губительна для доминирующих видов климаксовой фазы. На первый план выступают оппортунистические виды. Обстановка благоприятна для сокращения репродуктивных циклов и возникновения морфологических новшеств, главным образом за счет педоморфоза. По мере стабилизации условий

начинается новый раунд усложнения структуры и дробления экологических ниш. Выявляются адаптивные потенции возникших на пионерской стадии новшеств, выдвигаются новые адаптивные типы — доминирующие виды формирующихся устойчивых экосистем.

Это, разумеется, лишь принципиальная схема, нуждающаяся в уточнении и конкретизации. Попытаемся сопоставить ее с ходом макроэволюционных событий в меловом периоде. Отметим, что главные события, упомянутые в начале главы, состоялись в ходе тихоокеанской складчатости позднего неокома, приведшей к значительному изменению условий на суше и в море (см. разделы II и III). "Планктонный взрыв" начался сразу же после этих событий. Первые планктонные фораминиферы появились в средней юре, но в условиях титон-берриасского климатического оптимума они были оттеснены инфузориями из семейства тинтинид — кальпионеллами, которые доминировали вплоть до готерива. Сопутствовавшие тихоокеанской фазе похолодание и общая неустойчивость условий снова дали преимущество примитивным планктонным фораминиферам. Уже в готериве-барреме появились первые хедбергеллиды. Радиолярии весьма редки вплоть до баррема и дают резкую вспышку в апте [687]. Наиболее древние массовые скопления диатомовых известны из апта [202]. История этой группы водорослей почти точно повторяет историю планктонных фораминифер. На том же уровне появляются прогрессивные группы динофлагеллат [568, 632].

В результате массового вторжения пионерских видов планктонных организмов в океан многократно возросли скорость пелагического осадко-накопления и масштабы захоронения органического углерода, возник уровень карбонатной компенсации. Климатическая обстановка способствовала периодическому развитию апвеллингов, повышавших фертильность вод. В середине мела обстановка настолько стабилизировалась, что стало возможным развитие фораминифер со сложным жизненным циклом, которые в ходе онтогенеза совершают вертикальные миграции большой амплитуды и на репродуктивной стадии должны зафиксироваться на определенной глубине. Последнее требование стимулирует быстрое увеличение объема раковины, морфологическое усложнение, уплощение, развитие орнамента, килей и других приспособлений гидродинамического характера.

Эти сложные формы в полной мере реализовали преимущества, которые давала им четко выраженная плотностная стратификация океанских вод. Их бурное развитие начинается в альбе с появлением *Ticinella* и однокилевых *Ratalipora* и кульминирует в позднем мелу с распространением двукилевых *Dicarinella*, *Globotruncana* и других морфотипов. При этом периодическое нарушение стратификации тектоническими и климатическими процессами вызывало закономерное повторение циклов развития планктонной экосистемы и последовательного выдвигания шаровидных—уплощенных—килевых двояковыпуклых—килевых плосковыпуклых форм в сеномане, туроне, коньяке—сантоне, кампане и маастрихте [238, 358]. Терминальное похолодание и развитие циркуляции превысило регенерационные способности этой экосистемы. Ее структура рухнула, и вместе с нею вымерли сложные доминирующие формы. Пограничные маастрихт-датские сообщества состоят исключительно из примитивных форм и характеризуются низким разнообразием при высокой численности особей. Мо-

жет быть, не в столь яркой форме аналогичные процессы проявились во всех других экосистемах.

Взаимоотношения зеленых и красных водорослей складывались примерно так же, как у кальционелл и планктонных фораминифер: первые претерпели упадок, вторые резко увеличили разнообразие в середине мела [534].

Смена доминирующих родов среди моллюсков хронологически еще более точно совпадает с замещением кальционелл фораминиферами и, несомненно, связана с теми же явлениями. В бореальных фаунах доминирующих позднеюрских—неокомских двустворок из рода *Buchia* замещают гомеоморфные виды *Aucellina* [406], господствующие в период максимального распространения в этой области темносланцевых фаций (апт—альб). Последние бухии известны в готериве, первые ауцеллины — в позднем барреме. Следовательно, происходило заполнение свободных ниш, а не конкурентное замещение (в Антарктике найдены предположительно готеривские ауцеллины; здесь наблюдается смещение биохронологических уровней, возможно, указывающее на центр формообразования).

Взросший уровень накопления органического вещества в осадках изменил структуру донных сообществ, стимулируя развитие организмов, способных использовать эти пищевые ресурсы. В спектре жизненных форм произошло смещение в сторону илоедов. Они, как живые бульдозеры, разрыхляют и перемешивают ил, дестабилизируя сообщества фильтраторов [634].

Особенно пагубно распространение илоедов сказалось на судьбе реклайнеров — неприкрепленных и неподвижных двустворок, возлежащих на тонком иле или уравнивающих раковину частичным погружением в ил наподобие айсберга [634]. Раньше реклайнеры процветали. Они еще сохраняли свои позиции в меловых эпиконтинентальных морях, благодаря распространению донной аноксии, к которой они были не слишком чувствительны, но которая препятствовала развитию инфауны (впрочем сокращение инфауны отчасти вторичное, из-за растворения арагонитовых раковин). Донные сообщества мелких меловых морей еще напоминали палеозойские [409, 399, 378]. Однако развитие циркуляции и увеличение численности "живых бульдозеров" [378] покончили с этим образом жизни (современные морские гребешки тоже лежат на тонком иле, но они подвижны). Вместе с ним ушли и доминирующие формы мезозойских моллюсков — Эхогута и иноцерамы.

На твердых грунтах основными событиями были изменение соотношения эпифауны и инфауны в пользу последней и развитие среди эпифауны форм с настоящим экоскелетом (серпулид, циклостомовых мшанок, не имеющих в отличие от палеозойских форм мягкой наружной ткани [521]). В течение всего мезозоя усложняется скульптура раковин моллюсков, все более оснащенных бугорками, ребрами, иглами и другим орнаментом [663]. Особенно ярко эта тенденция проявилась в позднемеловую эпоху. Орнамент служит главным образом для зарывания (вращением раковины), очистки от песка и повышает прочность [609]. Приспособление к инфаунному образу жизни сопровождалось значительными морфологическими перестройками и у других беспозвоночных, например морских ежей [321]. Адаптации такого рода в целом придают донному

сообществу большую устойчивость. Главная причина их усиленного развития в позднем мелу заключается, по нашему мнению, в том, что очень широкая зона между 50° с.ш. и 55° ю.ш. находилась под воздействием частых штормов. Климатическая ситуация позднемеловой эпохи способствовала развитию штормовых явлений, о чем свидетельствует широкое распространение темпеститов и телескопированных прибрежных тафоценозов.

Многие исследователи связывают те же адаптации с появлением хищников — дурофагов (способных дробить прочные раковины). Но здесь, как нам кажется, причину путают со следствием. Именно механическое укрепление раковины, связанное с защитой от повреждения штормовыми волнами и засыпания песком, послужило причиной одновременного развития признаков дурофагии (прежде бесполезных) в таких различных группах, как брахиуры, стоматоподы, акулы [397], скаты и костистые рыбы, а также взрывной эволюции неогастропод. Увеличение разнообразия хищников в целом — несомненный показатель возросшей продуктивности и усложнения трофической структуры экосистем.

Развитие орнамента у аммоноидей, особенно в послебарремское время, — до 50 % толсторебристых, 25 % бугорчатых и шиповатых раковин [669] — также можно связать с дурофагией. Но от кого защищались аммониты — от своих преследователей, мозазавров и декапод (описаны следы их атак на меловых раковинах [402, 669]) или от своих жертв, среди которых теперь появились хорошо защищенные формы? Известно, что крабы нередко повреждают раковины нападающих на них наутилусов. Сильное обызвествление челюстного аппарата аммоноидей в сочетании с сильной радиальной ребристостью, уменьшающей опасность раскола раковины, скорее всего следует рассматривать как приспособление к дурофагии.

Разумеется, дурофаги могли способствовать упадку некоторых групп (например, реклайнеров: крабы и сейчас активно атакуют муляжи мезозойских грифей и экзогир [435]) и развитию гregarности у рудистов (gregarность вообще и колониальность в частности рассматриваются как один из возможных способов защиты против хищничества).

Рудисты играли скромную роль в юрских рифах. Их численность и разнообразие жизненных форм возросли после тихоокеанской складчатости [399, 403, 532]. Некоторые жизненные формы во взрослом состоянии были одиночными реклайнерами или росли небольшими "букетами" на рифовых отмелях и в засоленных лагунах. В позднем мелу они образуют крупные биостромы. В альбских коралловых рифах на долю рудистов приходится 10–15%, редко более 40% карбонатной массы [586]. Они вселялись на поздних сукцессионных стадиях, предпочтительно со стороны лагуны. В позднем мелу к ним перешла роль основных рифостроителей.

Мы уже говорили, что воздействия, нарушающие структуру экосистемы, наиболее пагубно отражаются на поздних сукцессионных стадиях, давая преимущество ранним стадиям. Рудисты и мшанки могут рассматриваться как антиподы в этом отношении. Последовательность сукцессий в донных сообществах меловых морей относительно хорошо изучена [398, 624]. Мшанки преобладали на ранних стадиях, стабилизируя субстрат

перед вселением других организмов. На рубеже мела и палеогена рудисты вымерли, зато мшанки испытали резкий подъем [665]. Логично предположить, что абиотические факторы больше всего отразились на планктонных сообществах, вызвав массовое вымирание в конце мела. Сообщества фильтраторов пострадали как от абиотических причин, так и от спада продуктивности планктона, в свою очередь распространяя импульс сокращения разнообразия за счет доминирующих видов вверх по пищевым цепям. Есть, впрочем, указания на то, что упадок аммонитов начался раньше вымирания планктонных организмов [679]. Трофическая модель вымирания, очевидно, больше всего подходит к специализированным хищникам, для которых общий спад продуктивности и исчезновение привычной добычи губительны. В меловых морях такими хищниками были рыбаодные зубастые птицы и мозазавры, которые питались также аммонитами. Зубастые птицы, особенно *Hesperornithes*, экологически сопоставимы с пингвинами и, как эти последние, указывают на высокую биологическую продуктивность. Основной их добычей были обычные в меловых морях низшие костистые рыбы. Лучеперые, проявившиеся в позднем мелу, дали в конце периода взрывную радиацию, заместив низших костистых или оттеснив их на большие глубины. А. Елжановский полагает, что в этом заключается основная причина вымирания зубастых птиц и морских рептилий [297]. Хотя гесперорнисы были прекрасными ныряльщиками, они специализировались на маломаневренной и хуже защищенной добыче.

Озерные экосистемы развивались параллельно морским. Здесь также можно заметить крупные переломы в позднем неокоме и середине мела. Вельдские озера были по большей части проточными с зарослями хвощей на мелководье (хвощи часто захоронены на месте произрастания). Первичными продуцентами были в основном цианобиты и харовые водоросли. Цианобитовые строматолиты и онколиты [490] обычны в вельдских фациях среди остракодовых и гастроподовых ракушечников. Здесь обитали рыбы — дуофаги с низкоронковыми зубами, питавшиеся моллюсками, рыбы с остроконечными зубами, питавшиеся другими рыбами, и крокодилы, поедавшие всех этих рыб. В фациях водоемов мало остатков моллюсков и рыб, но много крокодилов, пищей которым, видимо, служили туши динозавров, сносимые в озеро медленным течением [318].

В Азии вельдские озера носили такой же характер. Например, в Ундино-Даинской впадине Забайкалья известны отложения олиготрофного озера с мелкими хвощами в прибрежных фациях. В озере жили щитни, поденки, остракоды и другая фауна. Характер озерных экосистем претерпевает существенные изменения в позднем неокоме, когда широкое распространение получили темносланцевые фации с миллиметровой ("бумажной") слоистостью. Они описаны в разделе III. В озерах также произошел планктонный взрыв. Теперь уже нет ни хвощей, ни строматолитов. Накопление органики в условиях периодически нарушаемой придонной аноксии способствовало эвтрофированию и подготовило почву для появления плавающих растений — сначала проангиоспермов (типа забайкальской *Vaisia*, "семянки" которой, покрытые войлоком длинных волосков, настолько обильны в тонкослойных мергелях, что, кажется, усыпали всю поверхность озера), затем, с середины мела, водных папоротников и настоящих цветковых, ускоривших дальнейшее эвтрофирование [109]. Фауна этого

уровня резко отличается от титон-берриасской (ундинской). В мергелях массовые скопления образуют крупные личинки водных жуков *Coptoclava*, поденок *Ephemeroptera* и стрекоз *Neuroptera*. Примечательно, что все они имели очень близкие предельные размеры, около 5–7 см в длину, примерно как у наиболее обычных здесь рыб *Lepidoptera* — очевидное указание на действие отбора в системе хищник—жертва, где основная стратегия защиты заключалась в том, чтобы достичь размеров хищника.

Ручейники в это время демонстрируют исключительно быстрые темпы эволюции строительного инстинкта: их домики отличаются совершенством конструкции и разнообразием материалов, от остракод до крупных семян, подвешиваемых в качестве поплавок.

Обратимся к событиям на суше. Здесь сразу же обращает на себя внимание концентрация первых появлений на уровне планктонного взрыва. Датой первого появления цветковых сейчас считают баррем, начало адаптивной радиации приходится на альб. Те же даты более всего приемлемы для птиц и зверей. Отдельные перья были найдены в готеривских янтарях Ливана [297] и неокоме Забайкалья (не описаны), но они могли принадлежать не настоящим птицам, а их архозавровым предкам. Более убедительная находка была сделана недавно в позднем неокоме Монголии. Древнейшие *Hesperornithes* появляются в альбе, причем представлены уже достаточно специализированными формами.

Поскольку единственный трибосфенический зуб из валанжина Англии, *Aegialodon dawsoni*, указывает на форму, переходную от панготериев к общему предку современных зверей, а в ранне-среднеальбской фауне песчаников Тринити, Северная Америка, уже намечается дифференция планцентарных и сумчатых в виде *Pappotherium* и *Holoclemensia* [597], то можно предположить, что "метатериево-зутериевый" уровень организации [444] появился где-то в промежутке между ними (снова баррем?).

Следует отметить, что статистика первых появлений не слишком показательна. Мы имеем в виду не только (и не столько) неполноту летописи, сколько трудности интерпретационного порядка. Объективно можно установить появление какого-то признака, но равносильно ли оно появлению таксона? Недаром же говорят, что дата появления костистых рыб целиком зависит от того, что подразумевается под костистой рыбой [528]. Поэтому мы не будем слишком много заниматься такого рода статистикой. Для нас достаточно, что биофоссилии с признаками листьев, пыльцы и плодов цветковых появляются совместно в барреме—апте и предшествуют более регулярным находкам таких органов в альбе (тогда как еще более древние находки, в триасе, например, занимают слишком изолированное положение в летописи). Трудно сказать, означают ли баррем-аптские находки, что уже появились покрытосеменные какими мы их себе сейчас представляем. Для покрытосеменных, например, более всего характерно прорастание пыльцы на рыльце. В барреме—апте Забайкалья найдены остатки *Vaisia*, похожие на пушистые семянки осоковых (пушицы), но пыльца у них проникла в семязачаток, как у всех голосеменных. Можно предположить такую последовательность событий: приспособление к опылению насекомыми, которые могут повредить семязачатки (жуками, например); образование завязи для их защиты; образование столбика, который выделял опылительную каплю и служил проводником пыльцы к семязачаткам;

преобразование секреторных клеток столбика в настоящее рыльце. Последнее могло произойти значительно позднее появления покрытосемянности как таковой.

Развитие двойного оплодотворения, листьев с сетчатым жилкованием, сосудов в древесине функционально не связано с системой опыления и могло протекать независимо от нее, может быть, первоначально в других эволюционных линиях. Во всяком случае все эти признаки (не только листья и сосуды, но и двойное оплодотворение) известны у растений, которых никто не считает покрытосеменными. Процесс интеграции признаков, вероятно, продолжался до альба, а может быть, и позднее.

Аналогично среднемиловые терии, хотя и демонстрируют некоторые дифференцирующие признаки сумчатых и планцентарных, скорее всего, не были ни теми, ни другими. Переходные формы между пантотериями и высшими млекопитающими [316], как и группа "метатериев-эутериев" [444], существовали вплоть до сенона.

Мы склонны рассматривать находки типа *Baisia* и *Aegialodon* как следы эволюционного экспериментирования, не случайно совпавшего по времени с эволюционным экспериментированием у планктонных фораминифер: в том и другом случае тихоокеанская тектоно-магматическая фаза могла сыграть заметную роль как фактор дестабилизации морских и наземных экосистем.

Изменение растительности в середине мелового периода было более значительным. Основными растительными формациями раннего мела, как мы уже знаем (см. раздел III), были феникопсисовые листопадные леса, хвойно-гирмерелловые чешуелистные леса и кустарники, беннеттовые кустарники, частью болотные и мангровые, папоротниковые марши с крупными хвощами. Альбское похолодание и океанизация климата вызвали в первую очередь сокращение разнообразия теплолюбивых беннеттидовых. Их экологическую нишу заняли цветковые, также по большей части кустарники, хотя среди них были и травянистые формы. Прimitивные таксодиевые из числа чешуелистных дали начало *Sequoia*, в условиях океанического климата быстро выдвинувшейся на роль главной лесообразующей породы. Эволюционный импульс распространился и на другие группы хвойных — кипарисовые, сосновые. Формировалось ядро лесов нового типа, вскоре покрывших все северное полушарие (в них росли и араукарии, но главенствующую роль они сохранили лишь в южном полушарии). Существовали плакорные и долинские варианты этих великолепных хвойных лесов. Покрытосеменные с крупными листьями — "платаноиды" — росли вдоль водотоков.

По темпам прогрессивного развития хвойные в середине мела отнюдь не уступали цветковым. Более того, модернизированные формы появились среди цикадофитов (настоящие саговниковые) и гинкговых (род *Ginkgo*). Нужно решительно отбросить предвзятое представление о том, что цветковые прогрессировали, вытесняя голосеменных. Распространение цветковых было составной и, пожалуй, не самой заметной частью общей реконструкции растительности. Цветковые превратились в доминирующую группу лишь в самом конце мелового периода. Мы имеем в виду появление смешанных троходендронидных лесов (*Trochodendroides* — вымерший род из гаммелидовых, имеющий мало общего с современным *Trochodend-*

гон). В позднем мелу лесными доминантами везде, кроме, может быть, экваториальной зоны, были хвойные (сравнение по числу видов не показательно: растения, у которых видообразование идет за счет аллоплоидии и хромосомных перестроек, как у папоротников и цветковых, всегда богаче видами, чем хвойные, независимо от экологического статуса).

Тем не менее распространение цветковых открыло новые экологические ниши антофильных и фругиворных (питающихся плодами) животных. Антофильные насекомые большей частью рекрутировались из групп, питавшихся пыльцой и сахаристыми выделениями (опылительной каплей) голосеменных. Ксиелиды, например, антофильны на стадии имаго, личинки, как и в прошлом, питаются пыльцой хвойных. Содержимое желудков раннемеловых ксиелид показывает, что диета имаго была такой же [77]. Появление связанных с цветковыми жуков Curculionidae, клопов Tingitidae, цефид, муравьев и бабочек, а также термитов придало энтомофауне кайнозойский облик, поэтому считают, что главная революция среди насекомых произошла в среднем мелу [52]. Однако архаичные группы большей частью дожили до конца мела.

Фругивория, возможно, способствовала возникновению древесного образа жизни. Гипотеза Т. Хаксли о древесном или полудревесном образе жизни меловых млекопитающих весьма правдоподобна: эта ниша практически не была освоена (даже редкие в мелу неморские птицы гнездились на земле, а не на деревьях [297]), и такой образ жизни позволял избежать конкуренции с динозаврами, которые не были лесными животными. В последнее время она находит новые подтверждения анатомического характера [384]. Уже в конце маастрихта появляются первые приматы *Purgatorius scerators*. Возникновение предковых кондиларт *Protungulatum* в это же время можно связать с развитием тростниковых зарослей. Со временем тростниковые заросли дали начало обширным злаковникам разных типов, а кондиларты — разнообразным копытным.

Динозавры также не остались безразличными к эволюции растительности. Замещение беннеттитов и других крупнолистных цикадофитов еще очень мелколистными в то время цветковыми означало резкое сокращение зеленой массы, заставившее растительных динозавров осваивать новые трофические ресурсы. Клювы пситтакозавров и цератопсид наводят на мысль с фругивории (в меловых отложениях Монголии известны очень большие скопления крупных ископаемых плодов). В то же время появление плавающей растительности и общее увеличение фитомассы в озерных экосистемах стимулировало переход к полуводному образу жизни. Самые многочисленные позднемеловые динозавры — гадрозавры и анкилозавры — были полуводными животными, причем произошли от предков, не имевших столь очевидных адаптаций к водному образу жизни. В желудке мумифицированного гадрозавра из верхнего мела Северной Америки найдены остатки растений, которые Р. Крейзель определил как разнообразные семена, плоды и иглы хвойных [431]. Эта находка в сочетании с мощными зубными батареями убедила многих исследователей в том, что гадрозавры, несмотря на уплощенный хвост и перепончатые конечности, не были водными животными [516]. Разумеется, они могли питаться на суше, подобно бегемотам. Однако содержимое желудка очень напоминает растительный мусор из сапропелевого ила. Может быть, гадрозавры

процеживали ил своими утиными клювами и перемалывали грубый растительный мусор мощными зубными батареями.

Сейчас накоплено много данных, показывающих, что гадрозавры были стадными животными. Следы молодняка в сопровождении взрослых особей [263, 450] признаки вокализации [673] — все это указания на гregarность и довольно развитую социальность.

Представление о динозаврах как о неповоротливых тупых существах сейчас заметно изменилось. У целурозавров отношение объемов мозга и тела почти такое же, как у млекопитающих, есть убедительные анатомические признаки эндотермии. Относительно мелкие гипсилофодонты имели постоянные места гнездований — динозавровые базары [263, 370, 414, 450]. Они охраняли яйца, заботились о молодняке. У цератопсид и пахицефалозавров развиты аллзстетические признаки, свидетельствующие об интенсивном половом отборе. Обновление динозавровых фаун в апте—альбе (гадрозавры, пситтакозавры, семейство тираннозавров) шло параллельно аналогичным процессам среди растений, млекопитающих, планктонных фораминифер.

Как и у моллюсков, гregarность динозавров может быть связана с прессом хищников. Известно, что спектр жизненных форм в динозавровых фаунах смещен в сторону хищников (по сравнению с современными фаунами). Разнообразии хищников — показатель усложнения трофической структуры динозавровых экосистем, кульминировавшего в кампане—маастрихте. Обилие гипавтохтонных захоронений в Западной Канаде позволило приблизительно рассчитать биомассу динозавров — около 2 т на 1 га [197]. В это время появились самые крупные из когда-либо существовавших хищников. Знаменитый *Tyrannosaurus rex* происходит из маастрихта Монтаны. Самый крупный птерозавр (и вообще самое крупное летающее животное) — величественный *Quetzalcoatlus* с размахом крыльев 13 м — жил в кампанском веке [264]. Гигантизм обычно связан с интенсивным отбором в системе хищник—жертва или половым отбором. И то и другое сопутствует стабилизации условий и вхождению экосистемы в климаксную фазу.

Мы приближаемся к злополучной черте, которую динозавры не смогли перешагнуть. Ч. Дарвин писал, что не стоит удивляться вымиранию. Если уж удивляться чему-либо, то главным образом нашему невежеству в отношении образа жизни вымерших животных. Эти слова справедливы и сейчас, хотя сведения об экологии динозавров несколько пополнились.

Основными факторами вымирания, если отбросить всякого рода выдумки о загадочных микроэлементах или отравлении алкалоидами покрытосеменных, считают: 1) конкуренцию со стороны мелкопитающих, 2) похолодание или, наоборот, потепление (то и другое создает трудности для динозавров с их несовершенной системой терморегуляции) и 3) катастрофу, вызванную падением крупного небесного тела.

Млекопитающие появились практически одновременно с динозаврами, которые вскоре превратились в доминирующую группу, оставив млекопитающих на второстепенных ролях. Остатки юрских млекопитающих находят в копролитах динозавров [319]. Следовательно, отношения между ними складывались по типу хищник—жертва. Кажется, не известно случая конкурентного замещения хищника жертвой. Скорее уж выми-

рание млекопитающих на границе мела и палеогена, тоже весьма значительное, могло отразиться на динозаврах, лишив их одного из источников пищи.

Между динозаврами и меловыми млекопитающими всегда сохранялась большая дистанция в размерах. Самые мелкие динозавры весили более 10 кг, тогда как млекопитающие не достигали этого веса и лишь в самом конце мела появились "гиганты" размером с барсука — *Didelphodon vorax* из верхнего маастрихта. Стоит отметить, впрочем, что в мезозойских фаунах почти выпадают животные средних размеров. Дело в том, что рептилии декальцифицируют заглоченные кости, поэтому животные, которые составляли их основную добычу и заглатывались целиком, имели мало шансов попасть в захоронение [297]. Если в копролитах находят костные фрагменты, значит, они скорее всего оставлены теплокровными динозаврами.

Взрывная адаптивная радиация млекопитающих в начале палеогена не предшествовала вымиранию динозавров, а следовала через 2,5 млн лет после него [174]; ясно, что млекопитающие в основном заполняли вакантные ниши. В то же время заслуживает внимания заметный рост разнообразия млекопитающих в позднем маастрихте. В Северной Америке этот уровень называется лэнским и включает, кроме местонахождений в свите Лэнс, Вайоминг, также Хелл-Крик в Монтане и Сколлард в Альберте. Туфы Нихиллс в свите Сколлард сразу же ниже костеносного слоя датированы К-Аг методом 65–66 млн лет. Лэнская фауна млекопитающих насчитывает не менее 35 видов [444], тогда как динозавровая фауна того же возраста — около десяти. Доминирующие группы млекопитающих многобугорчатые и сумчатые. В местонахождении Баг-Крик, вероятно, самого верхнего уровня есть относительно крупные сумчатые *Didelphodon*, а также плацентарные *Procerberus*, *Protungulatum* и *Purgatorius*, представляющие стволовые линии палеоценовой радиации. Их появление означает некоторое ослабление пресса динозавров и/или освоение новых экологических ниш. В этот период вероятна конкуренция между сумчатыми и первыми кондилляртами.

Изменение температурных условий — безусловно важный фактор для динозавров. Даже если среди них существовали теплокровные виды [556], терморегуляция, несомненно, была менее совершенной, чем у млекопитающих. Похолодание отражается на общей активности рептилий, особенно на их пищеварении, чувствительном к температуре. Кроме того, температура влияет на соотношение полов. Однако вымирание динозавров от несварения желудка или диспропорции полов маловероятно, так как уровень вымирания среди других рептилий, в частности крокодилов, довольно низок (среди крокодилов в палеоцене наблюдается главным образом измельчание).

Более продуктивен подход, ставящий вымирание динозавров в зависимость от общей эволюции экосистем [428, 660]. Они были доминирующей группой климаксных экосистем мелового периода и должны были в первую очередь пострадать от нарушения структуры этих экосистем. В частности, крупные размеры и стадный образ жизни показывают, что динозавры не были настоящими лесными животными. Леса способны поддерживать относительно небольшие популяции крупных животных,

так как они очень медленно восстанавливают биомассу. Слоны при увеличении их численности разреживают леса и способствуют их замещению саванной. Динозавры нуждались в растительности, быстро восстанавливающейся после выедания. В мелу такой растительностью могли быть папоротниковые марши и цикадофитовые — гирмерелловые кустарники. Упадок этих растительных формаций, полностью исчезнувших в конце мела, и наступление смешанных летнезеленых лесов привели к резкому сокращению популяций растительных и соответственно хищных динозавров, которые, таким образом, были поставлены на грань вымирания. У млекопитающих в то же время наблюдается (по строению зубов) изменение пищевых адаптаций. Главная же причина выживания млекопитающих заключалась в гораздо более высоких, чем у рептилий, темпах индивидуального развития и полового созревания, приобретающих в неустойчивых условиях решающее значение.

Вымирание динозавров не может рассматриваться как изолированное явление, так как совпадает по времени с вымиранием других организмов. Оценки масштабов вымирания сильно зависят от избранного таксономического ранга. В группах, перешедших границу мела и палеогена, вымирание на уровне видов в большинстве случаев составляет около 90% (усоногие раки 91%, морские ежи — 98% и т.д., см. [113, 434] на родовом уровне — 50–60%, на семейственном — около 25% (соответственно специалисты, ориентирующиеся на разные таксономические уровни, оценят вымирание в одних случаях как незначительное, в других — как массовое). Однако представление о великом вымирании порождено не этими цифрами, несомненно зависящими от таксономической изученности, а полным исчезновением доминирующих групп мезозойской фауны и флоры. В течение всего мелового периода не вымерла ни одна экологически доминирующая группа, кроме бухий. Мезозойские группы растений, численность которых значительно упала в середине мела, — кейтониевые, цикадофиты, чекановские, архаичные гинкговые и хвойные — все же сохранились вплоть до сенона. На рубеже мела и палеогена они прекратили существование вместе с последними мезозойскими жуками и сетчатокрылыми [52]. Одновременно исчезли динозавры, птерозавры и морские рептилии, аммониты и белемниты, среди эпибентоса — иноцерамы [281], среди рифообразователей — рудисты, не говоря уже о почти поголовном вымирании сумчатых, акул, брахиопод и других немаловажных групп [326]. Конкретные причины вымирания различны. В одних случаях ведущую роль играло нарушение стратификации океанских вод, развитие циркуляции, сдвиг уровня карбонатной компенсации к поверхности, в других — похолодание или снижение продуктивности сообществ, образующих основание трофических пирамид, причем импульс сокращения разнообразия передавался от первичных продуцентов к высшим трофическим уровням. Однако все эти причины связаны между собой в общую цепь событий, отражающих дестабилизацию условий и нарушение структуры меловых экосистем, превышающее их регенерационные возможности.

Вымирание в конце мелового периода относится к числу событий, интерес к которым не угасает в течение многих лет. Несмотря на обилие публикаций (последние литературные обзоры автор найдет в [113]), существуют значительные разногласия в отношении масштабов, хроноло-

гии и причин вымирания. Некоторые из них носят по преимуществу семантический характер. Смысл слов "быстрое", "внезапное", "постепенное" в отношении вымирания зависит от того, имеются ли в виду экологические или эволюционные масштабы времени. Несколько тысячелетий — большой срок по экологическим меркам и пренебрежимо малый по эволюционным. Вымирание "постепенное" в отношении импактной гипотезы, оперирующей месяцами или немногими годами, может быть описано как "внезапное", когда речь идет о таком факторе, как регрессии. Максимальная численность и биомасса динозавров приходится на кампанский век. Если считать, что последующий спад означает начало вымирания (об этом можно судить лишь апостериорно, так как спады были и раньше, но не приводили к полному вымиранию), то оно заняло не менее 5 млн лет — срок небольшой по сравнению с 135 млн лет существования этой группы, но в экологическом плане почти бесконечный. С другой стороны, если учесть, что в маастрихте Северной Америки, Монголии, Южной Франции, Испании, Румынии и т.д. существовали динозавровые фауны из представителей не менее шести семейств в каждой (по данным Д. Рассела, в кампане общее число семейств 15, родов — 36, в маастрихте соответственно 19 и 34 [564]), а в дании их нет вообще, то интервал вымирания существенно сократится. Некоторый упадок, сопровождающийся увеличением разнообразия млекопитающих (см. выше), наметился на уровне Сколлард — Баг-Крик, примерно за 0,5–1 млн лет до полного вымирания. Конечно, остатки планктонных организмов дают более детализированную картину того, что происходило на границе, чем динозавры. В пелагических фациях двукратное и более сокращение разнообразия, замещение глоботрунканид гетерогелицидами (тоже исчезающими в конце маастрихта), первое появление "датских" нанофоссилий зафиксировано в 0,5 м (50 тыс лет) ниже уровня вымирания. Таким образом, вымирание может быть охарактеризовано как внезапное, но не столь внезапное, как предполагают сторонники импактной гипотезы.

Популярная сейчас гипотеза падения огромного небесного тела, вызвавшего выброс в стратосферу большого количества пыли, затемнение и прекращение фотосинтеза на несколько лет, основывается на повышенном содержании иридия в глинах на границе мела и палеогена. Открытие иридиевой аномалии было, так сказать, побочным продуктом изучения скорости осадконакопления. Давно известно, что земная кора обеднена платиноидами по сравнению с хондритовыми метеоритами (на Земле эти элементы сконцентрированы в ядре). Полагают, что в пелагических илах на дне океанов иридий имеет в основном космическое происхождение, попадает с метеоритной пылью. Следовательно, чем медленнее накопление ила, тем больше в нем иридия. Проверая эту закономерность, группа Л.У. Альвареса и сделала свое сенсационное открытие [167]. В апенинском разрезе Губбио, который считается одним из наиболее полных (хотя на этот счет существуют некоторые сомнения [623]), граница мела и палеогена проведена по смене планктонных фораминифер в толще розового известняка. Как раз на границе имеется прослой известковистой глины мощностью 1 см, в котором содержание иридия в 30 раз выше, чем в меловом известняке: 9,1 ppb (частей на миллиард) по сравнению с 0,3 ppb. Чтобы проверить, носит ли эта аномалия локальный или общий

характер, исследователи обратились к классическому разрезу пограничных слоев мела и палеогена в Дании. И здесь в рыбных глинах вблизи границы была открыта гораздо более крупная аномалия — $28,6 \pm 1,3$ ppb, в 160 раз больше, чем в окружающих породах. В дальнейшем аномалия была обнаружена на всех континентах и в скважинах DSDP. Появились сведения об аналогичных аномалиях в девоне и на эоцен-олигоцене рубеже. Таким образом, в широком распространении этого феномена не остается сомнений.

Это, однако, не означает, что импактная гипотеза подтверждена. Для ее подтверждения необходимо убедиться в том, что иридиевая аномалия имеет космическое происхождение и связана с падением одного крупного тела, способного дать длительное затемнение за счет импактной пыли или как-то иначе воздействовать на биосферу. В последнем случае иридиевый слой должен быть в основном пелитовым и синхронным во всех разрезах в пределах нескольких лет.

В действительности граница мела и палеогена во многих случаях проведена в сплошь карбонатных, хотя, может быть, и не вполне непрерывных разделах [511]. В отношении строгой синхронности существуют некоторые сомнения, и во всяком случае ее трудно проверить, так как разрешающая способность геохронологических методов не столь высока. В Губбио мел-палеогеновая граница проведена по появлению *Globigerina eugubina* сразу выше немой пограничной глины с иридиевым пиком. В Караваке и скважинах DSDP применен тот же критерий, но в переходных слоях Караваки есть меловые *Globigerinelloides* и *Hedbergella*. В Дании находки *G. eugubina* отмечены ниже "рыбных глин" с иридиевым пиком [341].

Губбио считается также опорным магнитостратиграфическим разрезом для верхнего мела и палеогена. Граница мела и палеогена попадает на верхнюю часть зоны G (-), ниже границы с H (+), сопоставленной с линейной аномалией 29 океанской коры [176]. Заметим, что сопоставление с последовательностью океанских аномалий основано на предположении о равной скорости осадконакопления и непрерывности разреза. В действительности в Губбио преобладают не пелагические фации, а кальцитурбидиты, обычны перерывы и переотложения.

Несмотря на это, палеомагнитные данные широко используют для корреляции с континентальными разрезами. Иридиевый пик обнаружен в континентальных отложениях запада Северной Америки, штаты Нью-Мексико и Монтана. В первом случае он приходится на подошву угольного пласта и подстилающий тонштейн [514]. Граница мела и палеогена определена палинологически по выпадению *Proteacidites* и некоторых других родов, а также увеличению содержания спор папоротников. Заметим, что распространение *Proteacidites* контролируется климатом: он не встречен в Хатанго-Ленской провинции (раздел III). Увеличение содержания папоротников естественно в угленосных фациях. Динозавры исчезают в 3 м ниже палинологической границы. По первоначальной схеме палеомагнитной зональности, палинологическая граница попадала в (+) интервал предположительно аномалии 29, т.е. несколько выше (примерно на 300 тыс. лет моложе), чем в Губбио [235, 445]. В последнее время, однако, полярность переходных континентальных слоев переопределена на обратную

[328]. Каждый, кто знаком с магнитостратиграфическим методом на практике, вероятно, согласится с тем, что значение подобных данных не следует преувеличивать.

Если говорить о возможных некосмических источниках дополнительно иридия, то следует напомнить, что на рубеже мела и палеогена начался интенсивный трапповый магматизм Декана и Северной Атлантики. Примесь вулканического материала обнаружена в иридиевом слое Каравакки (Испания) и других мест. Выше границы обогащение иридием за счет траппов может быть менее заметным из-за большей скорости осадконакопления.

Платиноиды концентрируются в ультраосновных породах, гигантские тела которых составляют основание офиолитовых комплексов. Тонкодисперсный характер минеральной фазы иридия в осадочных породах свидетельствует о том, что исходным материалом могли быть серпентинизированные ультраосновные породы. А.А. Грановский (устное сообщение) высказывает следующие соображения по этому поводу. Иридий содержится преимущественно в породах дунит-гарцбургитовой формации в виде мелких (1–3 нм) зерен иридий–осмий–рутениевых сплавов или их сульфидов. Именно эти породы относительно легко серпентинизируются, тогда как другие ультраосновные породы, содержащие минералы платины, гораздо более устойчивы. Этим, возможно, объясняется обогащение осадочных пород в первую очередь иридием и осмием, а не платиной. Для хондритовых метеоритов обычно соотношение Pt:Ir = 6,8: 1,9. Если бы они были главным источником платиноидов в пограничных глинах, платиновая аномалия была бы значительно выше иридиевой.

В любом случае малая скорость осадконакопления – необходимое условие. Как следует из изложенного, замедление осадконакопления может дать некоторую иридиевую аномалию при нормальном уровне поступления этого элемента из космических и земных источников. На рубеже мела и палеогена регрессии, развитие циркуляции и повышение уровня карбонатной компенсации дали многочисленные перерывы, мелководные и глубоководные хардграунды. На них нередко залегают конкреционные железо-марганцевые слои, которые обычно обогащены платиноидами [217, 452]. Санидиновые сфероиды с иридием в пограничных глинах, например, могут иметь не космическое, а конкреционное происхождение [603, 604]. Обогащение железом и марганцем отмечается во всех иридиевых слоях. По мощности слоев с иридиевой аномалией можно примерно рассчитать время, в течение которого сохранялся избыток иридия. В разрезе Конгесса рядом с Губбио максимальное содержание обнаружено в прослойке красной глины и высокое еще в метровом интервале над ним. В Каравакки аномальный слой имеет мощность 10 см, в Дании – 35 см, в скважинах DSDP – до 50–60 см. Биотурбация чаще всего незначительна, так как сохраняется микрослоистость. При скорости осадконакопления $5\text{--}10\text{ см}\cdot 10^{-3}\text{ лет}$ в маастрихте эти интервалы отвечают 2000–6000 лет, но на границе с данием скорость осадконакопления не превышала $1\text{ см}\cdot 10^{-3}\text{ лет}$ (соответственно 10 000 – 160 000 лет).

Данные по крупнейшим вулканическим извержениям показывают, что даже очень мелкие пылевые частицы менее 2 нм удерживаются в стратосфере не более нескольких месяцев. Цифры, приводимые [167] в отношении

Кракатау — 18 км^3 изверженного материала, из которых 4 км^3 пыли падает в стратосферу, сильно завышены. По последним оценкам [545] тонкая пыль в стратосфере составляет не более 0,8% и возможно лишь 0,01% всего материала. Отсюда следует, что диаметр астероида, рассчитанный по завышенным данным о вулканической пыли, следует увеличить в 20 или даже в 200 раз (200—2000 км). Подобное тело, вероятно, раскололо бы Землю, поэтому более вероятным космическим источником иридиевой аномалии кажется повышение частоты падения метеоритов в определенном промежутке времени [596]. Такое предположение к тому же лучше согласуется с хронологией иридиевых пиков. Периодичность падения крупных небесных тел подтверждена кратерной статистикой и объясняется гравитационным воздействием межзвездных газово-пылевых скоплений [546], т.е. тем же фактором, который мог вызвать колебания скорости вращения Солнца и планет. Следовательно, иридиевые пики могут быть одним из явлений, сопутствующих тектоно-магматическим фазам, климатическим и биосферным ритмам, связанным в конечном счете с ротационной динамикой (раздел II, III).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Макроэволюционные события мелового периода дают возможность сопоставить экосистемную теорию макроэволюции с синтетической и катастрофической. Показано, что во время тихоокеанской складчатости позднего неокома началось интенсивное эволюционное экспериментирование среди планктонных организмов, моллюсков, предковых групп покрытосеменных, птиц и высших млекопитающих. Замещение тинтиннид планктонными фораминиферами совпадает по времени с распространением радиолярий и диатомовых, замещением бухий ауцеллинами, появлением переходных форм между проангиоспермами и цветковыми, пантотериями и метатерио-зутериевым уровнем организации.

На базе возросшей продуктивности в среднем мелу развивается адаптивная радиация планктонных организмов, различных групп илоедов. Изменяется соотношение эпифауны и инфауны в пользу последней (кроме эпиконтинентальных морей, бентос которых сохранял архаичный облик). Укрепление и орнаментация раковин в связи с зарыванием и очисткой от песка (в условиях частых штормов) стимулировали развитие приспособлений к дуорофагии среди аммоноидей, членистоногих, акул и костистых рыб. Быстрый рост разнообразия хищников — свидетельство усложнения трофической структуры. Пресс хищников привел к развитию гregarности и колониальности среди моллюсков. В рифовых экосистемах рудисты выдвигаются в качестве доминантов заключительных сукцессионных стадий.

Озерные экосистемы развивались по той же схеме. Насуше в середине мела идет адаптивная радиация хвойных и других голосеменных, а также покрытосеменных. Возникает новый тип хвойного леса. Замещение цикадофитов мелколиственными цветковыми и произошедшее в связи с этим сокращение зеленой массы в кустарниковых сообществах обусловило появление новых способов питания у ведущих групп меловых динозавров. Наиболее многочисленная группа гадрозавров обнаруживает признаки гregarности

и социального поведения, в развитии которого определенную роль, вероятно, сыграл возросший пресс хищников. У млекопитающих, возможно, в связи с фругиворией появляются адаптации к древесному и полудревесному образу жизни, позволившие ослабить пресс динозавров и увеличить разнообразие. Вымирание в конце мела вызвано общей дестабилизацией условий, выразившейся в таких взаимосвязанных явлениях, как усиление вулканизма, осушение эпиконтинентальных морей, развитие океанской циркуляции, сдвиг уровня карбонатной компенсации к поверхности, сужение тропической зоны и увеличение сезонности климата. Дестабилизация основных экосистем привела к упрощению структуры и сокращению разнообразия, в основном за счет доминантов заключительных стадий экологической сукцессии, какими были, в частности, рудисты и динозавры. Вымирали не только таксономические группы, но и экологические ниши (способы существования), например реклайнеров (экзогир, иноцерамов).

Импульс вымирания передавался по трофическим цепям, причем трофический фактор наиболее важен для специализированных хищников — зубастых морских птиц, морских рептилий, плотоядных динозавров.

Замещение высокопродуктивных, быстро восстанавливающихся фитомассу после выедания сообществ летнезелеными лесами вызвало резкое сокращение популяций динозавров и поставило их на грань вымирания. Те же факторы способствовали выдвигению на первый план форм, относящихся к ранним стадиям экологической сукцессии — примитивных планктонных фораминифер с коротким жизненным циклом, мшанок, млекопитающих с гораздо более быстрым, чем у рептилий, половым созреванием.

Пограничная иридиевая аномалия могла иметь как земные, так и космические источники, частично связана с замедлением осадконакопления и нарушением седиментационных систем. Кратерная статистика обнаруживает периодичность того же порядка, что и периодичность тектоно-магматических фаз. Вероятно оба явления имели одну и ту же причину.

ЛИТЕРАТУРА К РАЗДЕЛАМ I-IV

1. *Акрамходжаев А.М.* Литология нефтегазоносных меловых отложений Ферганской депрессии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1960. 420 с.
2. *Антипов М.П., Голтаянца И., Егорова М.Г.* и др. Геологическое строение зоны сочленения Японского и Идзу-Бонинского желобов. — В кн.: Геология дна северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 3—17.
3. *Антипов М.П., Кара В.И., Шлезингер А.Г.* Тектоническая природа комплексов пород Японского желоба. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 2, с. 406—409.
4. *Локи Х., Цучи Р.* Геология подводной горы Эримо. — В кн.: Геология мирового океана: Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984, т. 6, ч. 1, с. 100—103.
5. *Аркелл В.* Юрские отложения земного шара. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 802 с.
6. *Артюшков Е.В., Беэр М.А., Соболев С.В., Яншин А.А.* Механизм образования геосинклинальных поясов. — Сов. геология, 1982, № 1, с. 14—26.
7. *Архипов Ю.В.* Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующие с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск, 1984, с. 110—131.
8. *Асланян А.Т., Сагиан М.А.* К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. — Изв. АН АрмССР, Наука о Земле, 1977, т. 30, № 4/5, с. 13—26.
9. *Афанасьев С.Л.* Позднемеловая геологическая шкала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 4, с. 125—127.
10. *Барсболд Р.* Хищные динозавры мела Монголии. — Тр. Сов.-Монг. палеонтол. экспедиции, 1983, вып. 19.
11. *Басенция Ш.А.* Палеотектонические и палеогеографические реконструкции юго-востока Черного моря. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1984, т. 59, вып. 2, с. 38—42.
12. *Белоусов В.В.* Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 149 с.
13. *Белый В.Ф., Котляр И.Н., Милов А.П., Павлов П.Н.* О позднемезозойском кризисе вулканизма Восточно-Азиатской системы вулканогенных поясов. — Геология и геофизика, 1974, № 4, с. 3—10.
14. *Богданов А.А.* и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. — Геотектоника, 1972, № 5, с. 3—21.
15. *Богданов Н.А.* Геология глубоководных впадин Берингова моря. — В кн.: Тез. 27 МГК. Москва: 1984, т. 3, с. 16—17.
16. *Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н.* Верхнемеловые образования подводного хребта Ширшова (Берингово море). — Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 5, с. 1183—1186.
17. *Бочкарев В.С.* Палеотектоническое развитие Западно-Сибирской равнины в древние эпохи в связи с вопросами нефтегазоносности ее нижних ярусов. — В кн.: Палеогеографические и палеотектонические критерии размещения залежей нефти и газа в Западной Сибири. Тюмень, 1978, с. 5—60. (Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ; Вып. 133).
18. *Братцева Г.М., Лаврушин Ю.А., Спиридонов М.А.* и др. Верхний сенон Гусиной банки. — Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 1, с. 138—141.
19. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
20. *Бялбужеский С.Г., Похилайнен В.П.* Новые местонахождения отложений позднего неокома на востоке

Корякского нагорья. — Тихоокеан. геология, 1983, № 2, с. 101—104.

21. *Вальдия К.С.* Тектоника складчатого обрамления Индийской платформы. — В кн.: Тектоника Азии: Докл. 27 МГК. М., 1984, т. 5, с. 89—112.

22. *Васильев Б.И., Егоров М.Г., Жильцов Э.Г.* Новые данные о строении вилла Зенкевича. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11, с. 127—142.

23. *Васильев Б.И., Евланов Ю.Б.* О геологическом строении подводных гор в районе сочленения Курило-Камчатского и Японского желобов. — Тихоокеан. геология, 1982, № 4, с. 37—44.

24. *Васильковский Н.П.* Учение о геосинклиналих в свете современной геологии. — В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 5—56.

25. *Вахрамеев В.А.* Флоры и климаты Земли в раннемеловую эпоху. — Сов. геология, 1984, № 1, с. 41—49.

26. *Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В.* Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 424 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 208).

27. *Вишневская В.С., Богданов Н.А., Сухов А.Н.* и др. Возраст вулканогенно-кремнистых образований Олюторской зоны (Корякское нагорье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 8, с. 61—69.

28. *Волк В.Э., Гапоненко Г.И.* и др. Строение земной коры Арктики по геофизическим данным. — В кн.: Геология Арктики: Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984, т. 4, с. 26—36.

29. *Вольфман Ю.М., Ермаков Ю.Г.* Особенности строения области перехода континентальной коры к субокеанической коры Черноморской впадины в пределах Северного Причерноморья. — В кн.: Тез. 27 МГК. М. 1984, т. 3, с. 453.

30. *Габриэлянц Г.А.* Геология и газоносность центральных Каракумов. М.: Недра, 1965. 141 с.

31. *Галеркина С.Г., Алексейчик-Мицкевич Л.С.* и др. Стратиграфия верхнемеловых отложений севера Западной Сибири. — Сов. геология, 1982, № 12, с. 77—95.

32. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968, 719 с.

33. Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. 113 с.

34. *Гнибиденко Г.С.* Тектоника дна

окаинных морей. М.: Наука, 1979. 163 с.

35. *Гнибиденко Г.С.* Тектоника Берингова моря. — В кн.: Геологическая история Берингова моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 5-25.

36. *Гнибиденко Г.С.* Тектоника северо-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 117 с.

37. *Говоров И.Н.* Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.

38. *Гольберт А.В., Захаров В.А., Климова И.Г.* Новые данные по стратиграфии борезалинского готерива. — Геология и геофизика, 1977, № 7, с. 75—82.

39. *Горбунов Г.И., Загородный В.Г., Макиевский С.И., Суетнов В.В.* Структура и история формирования южного обрамления Баренцева моря. — В кн.: Геология Арктики: Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984, т. 4, с. 73—79.

40. *Грамберг И.С., Волк В.Э.* и др. Геологическое строение Арктической континентальной окраины СССР. — В кн.: Геология Арктики. Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984, т. 4, с. 3—10.

41. *Гранту А., Мей С.Д.* Бассейны осадконакопления и геологическое строение континентальной окраины Северной Аляски. — В кн.: Геология Арктики. Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984, т. 4, с. 105—118.

42. *Григорьев В.Н., Казмиров А.Д., Похлалайнен В.П.* Верхнеальбско-туронские отложения восточной части Корякского хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 1, с. 47—57.

43. *Грушкин Г.Г., Ковальчук Т.К., Кошман М.М.* Абсолютный возраст меловых эффузивных и интрузивных пород и оловянного оруденения Малого Хингана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2, с. 52—62.

44. *Данилов М.А.* Разломы и платформенный вулканизм Беломорского региона Русской платформы. — В кн.: Тектоника Арктики. Л.: Наука, 1979, с. 5—17. (Тр. НИИГА).

45. *Данилов В.Г., Ставский А.П.* Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачнинского вулканического пояса (Северо-Восток СССР). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1984, т. 59, вып. 1, с. 44—56.

46. *Деменицкая Р.М., Карасик А.М.* Проблемы генезиса Северного Ледовитого океана. — В кн.: История мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 58—76.

47. *Дитмар В.И., Алешина З.И., Шмакова Е.И.* Сравнительная характеристика

межгорных впадин Тянь-Шаня. — В кн.: Тектоника и нефтегазоносность Среднеазиатской платформы. М.: Наука, 1976, с. 68—77.

48. Дронов В.И., Абдулла Ш. Тектоника Афгано-Южно-Таджикского сектора азиатской части Тетиса. — В кн.: Тектоника Азии: Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984, т. 5, с. 69—78.

49. Евланов Ю.Б., Коновалов Ю.И. О вулканических комплексах подводных структур северной части Японского моря. — В кн.: Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 12—25.

50. Евланов Ю.Б., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфический комплекс южной части подводного хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море). — В кн.: Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 26—36.

51. Елсвик Т. Третичная орогенная зона Шпицбергена и ее взаимосвязь с тектоникой плит северной части Гренландского моря. — В кн.: Геология Арктики: Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984, т. 4, с. 58—72.

52. Жерихин В.В. Класс Insecta. Насекомые. — В кн.: Развитие и смена беспозвоночных на рубеже мезозоя и кайнозоя: Мшанки, членистоногие, иглокожие. М.: Наука, 1980, с. 40—97.

53. Захаров М.Н., Гундобин Г.М., Пискунов Ю.Г., Залищак В.Л. Петрохимия и геохимические особенности гранитоидов золоторудных месторождений Тихоокеанского пояса. — Геология и геофизика, 1983, № 12, с. 60—67.

54. Захаров В.А., Сакс В.Н. Баженовское (волжско-берриасское) море Западной Сибири. — В кн.: Палеобиогеография к биостратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука, 1983, с. 5—32.

55. Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А. О структурных связях восточной части Корякского нагорья и юго-запада Аляски. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 408—410.

56. Зинкевич В.П., Ляшенко О.В., Басманов В.М. Офиолитовые покровы п-ва Озерного (Восточная Камчатка). — Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 3, с. 665—669.

57. Иванов Б.А. Схема проявления разновременных деформаций в Приморье. — В кн.: Информ. сб. Приморского геол. упр. Владивосток; Дальневост. кн. изд-во, 1963, № 4, с. 3—6.

58. Казанский Б.А. Об аналитическом выражении гипсометрических функций континентов. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1971, № 4, с. 18—21.

59. Казанский Ю.П., Катаев В.Н., Шугурова Н.А. О составе древних атмосфер по данным изучения газовых включений кварцевых пород. — В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск: Наука, 1973, с. 5—12.

60. Карасик А.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П. Параметры движения литосферных плит в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана. — Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 5, с. 1191—1196.

61. Карасик А.М., Устрицкий В.И., Храмов А.Н. История формирования Северного Ледовитого океана. — В кн.: Геология Арктики: Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984, т. 4, с. 151—158.

62. Карцева Г.Н., Ронкина З.З., Колокольцева Е.П. Стратиграфия юрских и меловых отложений. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л.: Изд. НИИГА, 1971, с. 7—18.

63. Каттерфельд Г.Н., Чарушин Г.В. Глобальная трещиноватость Земли и других планет. — Геотектоника, 1970, № 6, с. 3—12.

64. Книппер А.Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса. — Геотектоника, 1978, № 2, с. 50—66.

65. Коган Л.И., Зоненшайн Л.П., Шмидт О.А. Строение земной коры подводной возвышенности Шатского и Хесса (Тихий океан) по данным ГСП-МОВ. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, вып. 4, с. 15—29.

66. Коган А.Б., Хатаров Ю.Н. Основные закономерности разломной тектоники платформенных территорий СССР. — Геотектоника, 1982, № 6, с. 80—87.

67. Комаров Ю.В., Копылов Э.К., Белоголовкин А.А. и др. Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения). Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.

68. Косыгин Ю.А., Дуничев В.М. и др. Перспективы нефтегазоносности Охотоморской платформы. — Геология и геофизика, 1982, № 1, с. 11—16.

69. Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 264 с.

70. Красилов В.А. Миграция структурных зон Тихоокеанского пояса в меловое время. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2, с. 415–417.
71. Красилов В.А. Палеэкология наземных растений. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972. 212 с.
72. Красилов В.А. Меловая флора Сахалина. М.: Наука, 1979. 183 с.
73. Красилов В.А. Анализ склеритов на чешуе рыб — новый метод палеоклиматологии. — Докл. АН СССР, 1983, т. 272, № 5, с. 1199–1203.
74. Красилов В.А. Меловое нефтегазонакопление. — Тихоокеан. геология, 1983, № 5, с. 80–89.
75. Красилов В.А. Альб-сеноманская флора междуречья Качи и Бодрака (Крым). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1984, т. 59, вып. 4, с. 104–112.
76. Красилов В.А., Парняков В.П. Рудоносная тетюхинская свита — олистостромовый комплекс. — Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 3, с. 669–671.
77. Красилов В.А., Расницын А.П. Уникальная находка: пыльца в кишечнике раннемеловых пилильщиков. — Палеонтол. журн., 1984, № 2, с. 83–96.
78. Краузе Д.К. Экваториальная зона сдвига. — В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970, с. 250–278.
79. Кривенко А.П., Михлева Л.А., Балькин П.А. Эволюция фанерозойских базитов Забайкалья. — Геология и геофизика, 1983, № 10, с. 49–56.
80. Кузьмин М.И., Филиппова И.Б. История развития Монголо-Охотского пояса в среднем—позднем палеозое и мезозое. — В кн.: Строение литосферных плит. М., 1979, с. 189–200.
81. Кунин Н.Л., Самойлюк Л.А. Строение земной коры севера Западно-Сибирской плиты. — Сов. геология, 1982, № 8, с. 97–105.
82. Левина А.П., Лейпциг А.В., Паскарь З.С. и др. Возраст железорудной аятской свиты Тургайского прогиба. — Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 3, с. 675–679.
83. Леликов Е.П., Терехов Е.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые и палеогеновые отложения подводной возвышенности Ямато (Японское море). — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 3, с. 678–681.
84. Ли А.Б., Гребенкина Л.Т., Кондрашкина О.Н. и др. Сравнительная характеристика палеогеографии мела и палеогена западных и восточных районов Туранской плиты. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 108–115. (Тр. ГИН; Т. 37).
85. Ловягин В.А., Дуан Анхаймани С., Кеамунехун С. Хибунский тектонический покров на территории среднего Лаоса. — В кн.: Тез. 27 сес. МГК. М., 1984, т. 3, с. 307.
86. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Надвиговая структура северной части Японского желоба. — В кн.: Сейсмические исследования в западной части Тихого океана и его обрамления. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983, с. 26–35.
87. Майелл А.Д. Осадконакопление и тектоника размытой границы плит с косым скольжением: Канадский Арктический архипелаг от 80 млн. лет тому назад до настоящего времени. — В кн.: Геология Арктики: Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984, т. 4, с. 94–104.
88. Маракушев А.А. Петрогенезис и структурная эволюция земной коры. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1984, № 4, с. 6–24.
89. Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1970. 114 с.
90. Марков М.С. Краткий очерк геологии островных дуг Филиппинского региона. — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 277 с.
91. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка). — Геотектоника, 1972, № 4, с. 99–100.
92. Мелёневский В.Н. Опыт моделирования изотопного состава кислорода древней атмосферы Земли. — Геол., геофизика, 1982, вып. 3; с. 23–29.
93. Месежников М.С. К биостратиграфии верхнеюрско—неокомских битуминозных отложений Западной Сибири. — В кн.: Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука, 1983, с. 32–46.
94. Мигачев И.Ф., Мараева Р.Н. и др. Продуктивные для меднопорфирового оруднения вулканоплутонические пояса Западной Чукотки. — Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 2, с. 458–460.
95. Милановский Е.Е. Развитие и современное состояние проблем расширения и пульсаций Земли. — В кн.: Проблемы расширения и пульсаций Земли. М.: Наука, 1984, с. 8–23.
96. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды; вулканизм и рудо-

образование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 191 с.

97. Монгер Дж.И.Х. и др. Эволюция Канадских Кордильер в свете тектоники плит. — Геотектоника, 1974, № 2, с. 15—39.

98. Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 79).

99. Найдин Д.П., Алексеев А.С. Разрез отложений сеноманского яруса между речья Качи и Бодрака (Крым). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 4, с. 11—25.

100. Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Ханкиншева Л.М. Карта распределения осадочного покрова возвышенности Шатского. — Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 5, с. 1204—1207.

101. Несов Л.А., Верзилин Н.Н. Остатки осетровых рыб как признак существования вертикальной климатической зональности в Средней Азии в меловом периоде. — Вестн. ЛГУ, 1983, № 12. Геол., географ., вып. 2, с. 5—10.

102. Паланжян С.А. Офиолитовые пояса Корякского нагорья (Северо-Восток Азии). В кн.: Тез. 27 сес. МГК. М.: Наука, 1984, т. 3, с. 350—351.

103. Парийский Н.Н. О нерегулярных изменениях скорости вращения Земли и связи их с деформациями Земли и изменениями силы тяжести. — В кн.: Проблемы расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1984, с. 84—93.

104. Парфенов Л.М. Континентальные окраины, островные дуги в мезозойских отложениях северо-востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Статьи 1,2. — Тихоокеан. геология, 1983, № 3, с. 3—26; № 4, с. 3—16.

105. Пейве А.А. Офиолиты Корякского хребта и Аляски. — Тихоокеан. геология, 1983, № 5, с. 39—47.

106. Пейве А.В., Савельева А.А. Структуры и движения в литосфере. — Геотектоника, 1982, № 6, с. 5—24.

107. Первов В.А., Лангутина И.П., Барклаева И.Ф. Позднеюрские вулканогенные образования района Улугей-Хид (МНР) и некоторые вопросы их генезиса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 11, с. 40—53.

108. Петрина Н.М., Шапиро М.Н. и др. Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения восточных хребтов Камчатки. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 3, с. 47—61.

109. Пономаренко А.Г., Попов Ю.А.

О палеобиоценозах нижнемеловых озер Монголии. — Палеонтол. журн., 1980, № 3, с. 3—13.

110. Пуцаровский Ю.М., Зинкевич В.П., Мазарович А.О. и др. Тектонические покровы и надвиги в северо-западном обрамлении Тихого океана. — В кн.: Геология мирового океана: Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984, т. 6, ч. 1, с. 95—99.

11. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-западного Тихого океана. — Геотектоника, 1981, № 1, с. 5—18.

112. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Разницын Ю.Н. Тектоника и магматические породы Центральной области Тихого океана. — Геотектоника, 1984, № 2, с. 3—22.

113. Развитие и смена беззвоночных на рубеже мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1980. 176 с.

114. Разницын Ю.Н. Серпентинитовый меланж и олистограмма юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор. — Геотектоника, 1978, № 2, с. 96—108.

115. Рождественский В.С. Миграции офиолитовых поясов Сахалина и Хоккайдо. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 4, с. 923—926.

116. Ротман В.К., Марковский Б.А., Хотина М.И. Камчатская ультраосновная вулканическая провинция. — Сов. геология, 1972, № 9, с. 36—48.

117. Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Пуцаровский Ю.М. Вещественный состав океанической коры в структурах Северной Пацифики. — В кн.: Геология мирового океана: Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984, т. 6, ч. 1, с. 104—113.

118. Руженцев С.В. Юрско-меловые кремнистые отложения складчатых поясов и океанов. — Докл. АН СССР, 1974, т. 274, № 6, с. 1444—1447.

119. Сакс В.Н. Некоторые общие вопросы палеогеографии и палеобиогеографии мезозойской эры. — В кн.: Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. М.: Наука, 1972, с. 5—18.

120. Сергеев К.Ф., Аргентов В.В., Биккенина С.К. Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации. — Тихоокеан. геология, 1983, № 6, с. 3—12.

121. Силантьев С.А. Петрологические и геохимические особенности метаморфических комплексов островных дуг Атлантического океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 1, с. 17—28.

122. Силантьев С.А., Чернышева В.И., Колесов Г.М. Два типа базальтоидов хребта Брокен (Индийский океан). — Докл. АН СССР, 1983, т. 272, с. 687–689.
123. Смут Н.К. Гайоты и тектоника Императорского хребта. — В кн.: Геология Мирового океана: Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984, т. 6, ч. 1, с. 79–88.
124. Соколов С.Д. Олисторомовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с.
125. Сорокин В.М., Соколов В.Н., Чернышова М.Б. Литология и условия накопления сапропелей в Черном, Каспийском и Средиземном морях. — Литология и полез. ископаемые, 1984, № 1, с. 153–157.
126. Суворов А.А., Жильцов Э.Г., Голтяница Г.И. Структурные особенности зоны сочленения Японской и Идзу-Бонинской систем дуга-желоб. — В кн.: Сейсмические исследования в западной части Тихого океана и его обрамления. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983, с. 35–44.
127. Сурков В.С., Гришин Н.П., Жеро О.Г. История тектонического развития земной коры Сибири и генезис нефтегазоносных бассейнов. — В кн.: Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981, с. 3–14.
128. Сухов А.Н. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта (Корякское нагорье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 10, с. 12–97.
129. Сычев П.М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1979. 207 с.
130. Тараховский А.Н., Фишман М.Ц. и др. Возраст траппов Земли Франца-Иосифа. — Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 4, с. 965–969.
131. Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах. — Литология и полез. ископаемые, 1983, № 3, с. 3–23.
132. Туезов И.К., Харахинов В.В., Тезецков А.А. Осадочный слой Охотского и Берингова морей: — В кн.: Тез. 27 сес. МГК. М.: Наука, 1984, т. 3, с. 435–436.
133. Удинцев Г.Б. Норвежско-Гренландский бассейн: рифтогенез и океанизация. — В кн.: Геология Арктики: Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984, т. 4, с. 51–57.
134. Удинцев Г.Б., Васильев Б.И. и др. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана и перспективы геологического картирования северо-западной части океана. — В кн.: Геология Мирового океана: Докл. 27 МГК. М.: Наука, 1984, т. 6, ч. 1, с. 67–78.
135. Умитбаев Р.Б. Строение и природа Омсукчанской впадины. — Геология и геофизика, 1983, № 8, с. 56–62.
136. Ушатинский И.Н. Литология и перспективы нефтеносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири. — Сов. геология, 1981, № 2, с. 11–22.
137. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Мезозойский вулканизм. — В кн.: Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983, с. 159–170.
138. Хэзлем А. Юрский период. Л.: Недра, 1978. 272 с.
139. Чебаненко И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев: Наук. думка, 1977, 81 с.
140. Чебаненко И.И., Федорин Я.В. Об одном новом типе ротационно-тектонических линий в литосфере Земли. — Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 2, с. 406–409.
141. Чехов А.Д., Александров Л.А. и др. Верхне-Хатырский меланж. — Геология и геофизика, 1980, № 5, с. 51–59.
142. Шаблинская Н.В. Новая крупнейшая структура севера Западной Сибири — погребенный Ямало-Пуровский авлакоген. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 688–691.
143. Шанцер А.Е., Шаниро М.Н. Эволюция вулканических зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины. — Вулканология и сейсмология, 1984, № 2, с. 26–40.
144. Шапенко В.В., Родионова Л.Н., Шапенко Г.А. Генезис касситерит-вольфрамитовых месторождений Центрального Сихотэ-Алиня. — Докл. АН СССР, 1983, т. 272, № 3, с. 453.
145. Шаниро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 100 с.
146. Шило Н.А. и др. Алазейско-Олойская эвгезиноклиналиная система — новый элемент мезозойд Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5, с. 1174–1176.
147. Шило Г.К., Кучук В.В. О глубинных разломах Приморья в свете гео-

физических данных. — В кн.: Информ. сб. Приморского геол. упр. Владивосток; Дальневост. кн. изд-во, 1963, № 6, с. 51—55.

148. Шило Н.А., Мерзляков В.М. Эвгеосинклинальные зоны центральной части мезозоя Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5, с. 1202—1203.

149. Шилов В.Н. О палеовулканологических картах Сахалина позднемиоценового-неогенового этапа. — Вулканология и сейсмология, 1984, № 2, с. 14—25.

150. Штенгелов Е.С. Связь проявления современной тектонической активности с формой Земли. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 2, с. 416—420.

151. Штёклин Й. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке: оценка современных представлений. — В кн.: Тектоника Азии. Докл. 27 Междунар. геол. конгр., М., 1984, т. 5, с. 53—68.

152. Шека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983, 166 с.

153. Эльдхольм О., Майр А.М., Сундвф Е. (Норвегия). Строение и развитие континентальной окраины Норвежско-Гренландского моря. — В кн.: Геология Арктики. Докл. 27 МКГ. М.: Наука, 1984, т. 4, с. 37—50.

154. Янин Т.Б. Основные этапы геологической истории рудистов среднеземноморской палеозоологической области. — В кн.: Морфогения и пути развития ископаемых беспозвоночных. М.: Наука, 1982, с. 45—46.

155. Ясаманов Н.А. Палеотермометрия юрского, мелового и палеогенового периодов некоторых районов СССР. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, № 3, с. 117—125.

156. Ясаманов Н.А., Петросьянц М.А. Климат Крымско-Кавказского региона в раннем мезу. — Сов. геология, 1983, № 4, с. 83—85.

157. Aalto K.R. Multistage melange formation in the Franciscan complex, northernmost California. — Geology, 1981, vol. 9, p. 602—607.

158. Aalto K.R. The Franciscan complex of northernmost California: Sedimentation and tectonics. — In: Trench forearc geology/Ed. J.K. Leggett. L., 1982, p. 419—432. (Geol. Soc. London Spec. Publ.; N 10).

159. Abbate E., Bortolotti V., Principi G. Apennine ophiolites: A peculiar oceanic crust. — In: Tethyan ophiolites. Offioliti, 1980, vol. 1. spec. issue, p. 59—96.

160. Acharyya S.K. India and southeast Asia in Gondwanaland fit. — Tectonophysics, 1975, vol. 56, p. 261—276.

161. Acharyya S.K., Srivastava R.K., Bhattacharya S. et al. Geology and tectonic frame of Naga Hills ophiolite, northern Indo-Burmese Range, India. — In: Abstr. 27th session IGC. Moscow: 1984, vol. 3, p. 89—90.

162. Adie R.L. Geological history. — In: Antarctic research. L.: Butterworth, 1964, p. 118—162.

163. Alavi Tehrani N. The distribution of ophiolites in Iran and their significance. — In: Tethyan ophiolites. 1980, vol. 1. Offioliti, spec. iss., p. 315—335.

164. Allegre C.I., Courtillot V., Tappanier P. et al. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. — Nature, 1984, vol. 307, p. 17—22.

165. Allen C.R. Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan Region. — J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, p. 4795—4812.

166. Allix P., Popoff M. Le Cretace inferieur de la partie nord-orientale du fosse de la Benoue (Nigeria). — Bull. Cent. rech. explor.-product. Elf-Aquitaine, 1983, t. 1, p. 345—359.

167. Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F. et al. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. — Science, 1980, vol. 208, p. 1095—1108.

168. Amaral G., Bushee J., Gordani U.Y. et al. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. — Geochim. et cosmochim. acta, 1967, vol. 31, p. 117—142.

169. Anderson D.L. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. — Nature, 1982, vol. 297, N 5865, p. 391—393.

170. Anderson R.N., Honnorez J., Becker K. et al. DSDP Hole 504 B, the first reference section over 1 km through layer 2 of the oceanic crust. — Nature, 1982, vol. 300, p. 589—594.

171. Antoine J.W., Pyle T.E. Crustal studies in the Gulf of Mexico. — Tectonophysics, 1970, vol. 10, p. 477—494.

172. Archer A.W., Hattin O.E. Trace fossils in upper Cretaceous argillaceous marine facies of the US western interior. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1984, vol. 45, p. 165—187.

173. Archibald D.A., Glover J.K., Price R.A. et al. Geochronology and tectonic implications of magmatism and metamorphism, southern Kootenay Arc and neighbouring regions, southeastern British Columbia. 1. Jurassic to mid-Cretaceous. — Canad. J. Earth Sci., 1983, vol. 20, p. 1891—1913.

174. *Archibald J.D.* Structure of the K-T mammal radiation in North America: Speculations on the turnover rates and trophic structure. — *Acta palaeontol. pol.*, 1982, vol. 28, p. 7-18.
175. *Arden D.D., jun.* Geology of Jamaica and the Nicaraguan Rise. — In: *The ocean basins and margins*/Ed. A.E. Nairn, F.G. Stehli. N.Y., 1975, vol. 3. The Gulf of Mexico and Caribbean, p. 617-662.
176. *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.
177. *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, p. 870-885.
178. *Asmus H.E., Ponte F.C.* The Brazilian marginal basins. — In: *The ocean basins and margins*/Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1973, vol. 1. The South Atlantic, p. 87-133.
179. *Atherton M.P., Pitcher W.S., Warden V.* The Mesozoic marginal basin of central Peru. — *Nature*, 1983, vol. 305, N 5932, p. 303.
180. *Aubouin J.* Essai sur la paléogéographie post-triassique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales. — *Bull. Soc. géol. France*, 1963, t. 5, p. 730-766.
181. *Aubouin J.* About some aspects — so called classical — of the Peripacific tectonics. — In: *Abstr. 27th session IGC. Moscow*, 1984, vol. 3, p. 109.
182. *Aubouin J., Bourgeois J., Azema J.* A new type of active margin: The convergent-extensional margin, as exemplified by the middle America trench of Guatemala. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, vol. 67, p. 211-218.
183. *Audley-Charles M.G.* Some aspects of the chemistry of siliceous sedimentary rocks from eastern Timor. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, vol. 29, p. 1153-1173.
184. *Aumento F.* Diorites from the Mid-Atlantic Ridge of 45° N. — *Science*, 1969, vol. 165, N 3890, p. 212-213.
185. *Austin P.M.* Palaeogeographic and palaeotectonic models for the New Zealand geosyncline in Eastern Gondwana. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, vol. 86, p. 1230-1234.
186. *Aveni A.F.* Middle Devonian Lunar month. — *Science*, 1966, vol. 151, N 3715, p. 1221-1222.
187. *Axelrod D.J.* An interpretation of Cretaceous and Tertiary biota in polar regions. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1984, vol. 45, p. 105-147.
188. *Badgley P.C.* Structural and tectonic principles. N.Y.: Harper and Row, 1965. 521 p.
189. *Bakes C.O., Bott M.H.P.* A gravity survey over the Freetown basic complex of Sierra Leone. — *Overseas Geol. and Miner. Resour.*, 1961, vol. 8, p. 260-263.
190. *Bandy O.L.* Planktonic foraminiferal criteria for paleoclimatic zonation. — *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 2*, 1960, Hanazawa Shoshiro mem. vol., N 4, p. 1-8.
191. *Barron E.J., Sloan J.L., Harrison C.G.* Potential significance of land-sea distribution and surface albedo variations as a climatic forcing factor: 180 m.y. to the present. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1980, vol. 30, p. 17-40.
192. *Barron E.J., Thompson S.L., Schneider S.H.* An ice-free Cretaceous? Results from climate model simulations. — *Science*, 1981, vol. 212, p. 501-508.
193. *Baron E.J., Washington W.M.* Cretaceous climate: A comparison of atmospheric simulations with the geologic record. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1982, vol. 40, p. 103-133.
194. *Batiza R., Larson R.L., Schlanger S.O.* et al. Trace element abundances in basalts of Nauru basin. — *Nature*, 1980, vol. 286, N 5772, p. 479-478.
195. *Bebien I., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* et al. Diversity of the Greek ophiolites: Birth of oceanic basins in transcurent systems. — In: *Tethyan ophiolites*. vol. 1. 1980, *Ofioliti, spec. iss.*, p. 129-197.
196. *Becealuva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* et al. Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1984, vol. 85, p. 253-271.
197. *Béland P., Russel D.A.* Paleocology of dinosaur provincial park (Cretaceous), Alberta, interpreted from the distribution of articulated vertebrate remains. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1978, vol. 15, p. 1012-1024.
198. *Bell W.A.* Lower Cretaceous floras of Western Canada. — *Mem. Geol. Surv. Canada*, 1956, N 285, p. 1-331.
199. *Benavides-Coceres V.E.* Cretaceous system in northern Peru. — *Bull. Amer. Mus. Natur. Hist.*, 1956, vol. 108, art. 4, p. 359-493.
200. *Ben-Avraham Z., Nur A.* An intro-

ductory overview of the concept of displaced terranes. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1983, vol. 20, N 6, p. 994–999.

201. *Ben-Avraham Z., Uyeda S.* The evolution of the China Basin and the Mesozoic paleogeography of Borneo. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 18, p. 365–370.

202. *Benda L.* Das Phytoplankton des späten Apt und frühen Alb in Nordwestdeutschland: Die Diatomeen. — *Geol. Jb. A.*, 1982, N 65, S. 405–411.

203. *Benioff H.* Orogenesis and deep crustal structure: Additional evidence for seismology. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1954, vol. 65, p. 465–500.

204. *Berberian M.; King G.C.P.* Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1981, vol. 18, p. 210–265.

205. *Berger W.H.* Biogenous deep-sea sediments: Fractionation by deep sea circulation. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, p. 1385–1402.

206. *Berggren W.A., Hollister C.D.* Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean. — In: *Studies in paleo-oceanography*. Lancaster: 1977, p. 126–186. (*Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ.*; N 20).

207. *Berggren W.A., Hollister C.D.* Plate tectonics and paleocirculation — commotion in the ocean. — *Tectonophysics*, 1977, vol. 38, p. 11–48.

208. *Berman D.S., Jain S.L.* The braincase of a small sauropod dinosaur (Reptilia: Saurischia) from the upper Cretaceous Lameta group, Central India, with review of Lameta group localities. — *Ann. Carnegie Mus.*, 1982, vol. 51, p. 405–422.

209. *Berquist H.R.* Biogeographical review of Cretaceous foraminifera of the Western Hemisphere. — In: *Proc. N. Amer. Paleontol. Convention*. Chicago, 1969, pt E, p. 1565–1609.

210. *Bernoulli D.* North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: A comparison. — In: *Initial reports of the DSDP*. Wash., 1972, vol. 14, p. 787–954.

211. *Bernoulli D., Jenkyns H.C.* Alpine, Mediterranean and North Atlantic Mesozoic facies in relation on the early evolution of the Tethys. — In: *Geosynclinal sedimentation, modern and ancient: A Symp.* Amsterdam: Elsevier, 1974, p. 129–160. (*Earth and Planet. Sci. Lett.*; Spéc. N).

212. *Berry W.B.N., Barker R.M.* Fossil bivalve shells indicate longer month and

year in Cretaceous than present. — *Nature*, 1968, vol. 917, N 5132, p. 938–940.

213. *Berthou P.Y., Lauverjat J.* Le bassin occidental Portugals l'Albien au Campanien. — In: *Mid-Cretaceous events*. Nice, 1976, p. 1–7. (*Ann. Mus. hist. natur.* Nice; vol. 4).

214. *Bigarella J.J.* Geology of the Amazon and Parnaiba basins. — In: *The ocean basins and margins*/ Ed. A.E.M.Nairn, F.G.Stehli. N.Y.: Plenum press, 1973, vol. 1. The South Atlantic, p. 25–86.

215. *Birkelund T., Perch-Nielsen K.* et al. An outline of the geology of the Atlantic coast of Greenland. — In: *The ocean basins and margins*/ Ed. A.F.M.Nairn, F.G.Stehli. N.Y.: Plenum press, 1974, vol. 2. The North Atlantic, p. 125–160.

216. *Birkenmajer K.* Sedimentary features of the Helvetiafjellet Formation (Barremian) at Agarhdbukta, East Spitsbergen. — *Stud. geol. pol.*, 1984, vol. 80, p. 59–69.

217. *Bischoff J.L., Resenbauer R.J.* Recent metalliferous sediments in the North Pacific manganese nodule area. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 3, N 3, p. 379–388.

218. *Blaise J., Bordet P., Carbonel J.-P.* et al. Flyshes et ophiolites dans la région de Panjaw: Une suture neocimmerienne en Afhanistan central. — *Bull. Soc. géol. France*, 1978, t. 7, p. 795–798.

219. *Boer P.L.de.* Cyclicality and the storage of organic matter in Middle Cretaceous pelagic sediments. — In: *Cyclic and event stratification*. Berlin: Springer, 1982, p. 456–475.

220. *Boltenhagen E.* Palynologie du Cretacé du Gabon. — *Comp. trav. hist. sci. Mém. sect. sci.*, 1980, t. 7, p. 1–191.

221. *Bonatti E., Crane K.* Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transform. — *Nature*, 1982, vol. 300, N 5891, p. 343–345.

222. *Bond G.* Evidence for continental subsidence in North America during the Late Cretaceous global submergence. — *Geology*, 1976, vol. 4, p. 557–560.

223. *Bonechi G.* La zone ofiolitifera di Murlo Siena: Stratigraphia. — *Ofioliti*, 1980, vol. 5, p. 97–100.

224. *Bonnard E.* et al. The Aquitanian Basin, southwest France. — In: *Habitat of oil*. Tulsa: Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, p. 1091–1122.

225. *Bosellini A., Hsü K.J.* Mediterranean plate tectonics and triassic palaeoge-

- graphy. — *Nature*, 1973, vol. 244, N 5411, p. 144–146.
226. *Bosellini A., Winterer E.L.* Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: A genetic model. — *Geology*, 1975, vol. 3, N 5, p. 279–282.
227. *Brothers R.N., Delaloye M.* Obducted ophiolites of North Island, New Zealand: Origin, age, emplacement and tectonic implications for Tertiary and Quaternary volcanicity. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1982, vol. 25, p. 257–274.
228. *Browning J.M.* Facts and principles of Latin American oil occurrence. — In: Facts and principles of world petroleum occurrence. Calgary: 1980, p. 653–706. (*Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*; Vol. 6).
229. *Brunacci S., Donati C., Faraone D.* et al. Volcanismo alcalino Cretaceo post-ophiolitico nell'alloctono Liguride della Toscana meridionale. — *Olioliti*, 1983, vol. 8, p. 47–76.
230. *Buffetant E.* Un probleme de paleobiogeographie continentaleiles crocodiliens mesosuchiens ziphodontes le d'Eocene europeen. — *Bull. soc. géol. France*, 1982, t. 24, p. 1101–1107.
231. *Burg J.P., Guiraud M., Chen G.M.* et al. Himalayan metamorphism and deformations in the North Himalayan Belt (southern Tibet, China). — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, vol. 69, p. 391–400.
232. *Burger D.* Early Cretaceous (Neocomian) microplankton from the Carpentaria Basin, northern Queensland. — *Alcheringa*, 1980, vol. 4, p. 263–279.
233. *Burk C.A.* Geology of the Alaska Peninsula — Island arc and continental margin. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1965, vol. 99, p. 1–250.
234. *Burrett C.F.* Phanerozoic land-sea and albedo variations as climate controls. — *Narute*, 1982, vol. 296, N 5852, p. 54–56.
235. *Butler R., Lindsay E.H., Jacobs L.L.* et al. Magnetostratigraphy of the Cretaceous–Tertiary boundary in the San Jaun Basin, New Mexico. — *Nature*, 1977, vol. 267, N 5609, p. 318–329.
236. *Butt A.* Micropaleontological bathymetry of the Cretaceous of Western Morocco. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1982, vol. 37, p. 235–275.
237. *Carey S.W.* The expanding Earth. Amsterdam etc.: Elsevier, 1976. 488 p. (*Develop. geotectonics*; Vol. 10).
238. *Caron M., Homewood P.* Evolution of early planktic foraminifers. — *Mar. Micropaleontol.*, 1983, vol. 7, N 6, p. 453–462.
239. *Celet P.* The Dinaric and Aegean arcs: The geology of the Adriatic. — In: The ocean basins and margins/Ed. A.E.M. Nairn, P.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1977, vol. 4a. The Eastern Mediterranean, p. 215–261.
240. *Chamberlin T.C.* On a possible reversal of deep-sea circulation and its influence on geologic climates. — *J. Geol.*, 1906, vol. 14, p. 363–373.
241. *Chase C.G.* Tectonic history of the Fiji Plateau. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 82, p. 3081–3110.
242. *Chase C.G., Sprowl D.R.* The modern geoid and ancient plate boundaries. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 62, p. 314–320.
243. *Chevalier J., Fischer M.* Presence de Colomiella Bonet (Calpionellidae) dans le Cretace inférieur (Madiela) du Gabon. — *Cah. micropaleontol.*, 1982, N 2, p. 29–34.
244. *Christie P.A.F., Slater J.G.* An extensional origin for the Bucham and Witchground grabens in the North Sea. — *Nature*, 1980, vol. 283, p. 729–732.
245. *Churkin M.J.* Western boundary of the North American continental plate in Asia. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, p. 1022–1036.
246. *Churkin M.J., McKee E.H.* Thin and layered subcontinental crust of the Great Basin western North America inherited from Paleozoic marginal ocean basins. — *Tectonophysics*, 1974, vol. 23, p. 1–15.
247. *Cirilli S., Marton P., Vigli L.* Implications of a combined biostratigraphic and palaeomagnetic study of the umbrian Maiolica Formation. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, vol. 69, p. 203–214.
248. *Clark A.H., Farrar E., Caelles S.J.* et al. Longitudinal variations in the metallogenetic evolution of the Central Andes: A progress report. — *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.*, 1976, vol. 14, p. 23.
249. *Clark D.L., Kitchell J.A.* Terminal Cretaceous extinctions and the Arctic spillover model. — *Science*, 1981, vol. 212, N 4496, p. 577.
250. *Clark G.R.* Mollusk spell: Daily growth lines. — *Science*, 1968, vol. 161, N 3843, p. 800–802.
251. *Cogley J.G.* Late Phanerozoic extent of dry land. — *Nature*, 1981, vol. 291, N 5810, p. 56–58.
252. *Cohen R., Schweickert R.A., Odum A.L.* Age of emplacement of the schistes lustrés nappe, Alpine Corsica. — *Olioliti*, 1980, vol. 5, p. 177.
253. *Coleman P.J.* Plate tectonics bac-

- ground to biogeographic development in the Southwest Pacific over the last 100 million years. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1980, vol. 31, p. 105–121.
254. *Coleman R.G.* Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. — *J. Geophys. Res.*, 1981, vol. 86, p. 2497–2508.
255. *Coleman R.G., Lanphere M.A.* Distribution and age of high-grade blueschists, associated eclogites and amphibolites from Oregon and California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 82, p. 2397–2412.
256. *Cool T.E.* Sedimentological evidence concerning the paleoceanography of the Cretaceous western North Atlantic Ocean. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1982, vol. 39, p. 1–35.
257. *Cooper M.R.* The mid-Cretaceous (Albian–Turonian) biostratigraphy of Angola. — In: *Mid-Cretaceous events*. Nice, 1978, p. 16, p. 1–22. (*Ann. Mus. hist. natur. Nice*; T. 4).
258. *Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W.* Mesozoic magnetic lineations in the Bering Sea marginal basin. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, p. 1916–1934.
259. *Craw D.* Melanges and associated rocks, Livingston Mountains Southland, new Zealand. — *N.Z.J. Geol. and Geophys.*, 1979, vol. 22, p. 443–454.
260. *Crawford A.R.* Indo-Antarctica, Gondwanaland and the distortion of a granulite belt. — *Tectonophysics*, 1974, vol. 22, p. 141–157.
261. *Crochet J.Y., Sige B.* Les mammifères montiens de Hainin (Paleocene moren de Belgique). 3. — *Palaeovertebrata*, 1983, t. 13, p. 51–64.
262. *Croxton C.A.* Aquilapollenites from the Late Cretaceous–Paleocene (?) of central West Greenland. — In: *Palaeontology and stratigraphy of Greenland: Short communications*. Copenhagen: 1980, p. 5–27. (*Grønland Unders. Rap.*; N. 101).
263. *Currie P.J.* Hadrosaur trackways from the Lower Cretaceous of Canada. — *Acta palaeontol. pol.*, 1983, vol. 28, p. 63–75.
264. *Currie P.J., Russel D.A.* A giant pterosaur (Reptilia: Archosauria) from the Judith River (Oldman) formation of Alberta. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1982, vol. 19, p. 894–897.
265. *Cyamaz Group.* Structure and stratigraphy of Mazagan (El Jadida) Escarpment (West Morocco): First results of Cyamaz diving campaign. — *Nature*, 1983, vol. 305, p. 698–701.
266. *Dalrymple G.B., Gronne C.S., White R.W.* Potassium-argon age and palaeomagnetism of diabase dikes in Liberia: Initiation of central Atlantic rifting. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, vol. 86, p. 399–411.
267. *Dalrymple G.B., Lanphere M.A., Jackson E.D.* Contributions to the petrography and geochronology of volcanic rocks from the leeward Hawaiian Islands. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, p. 727–738.
268. *Dalziel I.W.D., Elliot D.H.* The Scotia arc and Antarctic margin. — In: *The jcean basins and margins*/Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1973, vol. 1. The South Atlantic, p. 171–246.
269. *Davies G.F.* Lagging mantle convection, the geoid and mantle structure. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, vol. 69, p. 187–194.
270. *Davies H.L.* Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua. 1971. 48 p. (*Austral. Bur. Miner. Resour. Geol. and Geophys. Bull.*; Vol. 128).
271. *Davies H.L.* Crustal structure and emplacement of ophiolite in Southern Papua, New Guinea. — *Ofioliti*, 1980, vol. 5, p. 119–120.
272. *Davies H.L., Smith J.E.* Geology of eastern Papua. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 82, p. 3299–3312.
273. *Davies S.N.* Barbados: A major submarine gravity slide. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 82, p. 2593–2662.
274. *De Albear J.F., Cobiella J.L., Flores R.* Complejos caoticos de Cuba. — In: *Abstr. 27th session IGC. Moscow*, 1984, vol. 3, p. 55–96.
275. *Delaloye M., Desmet A., Desmons J.* et al. Geochronological interpretation of the Troodos sheeted dyke complex. — *Ofioliti*, 1980, vol. 5, p. 27–34.
276. *Delaloye M., Piskin O.* et al. Geological section through the Hatay ophiolite along the Mediterranean coast, southern Turkey. — *Ofioliti*, 1980, vol. 5, p. 205–206.
277. *Demaison G.J., Moore G.T.* Anoxic environments and oil source bed genesis. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1980, vol. 64, N 8, p. 1179–1209.
278. *Dengo G.* Paleozoic and Mesozoic tectonic belts in Mexico and Central America. — In: *The ocean basins and margins*/Ed. A.E. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1975, vol. 3. Gulf of Mexico and Caribbean, p. 283–324.
279. *Dereulle B.* Calc-alkaline, shoshonitic and alkaline associations: A zonation of the Plio-Quaternary volcanic belt of

South America (south of latitude 18°S). — *Pacif. Geol.*, 1981, vol. 15, p. 71–83.

280. *Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan W.P.F.* et al. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, p. 3137–3180.

281. *Dhondt A.V.* Campanian and Maastrichtian Inoceramids: A review. — *Zitteliana*, 1983, Bd. 10, S. 689–701.

282. *Dickinson W.R., Seely P.R.* Structure and stratigraphy of forearc regions. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1979, vol. 63, p. 2–31.

283. *Dietrich V.J.* The distribution of ophiolites in the Alps. — In: *Tethyan ophiolites*, vol. 1. *Ophioliti*, 1980, spec. iss., p. 7–51.

284. *Dillon W.P., Sougy I.M.A.* Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands. — In: *The ocean basins and margins*/Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1974, vol. 2. *The North Atlantic*, p. 315–390.

285. *Dixon J.E., Fitton J.Y., Frost R.T.C.* The tectonic significance of post-Carboniferous igneous activity in the North Sea basin. — In: *Petroleum geology of the continental shelf of North-Eastern Europe*. L.: Heyden and Son, 1981, p. 121–137.

286. *Dosso L., Vidal P.* et al. Kerguelen: Continental fragment or oceanic island? Petrology and isotopic geochemistry evidence. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 43, p. 46–60.

287. *Douglas J.G., Ferguson J.A.* Geology of Victoria. Adelaide: 1976. 528 p. (*Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*; N 5).

288. *Douglas R.G., Savin S.M.* Oxygen and carbon isotope analysis of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean. — In: *Initial reports of the DSDP*. Wash., 1975, vol. 32, p. 509–520.

289. *Drake C.L., Ewing M., Sutton G.H.* Continental margins and geosynclines — the east coast of North America north of Cape Hatteras. — In: *Physics and chemistry of the Earth*. L.: Pergamon, 1959, vol. 3, p. 110–198.

290. *Duarah R., Saikia M.M., Bhattacharjee C.C.* Occurrence of the ophiolitic complexes along the Indoburman orogenic belt. — *Geol. Mag.*, 1983, vol. 120, N 2, p. 175–182.

291. *Dunn W.L.* The enigma of high-latitude paleoclimate. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1982, vol. 40, p. 199–212.

292. *Eardley A.J.* Structural geology of North America. N.Y.: Harper Brothers, 1951. 624 p.

293. *Earle M.* Continental margin origin for Cretaceous radiolarian cherts in western Timor. — *Nature*, 1983, vol. 305, N 5930, p. 129–130.

294. *Edgar N.T., Ewing J.I., Hennon J.* Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1971, vol. 55, N 6, p. 833–870.

295. *Einsele G., Rad U.von.* Facies and paleoenvironment of lower Cretaceous sediments at DSDP Site 397 and in the Aaiun Basin (Northwest Africa). — In: *Initial reports of the DSDP*. Wash., 1979, vol. 47, p. 559–578.

296. *El-Shalzy E.M.* The geology of the Egyptian region. — In: *The ocean basins and margins*/Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1977, vol. 4a. *The Eastern Mediterranean*, p. 379–444.

297. *Elzanowski A.* Birds in Cretaceous ecosystems. — *Acta palaeontol. pol.*, 1983, vol. 28, p. 75–92.

298. *Emery K.O., Uchupi E., Phillips J.D.* et al. Continental rise of Eastern North America. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1970, vol. 54, p. 44–108.

299. *Emiliani C.* The temperature decrease of surface seawater in high latitudes and of abyssal-hadal water in open oceanic basins during the past 75 million years. — *Deep-Sea Res.*, 1961, vol. 8, p. 144–147.

300. *Erdmer Ph., Helmstaedt H.* Eclogite from central Yukon: A record of subduction at the western margin of ancient North America. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1983, vol. 20, p. 1389–1468.

301. *Ernst G., Schmid F., Klishies G.* Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig–Hannover. — In: *Aspekte der Kreide Europas*. Stuttgart: Schweizerbartsche: Verl., 1979, S. 11–46.

302. *Ernst N.G.* Tectonic contact between the Franciscan Mélange and the Great Valley sequence — crustal expression of a Late Mesozoic Benioff Zone. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, p. 886–901.

303. *Exon N.F.* The geological evolution of the southern Taroom trough and the overlying Surat basin. — *Austral. Petrol. Explor. Assoc. J.*, 1974, vol. 14, p. 50.

304. *Ewing M., Carpenter G., Windish C.* et al. Sediment distribution in the oceans: The Atlantic. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, p. 71–88.

305. *Farror E., Dixon J.M.* Early Tertiary rapture of the Pacific plate; 1700 km

of dextral offset along the Emperor trough-Line Island lineament. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 53, p. 307-322.

306. Faure M., Charvet J. Tangential tectonics in the Chichibu Zone from the example of East Shikoku. - Proc. Jap. Acad. B, 1983, vol. 59, p. 117-120.

307. Feuillée P. Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cénomaniens pyrénéo-cantabrique: Problèmes d'environnement sédimentaire. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1971, vol. 9, p. 277-311.

308. Findlay A.L. The structure of foothills south of the Kubor Range, Papua New Guinea. - Austral. Petrol. Explor. Assoc. J., 1974, vol. 14, p. 13-20.

309. Fink L.K., jun. Evidence for the antiquity of the Lesser Antilles island arc. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1970, vol. 51, p. 326-327.

310. Fleming C.A. The Mesozoic of New Zealand: Chapters in the history of the Circum-Pacific mobile belt. - Quart. J. Geol. Soc. London, 1969, vol. 125, p. 125-170.

311. Fodor R.V., McKee E.H., Asmus H.E. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic Ocean: Basaltic rock from the Brazilian margin. - Mar. Geol., 1983, vol. 54, p. 1-8.

312. Forland K.A., Quinn A.W., Giletti B.J. K-Ar and Rb-Sr Jurassic and Cretaceous ages for intrusives of the White Mountain magma series, northern New England. - Amer. J. Sci., 1971, vol. 270, p. 321.

313. Forman D.J., Wales D.W. Geological evolution of the Canning Basin, Western Australia. - Bur. Miner. Resour. Bull., 1981, vol. 210, p. 1-91.

314. Fox P.J., Heezen B.C. Geology of the Caribbean crust. - In: The ocean basins and margins/Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum Press, 1975, vol. 3. Gulf of Mexico and Caribbean, p. 421-466.

315. Fox P.J., Ruddiman W.F., Ryan W.B.F., Heezen B.C. The geology of the Caribbean crust. 1. Beata Ridge. - Tectonophysics, 1970, vol. 10, p. 495-516.

316. Fox R.C. *Picopsis pattersoni*, n. gen. and sp., an unusual therian from the Upper Cretaceous of Alberta and the classification of primitive tribosphenic mammals. - Canad. J. Earth Sci., 1980, vol. 17, p. 1489-1498.

317. Franks S., Nairn A.E.M. The equatorial marginal basins on West Africa. - In: The ocean basins and margins/Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Ple-

num Press, 1973, vol. 1. The South Atlantic, p. 301-350.

318. Freeman E.F. The isolation and ecological implications of the microvertebrate fauna of a Lower Cretaceous lignite bed. - Proc. Geol. Assoc., 1975, vol. 86, p. 307-312.

319. Freeman E.F. A middle Jurassic mammal bed from Oxfordshire. - Palaeontology, 1979, vol. 22, p. 135-166.

320. Fülrich F.T., Kauffman E.G. Palaeoecology of marginal marine sedimentary cycles in the Albian Bear-River formation of south-western Wyoming. - Palaeontology, 1984, vol. 27, p. 501-536.

321. Gale A.S., Smith A.B. The palaeobiology of the Cretaceous irregular echinoids *Infulaster* and *Hagenowia*. - J. Paleontol., 1982, vol. 25, N 1, p. 11-42.

322. Ganss O. Geosynklinalbecken, Tektonik, Granite und junger Vulkanismus in Afghanistan. - Geol. Rdsch., 1965, Bd. 54, H. 2, S. 668-698.

323. Garson M.S., Mitchell A.H.G. Transform faulting in the Thai Peninsula. - Nature, 1970, vol. 228, N 5266, p. 45-47.

324. Gass J.G., Masson-Smith D. The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif, Cyprus. - Trans. Roy. Soc. London A., 1963, vol. 255, p. 417-467.

325. Gaździcki A., Wrona R. Skamieniałości górnej kredy i trzeciorzędu z osadów talasogajalnych na Polwyspie Melville'a, Wyspa Króla Jerzego (Zachodnia Antarktyka). - Prz. geol., 1982, vol. 30, s. 399-404.

326. Geys J.F. Two salenioid echinoids in the Danian of the Maastricht area. - Palaeontology, 1982, vol. 25, p. 265-276.

327. Ghose N.C., Singh R.N. Structure of the Naga Hills ophiolite and associated sedimentary rocks in the Tiesang district of Nagaland, NE India. - Ofioliti, 1981, vol. 6, p. 237-254.

328. Gilmore J.S., Knight J.D., Orth C.J. et al. Trace element patterns at a non-marine Cretaceous-Tertiary Boundary. - Nature, 1984, vol. 307, p. 224-229.

329. Girardeau J., Marcoux J., Allegre C.G. et al. Tectonic environment and geodynamic significance of the neo-cimmerian Donqiao ophiolite, Bangong-Nujinang suture zone, Tibet. - Nature, 1984, vol. 307, N 5946, p. 27-31.

330. Globerman B., Col R.S., Hoare J.M. et al. Palaeomagnetism of Lower Cretaceous tuffs from Yukon-Kuskokwim delta region, western Alaska. - Nature, 1983, vol. 305, N 5933, p. 516-520.

331. Gočev P.P. On the structure of the

- Alpine orogene of the Balkan Peninsula. — In: Abstr. 27th session IGC. Moscow, 1984, vol. 3, p. 213–214.
332. *Gordon W.A.* Marine life and ocean surface in the Cretaceous. — *J. Geol.*, 1973, vol. 81, N 3, p. 269–284.
333. *Goslin J., Petriat Ph.* Absolute and relative plate motions and hypotheses of the origin of five aseismic ridges in the Indian Ocean. — *Tectonophysics*, 1984, vol. 101, p. 221–224.
334. *Gothan W.* Die fossilen Hölzer von der Seymour und Snow Hill Insel. — *Wiss. Ergeb. Schwed. Südpolar Exped.*, 1901–1903, Bd. 3, S. 1–33.
335. *Graas G. van, Viets T.C., Leeuw J.W.* et al. A study of the soluble and insoluble organic matters from the Livello Bonarelli, a Cretaceous black shale deposition in the Central Apennines, Italy. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1983, vol. 47, p. 1051–1059.
336. *Grabert H.* The Amazon shearing system. — *Tectonophysics*, 1983, vol. 95, p. 329–336.
337. *Graciansky P.C., de Deruo G., Herbin J.P.* et al. Ocean-wide stagnation episode in the late Cretaceous. — *Nature*, 1984, vol. 308, N 5957, p. 346.
338. *Grond H.C., Churchill S.J., Armstrong J.E.* et al. Late Cretaceous age of the Hutshi, Mount Nansen and Carmacks groups, southwestern Yukon territory and northwestern British Columbia. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1984, vol. 21, p. 554–558.
339. *Guilfy P.G.* Cenomanian–Turonian and Neogene sediments from northeast of Kerguelen Ridge. — *J. Geol. Soc. Austral.*, 1973, vol. 20, p. 361–368.
340. *Gunn P.J.* Mesozoic–Cainozoic tectonics and igneous activity: Southeastern Australia. — *J. Geol. Soc. Austral.*, 1975, vol. 22, pt 2, p. 215–221.
341. *Häkansson E., Hansen J.M.* Guide to Maastrichtian and Danian boundary strata in Jutland. — In: *Cretaceous–Tertiary boundary events*. Copenhagen: Univ. press, 1979, vol. 1, p. 171–210.
342. *Hallam A.* The depth significance of shales with bituminous laminae. — *Mar. Geol.*, 1967, vol. 5, p. 481–493.
343. *Hancock J.M.* Cretaceous system in the western interior of North America. — *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.*, 1975, vol. 13, p. 83–118.
344. *Handa S., Camfield P.A.* Crustal electrical conductivity in north-central Saskatchewan: The North American central plains anomaly and its relation to a Proterozoic plate margin. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1984, vol. 21, p. 533–543.
345. *Hanisch J.* The Cretaceous of the northeast Atlantic. — *Tectonophysics*, 1984, vol. 101, p. 1–23.
346. *Hansen W.R., Crosby E.J.* Environmental geology of the Front Range Urban corridor and vicinity — Colorado. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1982, N 1230, p. 1–99.
347. *Hao Yichun, Su Geying, Li Yougou* et al. Stratigraphical division of non-marine Cretaceous and the Jura-Cretaceous boundary in China. — *Acta geol. sinica*, 1982, vol. 56, p. 127–139.
348. *Hart M.B., Tarling D.H.* Cenomanian palaeogeography of the North Atlantic and possible mid-Cenomanian eustatic movements and their implications. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1974, vol. 15, N 2, p. 95–108.
349. *Hawkesworth C.J., Waters D.J., Bickle M.J.* Plate tectonics in the eastern Alps. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, vol. 24, p. 405–413.
350. *Hayes D.E., Rabinowitz P.D.* Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone of Northwest Africa. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 28, p. 105–115.
351. *Hays J.D., Pitman W.C.* Lithospheric plate motion, sea level change and climatic and ecological consequences. — *Nature*, 1973, vol. 246, N 5427, p. 18–22.
352. *Hecht F., Fürst M., Klitzsch E.* Zur Geologie von Libyen. — *Geol. Rdsch.*, 1964, Bd. 53, S. 413–470.
353. *Heezen B.C., MacGregor I.D., Foreman H.P.* et al. Diachronous deposits: A kinematic interpretation of the post-Jurassic sedimentary sequence on the Pacific plate. — *Nature*, 1973, vol. 241, N 5384, p. 25–32.
354. *Heki K., Hamano Y., Kono M.* Rotation of the Peruvian Block from Palaeomagnetic studies of the Central Andes. — *Nature*, 1983, vol. 305, N 5933, p. 514–516.
355. *Hekinian R.* Volcanics from the Walvis Ridge in the northeast Atlantic Ocean. — *Nature*, 1972, vol. 239, N 5366, p. 91.
356. *Hekinian R.* Petrology of the Ninety East Ridge (Indian Ocean) compared to other aseismic ridges. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1974, vol. 43, p. 125–147.
357. *Helmo M.R., Mabersoone J.M.* Northwestern Brazil and the final separation of South America and Africa. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1982, vol. 32, p. 163–183.
358. *Herm D.* Mikropaläontologisch —

stratigraphische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental. - Bayrische Akad. Wiss. Math. - Nat. Klasse, 1965, Bd. 104, s. 1-119.

359. *Hern D.* Die Süddeutsche Kreide - ein Überblick. - In: Aspekte der Kreide Europas. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verl., 1979, S. 85-106.

360. *Hern D., Kauffman E.G., Widmann J.* The age and depositional environment of the "Gosau" group (Coniacian - Santonian), Brandenburg/Tirol, Austria. - Mitt. Bayer. Paläontol. hist. Geol., 1979, Bd. 19, S. 27-92.

361. *Herngreen G.E.W., Chlonova A.F.* Cretaceous microfossil provinces. - Pollen et spores, 1981, vol. 23, p. 441-555.

362. *Herron E.M., Dewey J.F., Pitman W.C.* III. Plate tectonics model for the evolution of the Arctic. - Geology, 1974, vol. 2, p. 377-380.

363. *Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution of the Western Pacific and its margin. - Tectonophysics, 1977, vol. 38, p. 145-165.

364. *Hilde T.W.C., Wageman J.W.* Structure and origin of the Japan Sea. - In: The Western Pacific/ Ed. P.J.Coleman. Nedlands: Univ. West. Austral. press, 1973, p. 415-434.

365. *Hirn A., Nercessian A., Sapin M.* et al. Lhasa block and bordering sutures - a continuation of a 500 km Moho traverse through Tibet. - Nature, 1984, vol. 307, p. 25-27.

366. *Holcombe T.L., Vogt P.R., Matthews J.E.* et al. Evidence for sea-floor spreading in the Cayman Trough. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 20, p. 357-371.

367. *Holligan P.M., Viollier M., Harbour D.S.* et al. Satellite and ship studies of coccolithophore production along a continental shelf edge. - Nature, 1983, vol. 304, N 5923, p. 339.

368. *Honegger K., Dietrich V., Frank W.* et al. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (The Indus-Tsangpo suture zones). - Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 60, p. 253-292.

369. *Honza E.* Sediments, structure and origin of Japan Sea - concluding remarks. - In: Geological investigation of the Japan Sea, cruise report N 13. Kawasaki: Geol. Surv. Jap., 1979, p. 89-93.

370. *Horner J.R.* Evidence of colonial nesting and "site fidelity" among ornithischian dinosaurs. - Nature, 1982, vol. 297, N 5862, p. 675-676.

371. *Hsü K.J.* Origin of the Alps and

western Mediterranean. - Nature, 1971, vol. 233, N 5314, p. 44-48.

372. *Hsü K.J.* Paleooceanography of the Mesozoic alpine Tethys. - Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1976, vol. 170, p. 1-42.

373. *Hsü K.J.* Tectonic evolution of the Mediterranean basins. - In: The ocean basins and margins/Ed. A.E.M.Nairn, F.G.Stehli. N. Y.: Plenum press, 1977, vol. 4a. The Eastern Mediterranean, p. 26-76.

374. *Huang Huaizeng.* Geological features of the Jiangnan region in Early Jurassic to early period of Early Cretaceous times and their interpretation in terms of plate tectonics. - In: Abstr. 27th session. IGC. Moscow, 1984, vol. 3, p. 230-231.

375. *Humphris E., Thompson G.* Geochemistry of rare earth elements in basalts from the Walvis Ridge: Implications for its origin and evolution. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 66, p. 223-242.

376. *Hunt B.G.* The effects of past variations of the Earth's rotation rates on climate. - Nature, 1979, vol. 281, N 5728, p. 189-191.

377. *Imlay R.W.* Correlation of the Cretaceous formations of the Greater Antilles, Central America and Mexico. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1944, vol. 55, p. 1005-1096.

378. *Jablonski D., Bottjer D.J.* Soft-bottom epifaunal suspension-feeding assemblages in the late Cretaceous. - In: Biological interpretation of the recent and fossil benthic communities. N. Y., 1983, p. 747-812.

379. *Jackson E.D., Schlanger S.O.* Regional synthesis, Line Island chain, Tuamotu Island chain, and Manihiki Plateau, Central Pacific Ocean. - In: Initial reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 33, p. 915-927.

380. *Jafar S.A.* Nannoplankton evidence of Turonian transgression along Narmada valley, India and Turonian-Coniacian boundary problem. - J. Palaeontol. Soc. Ind., 1982, vol. 27, p. 17-30.

381. *Jardetzky W.* On the rotation of the Earth during its evolution. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1949, vol. 30, p. 797.

382. *Jaros J.* et al. Inner structure of serpentinite bodies and structural position of the West Carpathian ophiolites. - Ophioliti, 1980, vol. 5, p. 131-135.

383. *Jefferson T.H.* Fossil forests from the Lower Cretaceous of Alexander Island, Antarctica. - Palaeontology, 1982, vol. 25, N 4, p. 681-708.

384. *Jenkins F.A., jun.* Adaptations for climbing in North Americas multituberculates. - Science, 1983, vol. 220, N 4593, p. 54-56.

385. *Jenkyns H.C.* Sediments and sedimentary history of the Manihiki Plateau, South Pacific Ocean. - In: Initial reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 33, p. 873-890.

386. *Jolivet L., Nakagawa M., Kito N.* Uppermost Jurassic unconformity in Hokkaido: Evidence for an early tectonic stage. - Proc. Jap. Acad. B, 1983, vol. 59, N 5, p. 153-157.

387. *Jones P.B.* Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta foothills. - In: Geological studies of the Cordilleran thrust belt. Denver: Rocky Mountain Assoc. Geol., 1982, vol. 1, p. 61-74.

388. *Jones P.B.* The Cordilleran connection - a link between Arctic and Pacific sea-floor spreading. - J. Alaska Geol. Soc., 1983, vol. 2, p. 41-55.

389. *Juteau T.* Ophiolites of Turkey. - In: Tethyan ophiolites, 1980, vol. 1. Ofioliti, spec. iss., p. 199-238.

390. *Kahn G.K., Pompea S.M.* Nautoid growth rhythms and dynamical evolution of the Earth-Moon system. - Nature, 1978, vol. 275, N 5681, p. 606-611.

391. *Kane M.F.* Rotational inertia of continents: A proposed link between polar wandering and plate tectonics. - Science, 1972, vol. 175, N 4030, p. 1355-1357.

392. *Katili J.A.* Large transcurrent faults in southeast Asia with special reference to Indonesia. - Geol. Rdsch., 1970, Bd. 59, H. 2, S. 581-600.

393. *Katz H.R.* Continental margin in Chile - is tectonic style compressional or extensional? - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1971, vol. 55, p. 1753-1758.

394. *Katz H.R.* Offshore petroleum potential in New Zealand. - Austral. Petrol. Explor. Assoc. J., 1974, vol. 14, p. 3-13.

395. *Katz H.R., Watters W.A.* Geological investigations of the Yahgan formation (upper Mesozoic) and associated igneous rocks of Navarino Island, southern Chile. - N.Z. J. Geol. and Geophys., 1965, vol. 9, N 3, p. 323-359.

396. *Katz M.B.* Sri Lanka in Gondwanaland and the evolution of the Indian Ocean. - Geol. Mag., 1978, vol. 115, p. 237-316.

397. *Kauffman E.G.* Ptychodus pre-

datation upon a Cretaceous Inoceramus. - Palaeontology, 1972, vol. 15, p. 429-444.

398. *Kauffman E.G.* Cretaceous assemblages, communities and associations, western interior United States and Caribbean Islands. - Sedimenta, 1974, vol. 4, p. 1-27.

399. *Kauffman E.G.* Dispersal and biostratigraphic potential of Cretaceous benthonic Bivalvia in the western interior. - In: The Cretaceous system in the western interior of North America/Ed. W.G.E. Caldwell. Toronto: 1975, p. 163-194. (Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.; Vol. 13).

400. *Kauffman E.G.* Deep-sea Cretaceous macrofossils: Hole 317A, Manihiki Plateau. - In: Initial reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 33, p. 503-528.

401. *Kauffman E.G., Cobban W.A., Eicher D.L.* Albian through Lower Coniacian strata, biostratigraphy and principal events, western interior United States. - In: Mid-Cretaceous events. Nice, 1976, pt 23, p. 1-15. (Ann. Mus. hist. natur. Nice; T. 4).

402. *Kauffman E.G., Kesling R.V.* An Upper Cretaceous ammonite bitten by a mosasaur. - Contrib. Mus. Paleontol. Univ. Mich., 1960, vol. 15, p. 193-248.

403. *Kauffman E.G., Sohl N.F.* Structure and evolution of Caribbean Cretaceous rudist frameworks. - Festschr. Hans Kugler. Verhandl., Naturf. Ges. Basel, 1974, Bd. 84, S. 390-467.

404. *Karamata S., Majer V., Pamic I.* Ophiolites in Yugoslavia. - In: Tethyan ophiolites. vol. 1. 1980, Ofioliti, spec. iss., p. 105-125.

405. *Kellog K.S.* Paleomagnetic evidence for oroclinal bending of the southern Antarctic Peninsula. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1980, vol. 91, pt 1, p. 414-420.

406. *Kemper E.* Die Makrofossilien des späten Apt und frühen Alb in Nordwestdeutschland: Die Aucellinen des Apt und Unter-Alb Nordwestdeutschlands. - Geol. Jb. A, 1982, N 65, S. 579-595.

407. *Kennedy M.J.* Repetitive orogeny in the northeastern Appalachians - new plate models based upon Newfoundland examples. - Tectonophysics, 1975, vol. 28, p. 39-87.

408. *Kennedy M.P., Moore G.W.* Stratigraphic relations of Upper Cretaceous and Eocene formations San Diego Coastal Area, California. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1971, vol. 55, N 5, p. 709-722.

409. *Kennedy W.J.* Cretaceous. - In:

The ecology of fossils/Ed. W.S.Mckerrow. Cambridge (Mass.), 1978, p. 280-322.

410-411. *Kennedy W.J., Hancock J.M.* The mid-Cretaceous of the United Kingdom. - In: Mid-Cretaceous events. Nice, 1976, pt 5, p. 1-72. (Ann. Mus. hist. natur. Nice; T. 4).

412. *Kent P.E.* Mesozoic history of the East coast of Africa. - Nature, 1972, vol. 238, N 5359, p. 147-148.

413. *Kent P.E.* Continental margin of East Africa a region of Vertical movement. - In: Geology of continental margins. M.Y.: Springer, 1974, p. 313-320.

414. *Kerourio Ph.* Nouvelles observations sur le mode de nidification et de ponte chez les denosauriens du Crétacé terminal du Midi de la France. - C. r. Soc. géol. France, 1981, T. 1, fasc. 1, p. 25-28.

415. *Kesler S.E., Sutter J.F., Jones L.N.* et al. Early Cretaceous basement rocks in Hispaniola. - Geology, 1977, vol. 5, p. 245-247.

416. *Khudoley K.N., Meyerhoff A.A.* Paleogeography and geological history of Greater Antilles. - Geol. Soc. Amer. Mem., 1971, vol. 129, p. 1-199.

417. *Kielan-Jaworowska Z.* Absence of ptilonotoidean Multituberculates from Asia and its palaeogeographic implications. - Lethaia, 1980, vol. 13, p. 169-173.

418. *Kienast J.P., Rangin Cl.* Mesozoic blueschists and melanges of Cedros Island (Baja California, Mexico): A consequence of nappe emplacement or subduction? - Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 59, p. 119-138.

419. *Kirkland O.W., Gerhard J.E.* Jurassic salt, central Gulf of Mexico and its temporal relation to circum-gulf evaporites. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1971, vol. 55, p. 680-686.

420. *Klemme H.D.* Giant oil fields related to their geological setting: A possible guide to exploration. - Bull. Canad. Petrol. Geol., 1975, vol. 23, p. 30-66.

421. *Klinger H.Chr., Wiedmann J.* Palaeobiogeographic affinities of upper Cretaceous ammonites of Northern Germany. - Zitteliana, 1983, Bd. 10, S. 413-425.

422. *Knipper A.L., Khain E.V.* Structural position of ophiolites of the Caucasus. - In: Tethyan ophiolites. 1980, vol. 1. Ophioliti, spec. iss., p. 297-314.

423. *Koller F., Pahr A.* The Penninic ophiolites on the eastern end of the Alps. - Ophioliti, 1980, vol. 5, N 1, p. 65-72.

424. *Kraft J.C., Sheridan R.E., Maisa-*

no M. Time-stratigraphic units and petroleum entrapment models in Baltimore canyon basin of Atlantic continental marginal geosyncline. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1971, vol. 55, N5, 658-679.

425. *Krassilov V.A.* Phytogeographical classification of Mesozoic floras and their bearing on continental drift. - Nature, 1972, vol. 273, N5349, p. 49-50.

426. *Krassilov V.A.* Climatic changes in eastern Asia as indicated by fossil floras. 1. Early Cretaceous. 2. Late Cretaceous and Danian. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1973, vol. 13, p. 261-273; 1975, vol. 17, p. 157-172.

427. *Krassilov V.A.* Paleobotanical evidence on the origin of Japan Sea. - Pacif. Geol., 1975, vol. 10, p. 43-46.

428. *Krassilov V.A.* Changes of Mesozoic vegetation and the extinction of dinosaurs. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1981, vol. 34, p. 207-224.

429. *Krause D.C.* Seaward extension and origin of the Freetown layered basic complex of Sierra Leone. - Nature, 1963, vol. 200, N 4913, p. 1280-1281.

430. *Krause D.C.* Submarine geology of North New Guinea. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, p. 27-42.

431. *Kräusel R.* Die Nahrung von Trachodon. - Paläontol. Ztschr., 1922, Bd. 4, S. 80.

432. *Krishna J., Singh J.B., Howard J.D.* et al. Implications of new data on Mesozoic rocks of Kachchh, Western India. - Nature, 1983, vol. 305, N 5937, p. 790-792.

433. *Krummenacher D., Dowd D.H.* et al. Potassium-argon ages from xenoliths and differentiates in coarse-grained rocks from the center of the island of Tahiti, French Polynesia. - Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs, 1972, vol. 4, p. 186.

434. *K/TEC II.* Cretaceous-Tertiary extinctions and possible terrestrial and extra-terrestrial causes. - Syllogeus, 1982, N 39, p. 1-151.

435. *La Barbera M.* The ecology of Mesozoic Gryphaea, Exogyra and Ilymatogyra (Bivalvia: Mollusca) in a modern ocean. - Paleobiology, 1981, vol. 7, p. 510-526.

436. *La Gabrielle Y., Auzende J.-M.* Active in situ disaggregation of oceanic crust and mantle on Gorrington Bank: Analogy with ophiolitic massives. - Nature, 1981, vol. 297, N 5866, p. 490-492.

437. Land mammal fossil found in Antarctica. - Antarctic, 1982, vol. 9, p. 371-372.

438. *Larsen L.M., Rex D.C., Secher K.* The age of carbonatites, kimberlites and lamprophyres from southern West Greenland: Recurrent alkaline magmatism during 2500 million years. — *Lithos*, 1983, vol. 16, p. 215–221.
439. *Laws R.A., Kraus G.P.* The regional geology of the Bonaparte Gulf, Timor Sea area. — *Austral. Petrol. Explor. Assoc. J.*, 1974, vol. 14, p. 77–84.
440. *Leanza H.A., Wiedmann J.* Ammoniten des Valangin und Hauterive (Unterkreide) von Neuquen und Mendoza, Argentinien. — *Eclog. geol. helv.*, 1980, vol. 73, p. 941–981.
441. *Leeder M.R.* Lithospheric stretching and North Sea Jurassic clastic source-lands. — *Nature*, 1983, vol. 305, N 5934, p. 510–514.
442. *Lewis B.T.R.* The process of formation of ocean crust. — *Science*, 1983, vol. 220, N 4594, p. 151–156.
443. *Liechti P., Roe F.W., Haile N.S.* The geology of Sarawak, Brunei and the western part of North Borneo. — *Geol. Surv. Dep. Brit. Borneo Bull.*, 1960, vol. 1, N 3, p. 1–343.
444. *Lillegraven J.A., Kielan-Jaworowska Z., Clemens W.A., jun.* Mesozoic mammals: The first two-thirds of mammalian history. Berkeley: Univ. Cal. press, 1979. 311 p.
445. *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.
446. *Lippard S.J., Rex D.C.* K–Ar ages of alkaline igneous rocks in the northern Oman mountains, NE Arabia, and their relations to rifting, passive margin development and destruction of the Oman Tethys. — *Geol. Mag.*, 1982, vol. 119, N 5, p. 497–503.
447. *Liu Honbin, Li Tingdong.* The old volcanic structure of the Yishu Rift in the middle sector of the Tanlu fracture zone. — In: *Abstr. 27th session IGC. Moscow*, 1984, vol. 3, p. 299.
448. *Li Zishun, Wang Sien, Yu Ting-sham et al.* On the classification of the Upper Jurassic in North China and its bearing on the Jura-Cretaceous boundary. — *Acta geol. sinica*, 1982, vol. 56, p. 347–363.
449. *Lloyd Ch. R.* The mid-Cretaceous Earth: Paleogeography; ocean circulation and temperature; atmospheric circulation. — *J. Geol.*, 1982, vol. 90, p. 393–413.
450. *Lockey M.G., Young B.H., Carpenter K.* Hadrosaur locomotion and herding behavior: Evidence from footprints in the Mesaverde formation, Grand Mesa coal field, Colorado. — *Mountain Geol.*, 1983, vol. 20, N 1, p. 5–13.
451. *Lowenstam H.A., Epstein S.* Paleotemperatures of the post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen-isotope method. — *J. Geol.*, 1954, vol. 62, p. 207–248.
452. *Luck J.M., Turekian K.K.* Osmium-187/Osmium-186 in manganese nodules and the Cretaceous-Tertiary boundary. — *Science*, 1983, vol. 222, N 4624, p. 613–615.
453. *Ludwig W.J., Murauchi S., Houtz R.E. et al.* Structure of Bowers Ridge, Bering Sea. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, p. 6350–6356.
454. *Luyendyk B.P., Forsyth D., Phillips J.D.* Experimental approach to the paleocirculation of the oceanic surface water. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, p. 2649–2664.
455. *Macaudiere J.* Les roches métamorphiques associées au chaînon ophiolitique de Sabzevar-étude structurale du domaine de Soltanabad (NE Iran). — *Ophioliti*, 1983, vol. 8, p. 127–152.
456. *Machens E.* The geologic history of the marginal basins along the north shore of the Gulf of Guinea. — In: *The ocean basins and margins*/ Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1973, vol. 1. The South Atlantic, p. 351–390.
457. *Macintyre R.M.* Anorogenic magmatism, plate motion and Atlantic evolution. — *J. Geol. Soc. London*, 1977, vol. 133, p. 375–384.
458. *MacKenzie D.B.* High-temperature alpine-type peridotite from Venezuela. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, vol. 71, p. 303–308.
459. *Mackenzie F.T., Garrels R.M.* Silicates — reactivity with sea water. — *Science*, 1965, vol. 150, N 3692, p. 57–58.
460. *MacLahlan J.C., Shagam R., Hess H.H.* Geology of the lake Victoria area, Aragua, Venezuela. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, vol. 71, N 3, p. 249–302.
461. *Macpherson C.J.* The Snow Mountain volcanic complex: An onland seamount in the Franciscan terrain, California. — *J. Geol.*, 1983, vol. 91, p. 73–92.
462. *Mahoney J., Macdougall J.D., Lugmair G.W. et al.* Origin of the Deccan trap flow at Mahabateshwar inferred from Nd and Sr isotopic and chemical evidence.

ce. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 60, p. 47–60.

463. *Malfait B., Dinkelman M.G.* Ciscum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, p. 215–272.

464. *Malumian N., Baez A.M.* Outline of Cretaceous stratigraphy of Argentine. — In: Mid-Cretaceous events. Nice, 1976, pt 27, p. 1–10. (Ann. Mus. hist. natur. Nice; T. 4.).

465. *Malumian N., Ramos V.A.* Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1984, vol. 67, p. 228–237.

466. *Marcucci M., Passerini P.* Nanofossil dating of post-ophiolite activity of Castignioncello del Trinoro, southern Tuscany. — Ofioliti, 1980, vol. 5, p. 79–96.

467. *Marganska T., Osmolska H.* First lambeosaurine dinosaur from the Nemeget formation, Upper Cretaceous of Mongolia. — Acta paleontol. pol., 1981, vol. 26, p. 3–4.

468. *Marlow M.S., Cooper A.K.* Mesozoic and Cenozoic structural trends under southern Bering Sea shelf. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, vol. 64, N 12, p. 2139–2155.

469. *Marsaglia K.M., Klein G.D.* The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. — J. Geol., 1983, vol. 91, p. 117–142.

470. *Martin H.* Atlantic margin of Southern Africa between latitude 17° and the Cape of Good Hope. — In: The ocean basins and margins/ Ed. A.E. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1973, vol. 1. The South Atlantic, p. 277–300.

471. *Martin L.D., Stewart J.D.* An ichtyornithiform bird from the Campanian of Canada. — Amer. J. Earth Sci., 1982, vol. 19, p. 324–327.

472. *Mattson P.H.* Middle Cretaceous nappe structures in Puerto Rican ophiolites and their relation to the tectonic history of the Greater Antilles. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, p. 21–37.

473. *Maxwell J.C.* Anatomy of an Orogen. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, p. 1195–1204.

474. *McCave J.* Depositional features of organic carbon-rich black and green mudstones at DSDP sites 386 and 387. — In: Initial reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 43, p. 411–416.

475. *McConnel R.B.* Geological de-

velopment of the Rift System of Eastern Africa. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, p. 2549–2572.

476. *McGowran B.* Late Cretaceous and Early Tertiary correlations in the Indo-Pacific region. — In: Cretaceous–Tertiary formations of South India. Bangalore, 1968, p. 335–360. (Geol. Soc. Ind. Mem.; N 2).

477. *McGugan A.* Upper Cretaceous (Campanian and Maestrichtian) foraminifera from the upper Lamber and Northumberland formations, Gulf Island, British Columbia, Canada. — Micropaleontology, 1982, vol. 28, p. 399–430.

478. *McNeil D.H., Caldwell W.G.E.* Cretaceous rocks and their foraminifera in the Manitoba escarpment. — Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 1981, N 21, p. 1–439.

479. *Melosh H.J.* Global tectonic of a despun planet. — Icarus, 1977, vol. 31, p. 221–243.

480. *Merriam J.B.* Variations in the Earth's rotation. — Sci. Progr., 1983, vol. 68, p. 387–401.

481. Mesozoic ophiolites of the Bükk Mountains (North Hungary). — Ofioliti, 1983, vol. 8, p. 5–46.

482. *Michael E.* Mediterranean Fauneneinflüsse in den borealen Unterkreide–Becken Europas, besonders Nordwestdeutschlands — In: Aspekte der Kreide Europas. Stuttgart: Schweizerbartsche Verl., 1979, S. 306–321.

483. *Miller J.B., Edwards K.L., Walcott P.P.* et al. Habitat of oil in the Maracaibo Basin, Venezuela. — In Habitat of oil. Tulsa: Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, p. 601–640.

484. *Milson J.* Papuan ultramafic belt: Gravity anomalies and the emplacement of ophiolites. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, p. 2243–2258.

485. *Mitchell A.H.G.* The Grampian orogeny in Scotland: Arc – continent collision and polarity reversal. — J. Geol., 1978, vol. 86, p. 643–646.

486. *Miyashiro A.* The Troodos ophiolite complex was probably formed in an island arc. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 19, p. 218–224.

487. *Mollan R.G., Craig R.W., Lofting M.J.W.* Geologic framework of continental shelf of West Australia. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970, vol. 54, p. 583–600.

488. *Monger J.W.H., Irwing E.* Northward displacement of northcentral British Columbia. — Nature, 1980, vol. 285, N 5761, p. 289.

489. *Montadert L., Winnock E., Del-tiel J.R.* et al. Continental mass of Galicia - Portugal and Bay of Biscay. - In: *Geology of continental margins*. N.Y.: Springer, 1974, p. 323-342.
490. *Monty Cl., Mas J.R.* Lower Cretaceous (Wealdian) blue-green algal deposits of the province of Valencia, eastern Spain. - In: *Phanerozoic stromatolites: Case histories*. B., 1982, p. 85-120.
491. *Moody C.L.* Mesozoic igneous rocks of northern Gulf coastal plain. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1949, vol. 33, p. 1410-1429.
492. *Moody J.D., Emmerich H.H.* Giant oil fields of the world. - In: *Abstr. 24th session IGC*. Montreal, 1975, sect. 5, p. 161-167.
493. *Moore J.C.* The ancient margin of Alaska. - In: *Geology of continental margins*. N.Y.: Springer, 1974, p. 811-816.
494. *Moore P.D.* Plants and the palaeo-atmosphere. - *J. Geol. Soc. London*, 1983, vol. 140, p. 13-25.
495. *Moore E.M.* Geotectonic significance of ultramafic rocks. - *Earth-Sci. Rev.*, 1973, vol. 9, p. 241-258.
496. *Morales L.G.* General geology and oil occurrence of Middle Magdalena Valley, Colombia. - In: *Habitat of oil*. Tulsa: Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, p. 641-695.
497. *Morgan W.J.* Convection plumes in the lower mantle. - *Nature*, 1971, vol. 230, N 5288, p. 42.
498. *Mpodozic C., Forsythe R.* Stratigraphy and geochemistry of accreted fragments of the ancestral Pacific floor in southern South America. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1983, vol. 41, p. 103-124.
499. *Munk W.H., Macdonald G.J.F.* The rotation of the Earth, a geophysical discussion. Cambridge, 1960. 323 p.
500. *Murata L.J., Dibblee T.W., jun., Drinkwater J.L.* Thermal effects of large bodies of intrusive serpentinite on overlying Monterey Shale, southern Diablo Range, Cholame area, California. - *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1979, N 1089, p. 1-18.
501. *Mutter J.C., Cande S.C.* The early opening between Broken Ridge and Kerguelen Plateau. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 65, p. 369-376.
502. *Myers J.S.* Cretaceous stratigraphy and structure, western Andes of Peru between latitudes 10°-10° 30'. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1974, vol. 58, p. 474-487.
503. *Nagle F.* Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts and the early tectonic history of Hispaniola. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 9, p. 1461-1466.
504. *Nairn A.E.M., Stehli F.G.* A model for the South Atlantic. - In: *The ocean basins and margins*. Ed. A.E.M. Nairn. F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1973, vol. 1. The South Atlantic, p. 1-24.
505. *Nandi B.* Occurrence of Normapollen pollen from the Upper Cretaceous of Northeastern India and its significance to Cretaceous floral provinces. - *Ind. J. Earth Sci.*, 1983, vol. 10, N 1, p. 11-19.
506. *Neev D., Hall J.K.* A global system of spiraling geosutures. - *J. Geophys. Res.*, 1982, vol. 83, N 1313, p. 10689-10708.
507. *Nicolas A., Girardeau J., Marcoux J.* et al. The Xigase ophiolite (Tibet): A peculiar oceanic lithosphere. - *Nature*, 1981, vol. 294, N 5840, p. 444-422.
508. *Noe-Nygaard A.* Cenozoic to recent volcanism in and around the North Atlantic basin. - In: *The ocean basins and margins*. Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum Press, 1974, vol. 2. The North Atlantic, p. 391-443.
509. *Notland M.L., Gonzalez E.P., Cannon A.* et al. A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments. - *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 139, p. 1-126.
510. *Ocola L.C., Meyer R.P.* Central North American rift system. 1. Structure of the axial zone: from seismic and gravimetric data. - *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, p. 5173-5194.
511. *Officer C.B., Drake C.L.* The Cretaceous-Tertiary transition. - *Science*, 1982, vol. 219, N 4592, p. 1383-1390.
512. *Offodile M.E.* A mineral survey of the Cretaceous of the Benue Valley, Nigeria. - *Cretaceous Res.*, 1980, vol. 1, p. 101-124.
513. *Ohnenstetter M., Ohnenstetter D.* Ophiolites sequences in Corsica. - In: *Tethyan ophiolites*, vol. 1. Ophioliti, 1980, spec. iss., p. 53-58.
514. *Orth C.J., Gilmore J.C., 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.
515. *Orwig T.T., Kroenke L.M.* Tectonics of the eastern Central Pacific basin. - *Mar. Geol.*, 1981, vol. 39, N 1/2, p. 33-57.
516. *Ostrom J.H.* A reconsideration of the paleoecology of hadrosaurian dinosaurs. - *Amer. Sci.*, 1964, vol. 262, p. 975-997.
517. *Ozkaya J.* Origin and tectonic set-

- ting of some melange units in Turkey. — *J. Geol.*, 1982, vol. 90, p. 269–278.
518. *Pacey N.R.* Bentonites in the chalk of central eastern England and their relation to the opening of the northeast Atlantic. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, vol. 67, p. 48–60.
519. *Packer D.R., Brogan G.E., Stone D.B.* New data on plate tectonics of Alaska. — *Tectonophysics*, 1975, vol. 29, N 1/4, p. 87–102.
520. *Pal P.C.* Palaeocontinental configurations and geoid anomalies. — *Nature*, 1983, vol. 303, N 5916, p. 513–516.
521. *Palmer T.* Cambrian to Cretaceous changes in hardground communities. — *Lethaia*, 1982, vol. 15, p. 309–323.
522. *Panella G.* Palaeontological clocks and the history of the Earth's rotation. — In: *Growth rhythms and the history of the Earth's rotation*. N.Y.: Wiley, 1975, p. 253–284.
523. *Pantazias T.M.* Ophiolites of Cyprus. — In: *Tethyan ophiolites*, vol. 1. *Ophioliti*, 1980, spec. iss., p. 239–278.
524. *Pardo G.* Geology of Cuba. — In: *The ocean basins and margins* / Ed. A.E. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1975, vol. 3. *The Gulf of Mexico and Caribbean*, p. 553–615.
525. *Parker M.L., jun., Emery K.O., Szymankiewicz R.* et al. Structural framework of continental margin in South China Sea. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1971, vol. 55, p. 723–751.
526. *Parrot J.F.* The Baer-Bassit (northwestern Syria) ophiolite area. — In: *Tethyan ophiolites*, vol. 1. *Ophioliti*, 1980, spec. iss., p. 279–295.
527. *Parson L.M., Masson O.G., Rothweller R.V.* et al. Remnants of a submersed pre-Jurassic (Devonian) landscape on Orphan-Knoll, offshore eastern Canada. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1984, vol. 21, p. 61–66.
528. *Patterson C.* Agassiz, Darwin, Huxley and the fossil record of teleost fishes. — *Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.) Geol.*, 1981, vol. 35, p. 213–224.
529. *Paull Ch.K., Dillon W.P.* Structure, stratigraphy and geologic history of Florida-Hatteras shelf and inner Blake Plateau. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1980, vol. 64, p. 339–358.
530. Penrose field conference: Ophiolites. — *Geotimes*, 1972, N 12, p. 24–26.
531. *Petters S.W.* Stratigraphic evolution of the Benue trough and its implications for the Upper Cretaceous paleogeography of West Africa. — *J. Geol.*, 1978, vol. 86, p. 311–322.
532. *Philip J.* Palaeoecologie des formations a rudistes du Cretace Superieur l'exemple du sudest de la France. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1972, vol. 12, p. 205–222.
533. *Poignant A.-F.* Les algues rouges crétacées — relations mer Boréale-Téthys. — In: *Aspekte der Kreide Europas*. Stuttgart: Schweizerbartsche Verl., 1979, S. 273–278.
534. *Poignant A.-F.* Les Algues crétacées (Barremien a Coniacien). — *Zitteliana*, 1983, Bd. 10, S. 309–312.
535. *Ponte F.C., Fonseca J., Carozzi A.V.* et al. 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. (*Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*; Vol. 6).
536. *Popov P.N.* Tectonics of the Banat-Srednogorie rift. — In: *Abstr. 27th session IGC. Moscow*, 1984, vol. 3, p. 363–364.
537. *Pozaryska K., Peryt D.* The Late Cretaceous and Early Tertiary foraminiferal "transitional province" in Poland. — In: *Aspekte der Kreide Europas*. Stuttgart: Schweizerbartsche Verl., 1979, S. 293–303.
538. *Pratt R.M., Rudstein M.S., Walton F.W.* et al. Extension of Alaskan structural trends beneath Bristol Bay, Bering Shelf, Alaska. — *J. Geophys. Res.*, 1972, vol. 77, p. 4994–4999.
539. *Pyle T., Meyerhoff A.A., Fahlquist D.A.* et al. Metamorphic rocks from northwestern Caribbean Sea. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 18, p. 339–344.
540. *Rabinowitz P.D.* The boundary between oceanic and continental crust in the western North Atlantic. — In: *Geology of continental margins*. N.Y.: Springer, 1974, p. 67–92.
541. *Rabinowitz P.D., Coffin M.P., Falvey D.* The separation of Madagascar and Africa. — *Science*, 1983, vol. 220, N 4592, p. 67–69.
542. *Rabinowitz P.D., Ryan W.B.F.* Gravity anomalies and crustal shortening in the eastern Mediterranean. — *Tectonophysics*, 1970, vol. 10, p. 585–608.
543. *Raff A.D.* The magnetism of the ocean floor. — *Sci. Amer.*, 1961, vol. 205, p. 146–156.
544. *Ramanathan S.* Stratigraphy of Cauvery basin with reference to its oil pros-

- pects. — In: Cretaceous-Tertiary formations of South India. Bangalore: 1968, p. 153-167. (Geol. Soc. Ind. Mem.; N 2).
545. *Rampino M.R., Self S.* Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883) and Agung (1963), their stratospheric aerosols and climatic impact. — Quatern. Res., 1982, vol. 18, p. 127-143.
546. *Rampino M.R., Strothers R.B.* Terrestrial mass extinctions, cometary impacts and the Sun's motion perpendicular to the galactic plane. — Nature, 1984, vol. 308, N 5960, p. 709-711.
547. *Redfield A.C.* Preludes to the entrapment of organic matter in the sediments of Lake Maracaibo. — In: Habitat of oil. Tulsa: Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, p. 968-981.
548. *Reen M.J.* The continental margin of eastern North America, Florida to Newfoundland. — In: The ocean basins and margins / Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1974, vol. 2. The North Atlantic, p. 41-78.
549. *Renz O., Imlay R., Lancelot Y., Ryan W.B.F.* Ammonite-rich oxfordian limestones from the base of the continental slope of Northwest Africa. — Eclog. geol. helv., 1975, vol. 68, p. 431-448.
550. *Revelle R.* Carbon dioxide and world climates. — Sci. Amer., 1982, vol. 247, p. 33-41.
551. *Reyment R.A., Tout E.A.* Biostratigraphical dating of the early history of the South Atlantic Ocean. — Philos. Trans. Roy. Soc. London B, 1972, vol. 264, p. 55-95.
552. *Rhoads D.C., Lutz R.A.* Skeletal growth of aquatic organisms. N.Y.: Plenum press, 1980. 750 p. (Top. Geobiol.; Vol. 1).
553. *Rioz J.M.* The Mediterranean coast of Spain and the Alboran Sea. — In: The ocean basins and margins / Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1978, vol. 4b. The Western Mediterranean, p. 1-65.
554. *Robertson A.H.F., Bernoulli D.* Stratigraphy, facies and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands). — In: Geology of the Northwest African continental margin. B., 1982, p. 498-525.
555. *Rodolfo K.S.* Bathymetry and marine geology of the Andaman basin, and tectonic implications for Southeast Asia. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, p. 1203-1230.
556. *Roger D.K., Olson E.C.* A cold look at warm-blooded dinosaurs. Boulder, 1980. 514 p.
557. *Rona P.A.* Comparison of continental margins of eastern North America at Cape Hatteras and Northwestern Africa at Cap Blanc. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970, vol. 54, p. 129-157.
558. *Rond P.A., Brankl J., Heitzler J.R.* Magnetic anomalies in the northeast Atlantic between the Canary and Cape Verde Islands. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, p. 7912-7920.
559. *Rosignol-Strich M., Nesteroff W., Olive P.* et al. After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation. — Nature, 1982, vol. 295, N 5845, p. 105-110.
560. *Roth P., Bowlder J.L.* Middle Cretaceous calcareous nannoplankton biogeography and oceanography of the Atlantic Ocean. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1981, vol. 32, p. 517-546.
561. *Rothe P., Schmincke H.-U.* Contrasting origins of the Eastern and Western Islands of the Canarian Archipelago. — Nature, 1968, vol. 218, N 5147, p. 1152-1154.
562. *Runcorn S.K.* Palaeontological data on the history of the Earth-Moon system. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1979, vol. 20, p. 1-5.
563. *Runcorn S.K.* Some comments on the mechanism of continental drift. — In: Mechanisms of continental drift and plate tectonics / Ed. P.A. Davies, S.K. Runcorn. L.: Acad. press, 1980, p. 193-199.
564. *Russel D.A.* The gradual decline of the dinosaurs—fact or fallacy? — Nature, 1984, vol. 307, N 5949, p. 360-361.
565. *Saito T., Ewing M., Burkle L.H.* Tertiary sediments from the mid-Atlantic Ridge. — Science, 1966, vol. 151, N 3714, p. 41-45.
566. *Saito K., Osima M.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological studies on submarine rocks from the western Pacific area. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 33, p. 353-367.
567. *Salaj J.* The geology of the Pelagonian block: The eastern Tunisian platform. — In: The ocean basins and margins / Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1977, vol. 4a. The Eastern Mediterranean, p. 361-461.
568. *Sarjeant W.A.S.* Fossil and living dinoflagellates. L. etc.: Acad. press, 1974. 182 p.
569. *Sarkar S.S.* *Hercoglossa danica* and the Cretaceous-Tertiary boundary in South

- India. — In: Cretaceous-Tertiary formations of South India. Bangalore: 1968, p. 218–220. (Geol. Soc. Ind. Mem.; N 2).
570. *Sastri V.V., Venkatachala B.S., Narayanan V.* The evolution of the east coast of India. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1981, vol. 36, p. 23–54.
571. *Savu H.* Ophiolitic rocks and their initial magmatites in the Carpathians. — In: *Tethyan ophiolites*, vol. 1. *Offioliti*, 1980, spec. iss., p. 97–104.
572. *Schaffer F.R.* The origin of the Walvis Ridge: Sediment basalt compensation during crustal separation. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1984, vol. 45, p. 87–100.
573. *Schärer U., Hamet J., Allegre C.J.* The Transhimalaya (Gangdese) plutonism in the Ladakh region: A U–Pb and Rb–Sr study. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, vol. 67, p. 327–339.
574. *Schärer U., Xu Rong-Hua, Allegre C.J.* U–Pb geochronology of Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xigaze region, Tibet. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, vol. 69, p. 311–320.
575. *Scheibnerova V.* The Great Artesian basin, Australia, a type area of the Austral biogeographic province of the southern hemisphere, equivalent to the boreal bioprovince of the Northern hemisphere. — In: *Proc. 2nd plankt. conf. Rome*, 1971, vol. 2, p. 1129–1138.
576. *Schlanger S.C., Cita M.B.* Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies. N.Y.: Acad. press, 1982. 230 p.
577. *Schlanger S.O., Jenkyns H.C.* Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences. — *Geol. en mijnbouw*, 1976, vol. 55, N 3/4, p. 179–184.
578. *Schofield J.C.* Northland Cretaceous — Oligocene strata — allochthonous or autochthonous? — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1983, vol. 26, p. 115–162.
579. *Scholle P.A., Arthur M.A.* Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1980, vol. 64, N 1, p. 67–87.
580. *Schouten H., Klitgord K.D.* The memory of the accreting plate boundary and the continuity of fracture zones. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 59, p. 255–266.
581. *Schwan W.* Geodynamic peaks in alpinotype orogenies and changes in ocean-floor spreading during late Jurassic — late Tertiary time. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1980, vol. 64, p. 359–373.
582. *Schwartz R.D., James Ph.B.* Periodic mass extinctions and the Sun's oscillation about the galactic plane. — *Nature*, 1984, vol. 308, N 5960, p. 712–713.
583. *Schwarzbach M.* Climates of the past. L., 1963. 328 p.
584. *Sclater J.G., Fischer R.L.* Evolution of the East Central Indian Ocean, with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, p. 983–702.
585. *Scott R.W.* Paleobiology of Comanchean (Cretaceous) cardiods (Cardiinae), North America. — *J. Paleontol.*, 1978, vol. 52, p. 881–903.
586. *Scott R.W.* Biotic relations in Early Cretaceous coral-algal-rudist reefs, Arizona. — *Palaeontology*, 1981, vol. 55, p. 463–478.
587. *Scrutton C.T.* Periodicity in Devonian coral growth. — *Palaeontology*, 1964, vol. 7, p. 552–558.
588. *Scrutton C.T., Hipkin R.G.* Long-term changes in the rotation rate of the Earth. — *Earth-Sci. Rev.*, 1973, vol. 9, p. 259–274.
589. *Searle M.* Structural evolution of the Oman Mountains thrust belt. — In: *Abstr. 27th session IGC. Moscow*, 1984, vol. 3, p. 395–396.
590. *Schmidt-Effing R., Gursky H.J., Strebin M.* et al. The ophiolites of southern Central America with special reference to the Nociya peninsula (Costa Rica). — *Offioliti*, 1980, vol. 5, p. 286.
591. *Shagam R.* Geology of central Aragua, Venezuela. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, vol. 71, p. 249–302.
592. *Shagam R.* The northern termination of the Andes. — In: *The ocean basins and margins* / Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1975, vol. 3. The Gulf of Mexico and Caribbean, p. 325–420.
593. *Sheridan R.E., Houtz R.E., Drake C.L.* et al. Structure of continental margin of Sierra Leone, West Africa. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, p. 2512–2530.
594. *Shipley T.H., Whitman F.K., Duennebier F.K.* et al. Seismic stratigraphy and sedimentation history of the East Mariana basin, Western Pacific. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 64, p. 257–770.
595. *Shiraki K.* Metamorphic basement rocks of Yap Islands, Western Pacific: Possible oceanic crust beneath an island arc. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 13, N 1, p. 167–174.
596. *Sighinolfi G.P.* The problem of the

Cretaceous-Tertiary boundary event: Preliminary geochemical investigation on the scaglia rossa formation (Central Italy). - *Period. miner.*, 1981, vol. 50, p. 91-111.

597. *Slaughter B.H.* The Trinity therians (Albian, mid-Cretaceous) as marsupials and placentals. - *J. Paleontol.*, 1981, vol. 55, p. 682-684.

598. *Slaughter M., Early J.W.* Mineralogy and geological significance of the Mowry bentonites, Wyoming. - *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1965, N 83, p. 116.

599. *Sleep N.H., Nunn J.A., Chow L.* Platform basins. - *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1980, vol. 8, p. 17-34.

600. *Sloan R.E.* Cretaceous and Paleocene terrestrial communities of Western North America. - In: *Proc. N. Amer. Paleontol. Convention*. Chicago, 1969, pt E, p. 427-453.

601. *Sloss L.L., Speed R.C.* Relationships of cratonic and continental-margin tectonic episodes. - *Soc. Econ Paleontol. and Miner. Spec. Publ.*, 1974, N 22, p. 98-119.

602. *Smewing J.D.* Regional setting and petrological characteristics of the Oman ophiolite in North Oman. - In: *Tethyan ophiolites*. 1980, vol. 1. *Offoliti, spec. iss.*, p. 335-376.

603. *Smith J., Hertogen J.* An extra-terrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary. - *Nature*, 1980, vol. 285, N 5761, p. 198-200.

604. *Smith J., Kyte F.T.* Siderophile-rich magnetic spheroids from the Cretaceous-Tertiary boundary in Umbria, Italy. - *Nature*, 1984, vol. 310, N 5975, p. 403-405.

605. *Sohl N.F., Smith C.C., Christopher R.A.* Middle Cretaceous rocks, the Atlantic seaboard and eastern gulf coastal plain of North America. - In: *Mid-Cretaceous events*. Nice, 1976, pt 24, p. 1-16. (*Ann. Mus. hist. natur. Nice*; T. 4).

606. *Srivastava R.K.* Temporal status of alkaline rocks of Deccan volcanic province and SW Rajasthan. - *Geol. Mag.*, 1983, vol. 120, N 3, p. 303-304.

607. *Srivastava S.K.* Maastrichtian microspore assemblages from the interbasaltic lignites of Mull, Scotland. - *Palaeontographica A*, 1975, Bd. 150, S. 125-156.

608. *Srivastava S.K.* Cretaceous phyto-geoprovinces and paleogeography of the Indian plate based on palynological data. - In: *Cretaceous of India*. Indian Association of Palaeostratigraphy, Lucknow, 1983, p. 147-157.

609. *Stanley S.M.* Infaunal survival:

Alternative functions of shell ornamentation in the Bivalvia (Molluska). - *Paleobiology*, 1981, vol. 7, p. 384-393.

610. *Stehli F.G.* The geology of the Bahama - Blake Plateau region. - In: *The ocean basins and margins* / Ed. A.E.M. Narin, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1974, vol. 2. The North Atlantic, p. 15-33.

611. *Stehli F.G., Greath W.B., Upshaw C.F.* et al. Depositional history of Gulfian Cretaceous of East Texas embayment. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, vol. 56, N 1, p. 38-67.

612. *Steiner J.* An expanding Earth on the basis of sea-floor spreading and subduction rates. - *Geology*, 1977, vol. 5, p. 313-318.

613. *Stelck C.R., Hedinger A.S.* Foraminifera of the lower part of the Sully formation (upper Albian) northeastern British Columbia. - *Canad. J. Earth Sci.*, 1983, vol. 20, p. 1248-1259.

614. *Stille H.* Grundfragen der verglichen Tektonik. B.: Bornträger, 1924. 443 S.

615. *Stoneley R.* A note on the structural evolution of Alaska. - *J. Geol. Soc. London*, 1971, vol. 127, p. 623-628.

616. *Storey B.C., Meneilly A.W.* Mélange within subduction-accretion complex rocks of Fredriksen Island, South Orkney Islands. - *Geol. Mag.*, 1983, vol. 120, N 6, p. 555-566.

617. *Stump E., Laird M.J., Bradshaw J.D.* et al. Bowers graben and associated tectonic features across northern Victoria Land, Antarctica. - *Nature*, 1983, vol. 304, N 5924, p. 334-336.

618. *Styles P., Gerdes K.D.* St John's Island (Red Sea): A new geophysical model and its implications for the emplacement of ultramafic rocks in fracture zones and at continental margins. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 65, p. 353-368.

619. *Suarez M., Pettigrew T.H.* An Upper Mesozoic island-arc - back-arc system in the Southern Andes and South Georgia. - *Geol. Mag.*, 1976, vol. 113, N 4, p. 305-400.

620. *Subbarao K.V., Sukheswala R.N.* Deccan volcanism and related basalt provinces in other parts of the world. Bangalore, 1981. 471 p.

621. *Sugimura A., Uyeda S.* Island Arcs: Japan and its environs. Amsterdam: Elsevier, 1973.

622. *Sullivan K.D.* The Newfoundland basin: Ocean-continent boundary and Mesozoic seafloor spreading history. - *Earth and*

- Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 62, p. 321-339.
623. *Surlyk F.* The Cretaceous-Tertiary boundary event. - *Nature*, 1980, vol. 285, N 5760, p. 187-188.
624. *Surlyk F., Birkelund T.* An integrated stratigraphical study of fossil assemblages from the Maastrichtian White Chalk of Northwestern Europe. - In: *Concepts and methods of biostratigraphy* / Ed. E.G. Kauffman, J.E. Hazel. Strousburg: Dowden et al., 1977, p. 257-281.
625. *Sutherland F.L.* Timing, trace and origin of basaltic migration in Eastern Australia. - *Nature*, 1983, vol. 305, N 5930, p. 123-126.
626. *Tanner W.F.* The equatorial "maximum deformation" belt. - *Geol. Rdsch.*, 1964, Bd. 53, S. 779-788.
627. *Tanner P.W.G., Pankrust R.J., Hyden G.* Radiometric evidence for the age of the subduction complex in the South Orkney and South Shetland Island, West Antarctica. - *J. Geol. Soc. Lett.*, 1982, vol. 139, p. 683-690.
628. *Tappan H., Loeblich A.R., jun.* Evolution of the oceanic plankton. - *Earth-Sci. Rev.*, 1971, vol. 9, p. 207-240.
629. *Tapponnier P., Mercier S.L., Armijo R.* et al. The Tibetan side of the India-Eurasia collision. - *Nature*, 1981, vol. 294, p. 405-410.
630. *Tarling D.H., Hart M.* Cenomanian palaeogeography in the North Atlantic and possible eustatic movement. - *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1973, vol. 129, p. 51-53.
631. *Taylor D.R., Walker R.G.* Depositional environments and paleogeography in the Albian Moecebar formation and adjacent fluvial Gladstone and Reaver Mines formations, Alberta. - *Canad. J. Earth. Sci.*, 1984, vol. 21, p. 698-714.
632. *Taylor F.J.R.* On dinoflagellate evolution. - *BioSystems*, 1980, vol. 13, p. 65-108.
633. *Thakur V.C., Misra D.K.* Tectonic framework of the Indus and Shyok suture zones in eastern Ladakh, northwest Himalaya. - *Tectonophysics*, 1984, vol. 101, p. 207-220.
634. *Thayer C.W.* Biological bulldozers and the evolution of marine benthic communities. - *Science*, 1979, vol. 203, N 4376, p. 177-189.
635. *Thiede J., Dean W.E., Rea D.* et al. The geologic history of the mid-Pacific mountains in the Central North Pacific ocean - a synthesis of deep-sea drilling. - In: *Initial reports of the DSDP*. Wash., 1981, vol. 62, p. 1073-1120.
636. *Thiede J., Van Andel T.H.* The paleoenvironment of anaerobic sediments in the Late Mesozoic South Atlantic Ocean. - *Earth and Planet. Sci., Lett.*, 1977, vol. 33, p. 301-309.
637. *Thomas B.M., Smith D.N.* A summary of the petroleum geology of the Carnarvon Basin. - *Austral. Petrol. Explor. Assoc. J.*, 1974, vol. 14, p. 66-76.
638. *Thorarinsson S.* Some problems of volcanism in Iceland. - *Geol. Rdsch.*, 1967, Bd. 57, S. 1-20.
639. *Those N.C., Singh R.N.* Occurrence of blueschist facies in the ophiolite belt of Naga Hills East of Kiphire, NE India. - *Geol. Rdsch.*, 1980, Bd. 69, S. 41-48.
640. *Tierstein H.K., Berger W.H.* Injection events in ocean history. - *Nature*, 1978, vol. 276, N 5687, p. 461-466.
641. *Timofeev P.P., Bogolyubova L.I.* Cretaceous sapropelic deposits of Deep Sea Drilling Project sites 463, 465 and 466. - In: *Initial reports of the DSDP*. Wash., 1981, vol. 62, p. 891-898.
642. *Tippit P.R., Pessagne E.A., Smewing J.D.* The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite. - *J. Geophys. Res.*, 1981, vol. 1381, p. 2756-2762.
643. *Tissot B.* Effects on prolific petroleum source rocks and major coal deposits caused by sea-level changes. - *Nature*, 1978, vol. 277, N 5696, p. 463-465.
644. *Tjia H.O.* Transcurrent faulting in the Sarawak-Kiri region Sarawak, East Malaysia. - *Geol. Mag.*, 1970, vol. 167, p. 217-224.
645. *Tomblin J.F.* The lesser Antilles and Aves Ridge. - In: *The ocean basins and margins* / Ed. A.E. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.: Plenum press, 1975, vol. 3. The Gulf of Mexico and Caribbean, p. 467-500.
646. *Trambareau Y.* Les ostracodes et l'histoire géologique de l'Atlantique sud au Crétacé. - *Bull. Cent. rech. explor.-prod. Elf-Aquitaine*, 1982, t. 6, p. 1-37.
647. *Tsunakawa H.* K-Ar datings of volcanic rocks in the Bonin Islands and its tectonic implication. - *Tectonophysics*, 1983, vol. 95, N 3/4, p. 221-232.
648. *Tucholke B.E., Ewing J.I.* Bathy-metry and sediment geometry of the Greater Antilles Outer Ridge and vicinity. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 11, p. 1789-1802.
649. *Tucholke B.E., Ludwig W.J.* Structure and origin of the Janomaly ridge, Western North Atlantic Ocean. - *J. Geophys. Res.*, 1982, vol. 87, N 811, p. 9389-9407.

650. *Tysdal R.G., Case J.E.* Sheeted dikes, gabbro and pillow basalt in flysch of coastal southern Alaska. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 62, p. 367–376.
651. *Uchupi E.* Physiogeography of the Gulf of Mexico and Caribbean sea. — In: *Nairn A.E.M., Stehli F.G.* (eds). *The ocean basins and margins*. vol. 3. N.Y.: Plenum, 1975, p. 1–64.
652. *Uchupi E., Milliman J.D.* Structure and origin of southeastern Bahamas. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1971, vol. 55, p. 687–704.
653. *Umbgrove J.H.F.* The pulse of the Earth. The Hague, 1947. 358 p.
654. *Umeji A.C., Caen-Vachette M.* Rb–Sr isochron from Gboko and Ikyuen rhyolites and its implications for the age and evolution of the Benue Trough, Nigeria. — *Geol. Mag.*, 1983, vol. 120, N 6, p. 529–650.
655. *Uyeda S., Miyashiro A.* Plate tectonics and the Japanese Islands: A synthesis. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, p. 1159–1170.
656. *Vail P.R., Mitchum R.J., jun., Thompson S.* Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. 3. Relative changes of sea level from coastal onlap. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1977, vol. 26, p. 63–98.
657. *Vallier T.L., Rea D.K., Dean W.E.* et al. The geology of Hess Rise, central North Pacific Ocean. — In: *Initial reports of the DSDP*. Wash., 1981, vol. 62, p. 1031–1072.
658. *Van Andel T.H., Thiede J., Sclater J., Hay W.W.* Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years. — *J. Geol.*, 1977, vol. 85, p. 651–698.
659. *Vandenberg J.* Reconstructions of the western Mediterranean area for the Mesozoic and Tertiary timespan. — *Geol. en mijnbouw*, 1979, vol. 58, p. 153–160.
660. *Van Valen L., Sloan R.E.* Ecology and the extinction of the dinosaurs. — *Evol. Theory*, 1977, vol. 2, p. 37–64.
661. *Vening-Meinesz F.A.* Shear pattern of the Earth's crust. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1947, vol. 28, p. 1–61.
662. *Verma K.K.* Bagh beds — their fauna and affinities with South Indian Cretaceous formations. — In: *Cretaceous–Tertiary formations of South India*. Bangalore; 1968, p. 239–248.
663. *Vermeij G.J.* Biogeography and adaptation. Cambridge (Mass.): Harvard Univ. press, 1978. 332 p.
664. *Vielzeuf O., Kornprobst J.* Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean hercynites and granulites. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, vol. 67, N 1, p. 87–96.
665. *Voigt E.* Vorkommen, Geschichte und Stand der Erforschung der Bryozoen des Kreideseystems in Deutschland und benachbarten Gebieten. — In: *Aspekte der Kreide Europas*. Stuttgart: Schweizerbartsche Verl., 1979, S. 171–210.
666. *Yang Heng-Ren, Tang Tian-Fu, Lan Xiu et al.* A preliminary study of the Upper Cretaceous of the Western Tarim basin (South Xinjiang, China) with special reference to its transgressions. — *Zitteliana*, 1983, Bd. 10, S. 115–121.
667. *Yorath C.J., Chase R.L.* Tectonic history of the Queen Charlotte Island and adjacent areas — a model. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1981, vol. 18, N 11, p. 1717–1739.
668. *Wakita K.* Allochthonous blocks and submarine slide deposits in the Jurassic formation southwest of Gujo-hachiman, Gifu Prefecture, central Japan. — *Bull. Surv. Jap.*, 1983, vol. 34, N 7, p. 329–342.
669. *Ward P.* Shell sculpture as a defensive adaptation in ammonoids. — *Paleobiology*, 1981, vol. 7, p. 96–100.
670. *Waterhouse J.B.* The Rangitata orogen. — *Pacif. Geol.*, 1975, vol. 9, p. 35–73.
671. *Waterhouse J.B., Riccardi A.C.* The Lower Cretaceous bivalve *Maccoyella* in Patagonia and its paleogeographic significance for continental drift. — *Ameghiniana*, 1970, vol. 7, p. 291–296.
672. *Watkins J.S., Geddes W.H.* Magnetic anomaly and possible orogenic significance of geological structure of the Atlantic shelf. — *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, p. 1357–1361.
673. *Weishampel D.B.* Acoustic analyses of potential vocalization in lambeosaurine dinosaurs (Reptilia: Ornithischia). — *Paleobiology*, 1981, vol. 7, p. 252–261.
674. *Wellman P., McDougall J.* Cainozoic igneous activity, Eastern Australia. — *Tectonophysics*, 1974, vol. 23, p. 49–65.
675. *Wells J.M.* Coral growth and geochronometry. — *Nature*, 1963, vol. 197, p. 948–950.
676. *Wesson P.S.* Objections to continental drift and plate tectonics. — *J. Geol.*, 1972, vol. 80, p. 185–197.
677. *Weyl R.* Die Geologie der Antillen. B.: Bortentrager, 1966. 410 S.
678. *Wiedmann J., Butt A., Dietrich H.G., Einsele G.* Vergleich von Kreide-Küstenprofilen und Tiefseebohrungen (DSDP): Stratigraphie, Facies und Geodynamik des kontinentalen Randes von Marok-

ko. - Geol. Rdsch., 1978, Bd. 67, S. 454-508.

679. *Wiedmann J., Butt A., Einsele G.* Cretaceous stratigraphy, environment and subsidence history at the Moroccan continental margin. - In: Geology of the Northwest African continental margin. B., 1982, p. 366-395.

680. *Wiedmann J., Kauffman E.C.* Mid-Cretaceous biostratigraphy of Northern Spain. - In: Mid-Cretaceous events. Nice, 1976, p. 1-34. (Ann. Mus. hist. natur. Nice; T. 3).

681. *Williams C.A.* Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 24, p. 440-456.

682. *Williams G.P., Holloway J.L., jun.* The range and unity of planetary circulation. - Nature, 1982, vol. 297, p. 295-299.

683. *Wilson H.H.* Cretaceous sedimentation and orogeny in nuclear Central America. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, vol. 58, p. 1348-1396.

684. *Wilson J.T.* Mantle plumes and plate motions. - Tectonophysics, 1973, vol. 19, p. 149-164.

685. *Winterer E.L.* Barthometry and regional tectonic setting of the Line Islands Chain. - In: Initial reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 33, p. 731-747.

686. *Wit M.J. de, Dutch S., Kligfield R.* et al. Deformation, serpentinization and emplacement of a dunite complex, Gibbs Island, South Shetland Islands; possible fracture zone tectonics. - J. Geol., 1977, vol. 85, p. 745-762.

687. *Wolfart R.* Die Mikrofossilien des späten Apt und frühen Alb in Nordwestdeutschland: Die Radiolarien des späten Apt (Clansayen) von Sarstedt. - Geol. Jb. A, 1982, N 65, S. 441-444.

688. *Wood D.H., Armstrong R.L.* Geology, chemistry and geochronometry of the Cretaceous South Fork volcanism, Yukon Territory. - Canad. Geol. Surv. Pap., 1982, N 82-1A, p. 309-316.

689. *Woodcock N.H., Robertson A.H.F.* Stratigraphy of the mesozoic rocks above

the Samail ophiolite, Oman. - Geol. Mag., 1982, vol. 119, p. 67-76.

690. *Woodwell G.M., Whittaker R.H., Reiners W.A.* et al. The biota and the world carbon budget. - Science, 1978, vol. 199, N 4325, p. 141-146.

691. *Worsley T., Martini E.* Late maestrichtian nannoplankton provinces. - Nature, 1970, vol. 225, N 5238, p. 1242-1243.

692. *Xuchang X., Jingchuan Q., Yuoming C.* et al. Ophiolites and their tectonic significance in the Tethys: Himalayas of China. - Bull. Chin. Acad. Geol. Sci., 1980, vol. 2, N 2, p. 157.

693. *Zambrano J.J., Urien C.M.* Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore. - J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, p. 1363-1396.

694. *Zen E., An Marvin R.E., Mehnert H.H.* Preliminary petrographic, chemical and age data on some intrusive and associated contact metamorphic rocks, Pioneer Mountains, Southwestern Montana. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, p. 367-370.

695. *Ziegler P.A.* Northwest European basin: Geology and hydrocarbon provinces. - In: Facts and principles of world petroleum occurrence. Calgary, 1980, p. 653-706. (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; Vol. 6).

696. *Ziegler P.A.* Crustal thinning and subsidence in the North Sea. - Nature, 1983, vol. 304, N 5926, p. 561.

697. *Zimmerle W.* Lower Cretaceous tuffs in Northwest Germany and their geotectonic significance. - In: Aspekte der Kreide Europas. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verl., 1979, S. 385-402.

698. *Zinsmeister W.J.* Late Cretaceous-Early Tertiary molluscan biogeography of the southern circum-Pacific. J. Paleontol., 1982, vol. 56, p. 84-102.

699. *Zytko K.* The Atlantic, the Indian Ocean and main linear fracture zones of the post-Variscan Europe. - Ann. Soc. géol. pol., 1982, vol. 52, p. 3-38.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Чем примечателен меловой период	4
Стратиграфическая основа	5
Литература к введению	17

Раздел I

ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И ЭПИКРАТОННЫХ БАССЕЙНОВ	19
Тетический пояс	19
Индоокеанский пояс	42
Тихоокеанский пояс	56
Периатлантический пояс	90
Периарктический пояс и бореальные эпикратонные моря	116
Карибский регион	127
Скоттия	137

Раздел II

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕКТОГЕНЕЗА	142
Тектоника плит	142
Изменение скорости вращения Земли как фактор тектогенеза	145
Тектоно-магматические фазы	149
Регматическая сеть и сдвиги	153
Офиолиты	158
Заключение	160

Раздел III

ФАЦИИ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, КЛИМАТ	162
Фации	162
Континенты и океаны	170
Климат	180

Раздел IV

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА	197
Заключение	211
Литература к разделам I-IV	213

2 р. 90 к.

4402



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»