ОКЕАНОЛОГИЯ

ГЕОФИЗИКА ОКЕАНА

ГЕОДИНАМИКА

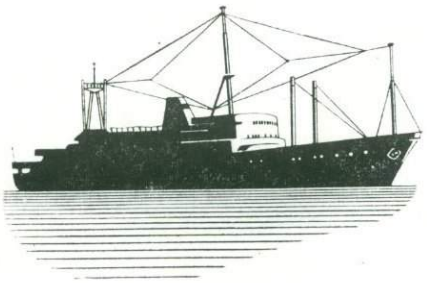
2

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Институт океанологии имени П. П. Ширшова

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА

ОКЕАНОЛОГИЯ



ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

член-корреспондент АН СССР
А. С. Монин

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

член-корреспондент АН СССР
П. Л. Безруков

доктор геолого-минералогических наук
О. К. Бордовский

доктор биологических наук
М. Е. Виноградов

кандидат химических наук
И. И. Волков

доктор физико-математических наук
В. М. Каменкович

член-корреспондент АН СССР
А. П. Лисицын

доктор физико-математических наук
Ю. П. Непрочнов

доктор физико-математических наук
О. Г. Сорохтин

ОКЕАНОЛОГИЯ

ГЕОФИЗИКА ОКЕАНА

Том 2

ГЕОДИНАМИКА

2879

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор физико-математических наук
О. Г. Сорохтин

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1979

УДК 550.311

ОКЕАНОЛОГИЯ

ГЕОФИЗИКА ОКЕАНА

Том 2

Геодинамика

Утверждено к печати Институтом океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР

Редактор **А. Е. Сузюмов**. Редактор издательства **Т. С. Баринова**
Художественный редактор **Т. П. Поленова**. Технический редактор **Л. Н. Золотухина**
Корректоры **Н. Г. Васильева, Ю. Л. Косорыгин**

ИБ № 6051

Сдано в набор 18.08.78. Подписано к печати 23.03.79. Т-02722. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага типографская № 1. Гарнитура обыкновенная. Печать высокая. Усл. печ. л. 37,4.
Уч.-изд. л. 38,1. Тираж 4500 экз. Тип. зак. 884. Цена 4 р. 40 к.

Издательство «Наука». 117864. ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Г $\frac{20806\text{-}157}{055\,(02)\text{-}79}$ БЗ-17-45-78. 1903030100

© Издательство «Наука», 1979 г.

Хотя я вполне убежден в истине тех воззрений, которые изложены в этой книге в форме краткого обзора, я никоим образом не надеюсь убедить опытных натуралистов, умы которых переполнены массой фактов, рассматриваемых ими в течение долгих лет с точки зрения, прямо противоположной моей.... Но я смотрю с доверием на будущее, на молодое возникающее поколение натуралистов, которое будет в состоянии беспристрастно взвесить обе стороны вопроса.

Ч. Дарвин

Происхождение видов

ВВЕДЕНИЕ

До конца 60-х годов геология как область знаний о Земле во многом носила описательный характер и, несмотря на всю свою древность, еще не была объединена единой научной теорией. Геологи великолепно составляли достаточно полные описания выделенных ими объектов с определением их структуры, состава, возраста и последовательности формирования, но причинно-следственные связи и сама природа процессов образования этих геологических объектов оставались неясными. В геологии имелись немалые успехи, но они, как правило, основывались на эмпирических закономерностях и распространялись лишь на отдельные ее разделы. Сами же эти разделы часто оставались обособленными и никак не связанными единой теорией.

В результате в геологии возникла масса частных, иногда взаимно исключающих гипотез, предназначенных для описания отдельных сторон геологических явлений, но явно неспособных объяснить весь геологический процесс в целом. В подавляющем большинстве эти гипотезы носили качественный и описательный характер, не поддавались количественному расчету, а иногда и противоречили законам физики. Такое положение в геологической теории привело к тому, что среди геологов классической школы утвердилось скептическое убеждение, будто эндогенные процессы, управляющие геологической эволюцией Земли, будут познаны еще очень и очень нескоро. Для создания «настоящей» и всеобъемлющей геологической теории, по их мнению, собрано еще мало фактических данных о строении земной коры в различных регионах земного шара.

Для построения общей теории развития Земли действительно необходима большая геологическая информация, освещающая строение и развитие основных типов геологических структур, это очевидно. Но парадокс «классического» подхода часто заключался в том, что чем больше собиралось дополнительных данных, детализирующих строение отдельных участков земной коры (особенно на континентах), тем более запутанной и противоречивой казалась общая картина развития Земли. Объясняется это тем, что не хватало не детализирующих данных, а принципиально новой информации о строении и развитии океанского дна, а также новых конструктивных идей, способных объединить все накопленные прежде геологические знания в единую и стройную теоретическую картину.

За последние 15—20 лет главным образом благодаря изучению геологического строения дна Мирового океана были получены совершенно новые данные, заставившие отказаться от старых представлений о происхождении земной коры и о природе геодинамических процессов, развивающихся в литосферной оболочке Земли. Именно эти данные позволили выдвинуть новые идеи о природе глобальных процессов, определяющих развитие земной коры и всей Земли в целом. Созданная на базе этих идей новая теория глобальной

тектоники или, как ее лучше называть, теория тектоники литосферных плит привела к глубокому преобразованию классических геологических представлений и, по существу, произвела революцию в науках о Земле. При этом новая теория вовсе не противостояла позитивным геологическим знаниям, собранным за все время существования геологии как науки. Наоборот, она органически впитала их в себя и дала им новое звучание. Значение этой теории для геологии без всяких преувеличений можно сравнить лишь со значением квантовой механики для физики, молекулярной генетики для биологии и кибернетики для техники.

Теперь становится понятным, почему одна из древнейших наук — геология — до середины XX в. все еще во многом оставалась описательной. Объясняется это тем, что «ключ» к познанию процессов геологического развития Земли лежал на дне океана и «поднять» его можно было лишь ценой организации широких океанологических исследований по всем акваториям Мирового океана. Такие исследования начались лишь в 50-х годах нашего века во время работ по программам Международного геофизического года и другим международным проектам.

За последние годы в нашей стране вышло несколько книг иностранных и советских авторов (Кулон, 1973; Новая глобальная тектоника, 1974; Ушаков, 1974; Сорохтин, 1974; Деменицкая, 1975; Зоненшайн и др., 1976; Монин, 1977; Ле Пишон и др., 1977), в которых подробно излагается и обосновывается как сама концепция тектоники литосферных плит, так и многочисленные примеры ее использования для объяснения тех или иных геологических явлений. Посвящена новой теории и одна из основных глав настоящей монографии. Поэтому охарактеризуем ее лишь в самых общих чертах.

Согласно рассматриваемой теории верхняя жесткая оболочка Земли — ее литосфера — разбита на ряд плит толщиной от 10—20 до 70—80 км под океанами и до 200—300 км под континентами. Горизонтальные размеры плит меняются от нескольких сотен километров до 10—15 тыс. км. Под влиянием конвективных течений мантийного вещества литосферные плиты перемещаются по земной поверхности со скоростями порядка нескольких сантиметров в год. За характерные времена развития геологических процессов (порядка сотен миллионов лет) такие перемещения могут достигать многих тысяч километров. Этим явлением объясняется и дрейф континентов.

В тех местах, где плиты расходятся, между ними возникают разломы — рифтовые зоны Земли. По этим разломам горячее глубинное вещество поднимается вверх. Охлаждаясь и кристаллизуясь, оно наращивает края плит и образует новые участки литосферы с океанской корой, на которых в дальнейшем формируются срединно-океанские хребты и океанские впадины. Там, где плиты сближаются и наползают друг на друга, возникают островные дуги и образуется континентальная кора (в основном благодаря переработке пододвигаемой под эти структуры океанской коры). За счет этого процесса возникает и большая часть эндогенных полезных ископаемых.

Ведущим процессом геологического развития Земли является плотностная дифференциация земного вещества на окисножелезное ядро и остаточную силикатную оболочку Земли — ее мантию, в которой и возникают благодаря этому процессу конвективные течения, приводящие в движение литосферные плиты.

Новая теория помогла за короткое время и с единых позиций объяснить практически все известные глобальные геологические процессы, а многие из них удалось даже количественно рассчитать. В настоящее время в активе теории имеется несколько примеров теоретических прогнозов, подтвержденных в дальнейшем экспериментальными работами. Так, в середине 60-х годов, используя гипотезу Вайна—Метьюза (Vine, Matthews, 1963) о соответствии полосчатых магнитных аномалий на океанском дне периодам инверсий маг-

нитного поля, группа геофизиков (Heirtzler et al., 1968) предсказала по аномальному магнитному полю на океанах возраст океанского дна. По этому прогнозу он закономерно увеличивается от рифтовых зон на гребнях срединно-океанских хребтов в сторону абиссальных котловин и глубоководных желобов на периферии океанов, где еще сохранились участки дна, образовавшиеся 100—150 млн. лет назад (напомним, что возраст континентальных образований достигает 2—3,5 млрд. лет, поэтому с геологической точки зрения возраст океанского дна казался исключительно молодым, и в то время это очень смущало многих «континентальных» геологов). Через несколько лет после этого (с осени 1968 г.) началось планомерное бурение дна океанов со специального судна «Гломар Челленджер», и смелый теоретический прогноз морских геофизиков блестяще подтвердился даже в деталях (Initial reports..., 1—38, 1969—1977; Лисицын, 1970, 1974б; Монин, 1977).

В 1965 г. канадским геологом Вилсоном (Wilson, 1965) было теоретически обосновано предположение о существовании на дне океанов нового класса разломов, получивших название трансформных. Ранее о их существовании «континентальные» геологи не имели представления, поэтому было принято определять направления сдвигов в разломах только по направлениям смещений однородных элементов, расположенных по разные их стороны. В трансформных разломах океанского дна направления сдвигов оказались прямо противоположными. Объяснялось это тем, что такие разломы возникают за счет смещений новообразованных участков литосферных плит, формирующихся в смежных, но смещенных друг относительно друга рифтовых зонах (активные сдвиги в трансформных разломах могут происходить только на участке между осями таких смещенных рифтовых зон). В 1975 г. совместная франко-американская экспедиция FAMOUS с помощью глубоководных исследовательских подводных лодок провела подробную геологическую съемку рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта в районе Азорских островов. В результате этих работ по выявленным специфическим деформациям пород удалось практически однозначно доказать предсказанный теорией характер смещений блоков коры вдоль трансформных разломов.

В 1972 г. было теоретически показано, что толщина литосферных плит по мере удаления от рифтовых зон должна возрастать по закону квадратного корня из их возраста (Сорохтин, 1973; Parker, Oldenburg, 1973). До этого обычно толщина океанских плит принималась постоянной. В 1975 г. была опубликована работа японского исследователя Иоши (Yoshii, 1975), где эта зависимость подтверждалась экспериментально по данным сейсмологических наблюдений и магнитотеллурических зондирований.

В 1973 г. был теоретически исследован механизм поддвига плит и показано, что пододвигаемая океанская плита, попадая под островную дугу, не перегибается, как это было принято считать, а резко «ломается» за счет развития пластических деформаций вдоль сдвиговой поверхности, сопряженной с основной сейсмофокальной зоной (зоной Заварицкого — Беньофа), но падающей от островной дуги в сторону океана [1]. В 1974 г. сдвиговый механизм излома пододвигаемой плиты был рассчитан количественно (Лобковский, Сорохтин, 1976а), а в 1976 г. Сычев и Тараканов (Sychev, Tarakanov, 1976) привели экспериментальные доказательства существования второй сейсмофокальной зоны, падающей от Японской островной дуги под Тихий океан. Глубина землетрясений в этой зоне, как и следует из теории, не превышает толщины океанской литосферы в этом районе (~85 км).

Из новой теории следует, что под островные дуги и активные окраины континентов должны затягиваться рыхлые донные осадки.

[1] *Сорохтин О. Г.* Природа тектонической активности Земли и происхождение океанов. Докт. дис. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1973.

В 1974 г. этот процесс был теоретически рассчитан (Сорохтин, Лобковский, 1976), а в 1976 г. работами объединения «Южморгео» в районе Курильской островной дуги этот теоретический вывод даже в деталях был убедительно подтвержден сейсмическими данными (Бондаренко и др., 1977).

К настоящему времени теория тектоники литосферных плит прошла стадию своего становления и отработки основных положений; сейчас происходит ее детализация, уточнение и, что особенно важно с практической точки зрения, исследуются пути ее использования при поисках и разведке полезных ископаемых. По-видимому, настоящую стадию развития новой геологической теории можно сравнить с тем состоянием атомной физики, которого та достигла к концу тридцатых—началу сороковых годов, когда этот раздел физики уже оформился в виде строгой теории, но этап ее широкого использования в практике еще только начинался. Тем не менее выводы и следствия из теории тектоники плит могут использоваться и сегодня.

Выход теории в практику, например, может быть основан на выявлении и теоретическом расчете основных закономерностей образования и концентрации полезных ископаемых в различных геодинамических условиях, наблюдаемых в настоящее время, и в перенесении этих закономерностей (с учетом эволюционных поправок) на геодинамические обстановки прошлых геологических эпох. Так, из теории следует, а эмпирические данные это подтверждают, что многие рудные месторождения обычно формируются только по краям литосферных плит, причем разным типам границ плит соответствуют и разные рудные комплексы (Зоненшайн и др., 1976). Такой же зональности следует ожидать и у древних металлогенических провинций, возникших при аналогичных условиях, а следовательно, этот признак можно использовать при поиске полезных ископаемых.

Теория тектоники плит объясняет и механизм концентрации рудных элементов в месторождениях зон поддвига литосферных плит. Действительно, непрерывно происходящее на протяжении многих миллионов лет «конвейерное» пододвигание океанского дна под островные дуги или активные окраины континентов постоянно доставляет к зонам поддвига плит все новые и новые порции рудных компонентов, рассеянных в океанской коре. Отсюда следует еще один практический вывод: чем дольше развивался процесс поддвига плит и чем с большей скоростью он происходил, тем большей концентрации будут достигать рудные компоненты в данном подвижном поясе. Этим явлением, по-видимому, можно объяснить уникальное накопление рудных элементов (например, чилийской меди и боливийского олова) в южноамериканских Андах, так как под эти структуры поддвиг океанского дна происходит в течение нескольких сотен миллионов лет.

Следует ожидать также, что при поддвиге под островные дуги континентальных шельфов с характерными для этих зон мощными толщами осадочных пород образующиеся в них углеводороды будут выжиматься и мигрировать в сторону континентальных окраин. Возможно, что таким путем образовались некоторые крупные нефтяные и газовые месторождения мира в Персидском заливе, на Среднем Западе США, в Венесуэле и ряде других районов.

Новая теория открывает новые перспективы и для прогнозирования землетрясений, так как позволяет понять механизм деформации плит в сейсмоактивных районах. В некоторых случаях, возможно, удастся даже предотвращать эти стихийные бедствия, например, накачивая воду в одни части активного разлома и откачивая ее из других его частей. При этом вода играет роль смазки, облегчающей трение смежных блоков земной коры, а ее откачка приводит к их взаимному скреплению. В принципе таким путем можно «разменивать» редкие и сильные землетрясения на более частые, но слабые толчки. К сожалению, использование метода ограничивается конечной глубиной

скважины; тем не менее на этом принципе в США в настоящее время разрабатывается реальный проект предотвращения крупных землетрясений по разлому Сан-Андреас в Калифорнии (Кэлдер, 1975). Можно легко понять, насколько этот проект важен для американцев: сейсмоактивный разлом проходит через гигантские городские агломерации Лос-Анжелес и Сан-Франциско. В особо опасном положении находится город Сан-Франциско, через который разлом Сан-Андреас проходит непосредственно. С момента последнего катастрофического землетрясения 1906 г. прошло уже более 70 лет, и вероятность новой катастрофы за прошедшее время существенно возросла, поскольку в земной коре этого района за 70 лет вновь успели накопиться значительные напряжения.

Не останавливаясь на истории становления новой теории, изложенной в первой главе монографии, отметим здесь лишь роль и вклад советских исследователей в дело ее создания. Сделать последнее представляется полезным еще и потому, что до сих пор продолжают бытовать неверные представления, особенно распространенные на Западе, будто советская геология продолжает находиться на «классических» и «фиксистских» позициях и остается в стороне от основного пути развития современной геологической мысли. Это в корне неверная точка зрения, и нам хотелось бы ее развеять.

В Советском Союзе для развития идей мобилизма много сделал Кропоткин. Он одним из первых оценил перспективы использования палеомагнитных данных для построения палеогеографических реконструкций (Кропоткин, 1958, 1961). На этой основе и на примерах геологического строения южных материков и многих других регионов мира Кропоткин (1961, 1968, 1973) убедительно доказывал, что в прошлые геологические эпохи происходили значительные перемещения (на многие тысячи километров) крупных блоков земной коры. Кроме того, вслед за Венинг-Мейнесом им было показано, что сопряженные гравитационные аномалии над островными дугами связаны с глубинными поддвигами (Кропоткин, 1967).

Существенный вклад в развитие мобилизма в нашей стране внес Пейве. В конце 60-х годов на большом геологическом материале ему удалось убедительно показать, что встречающиеся во многих горных поясах мира офиолитовые покровы представляют собой не что иное, как фрагменты древней океанской коры, надвинутые затем на континентальные окраины (Пейве, 1969, 1973, 1977). Обоснование этого предположения в свое время явилось важным звеном в общей цепи доказательств существования крупномасштабных горизонтальных перемещений отдельных блоков земной коры.

Многое сделали для развития и распространения новых идей в нашей стране Храмов, Хаин и Ушаков. Еще в конце шестидесятых годов Храмов, первым из советских магнитологов использовавший палеомагнитные данные для определения параметров движения континентов, доказал существование их дрейфа в течение всего фанерозоя. На основе палеомагнитных данных он составил ряд палеогеографических реконструкций, показывающих положения континентов и океанов в разные геологические эпохи (Khramov, 1970; Храмов, 1977; Храмов и др., 1974). Ушаковым и Хаиным (1965) на основе анализа геологических и геофизических данных по Антарктиде был сделан вывод, что без привлечения гипотезы дрейфа континентов невозможно объяснить наблюдающуюся общность строения этого материка с соседними континентами гондванской группы. Раздвижение материков Гондваны рассматривается и в работе Воронова (1968). Примерно тогда же Ушаковым (1968) было показано, что нарушения изостазии в районах островных дуг объясняется динамическим эффектом поддвига океанских плит под эти структуры.

Следует также отметить большую роль Хаина и Кропоткина в распространении и пропаганде новой теории среди советских геологов — они неоднократно и всегда с успехом выступали на многих конференциях и диспутах,

последовательно развивая идеи мобилизма и основные положения тектоники литосферных плит (Хаин, 1973; Кропоткин, 1973).

Советскими исследователями был внесен существенный вклад и в разработку теории тектоники литосферных плит. Так, еще в конце 60-х годов на основе этой теории был рассчитан механизм образования континентальной коры за счет дегидратации и переплавления в зонах поддвига плит океанской коры (Сорохтин и др., 1971). В начале 70-х годов была объяснена природа образования срединно-океанских хребтов (Сорохтин, 1973а) [1], определены суммарные теплопотери через рифтовые зоны Земли (Ушаков, Федынский, 1973; Сорохтин, 1974), описан один из возможных механизмов возникновения региональных надвигов и геосинклинальной складчатости в островных дугах и активных окраинах континентов (Сорохтин, 1973б). В середине 70-х годов Лисицын (1974) по данным бурения и магнитным аномалиям построил карту возраста дна Мирового океана. Кроме того, он использовал изменения условий осадконакопления для определения направлений и скоростей смещения океанских плит (Лисицын, 1974). В то же время Герасимов и Живаго (Герасимов и др., 1974) с позиций новой теории рассмотрели особенности геоморфологического строения и генезиса основных морфоструктур океанского дна. Примерно тогда же был теоретически исследован и рассчитан механизм поддвига литосферных плит под островные дуги и затягивания осадков в зону поддвига плит (Лобковский, Сорохтин, 1976а, б). Наконец, уже совсем недавно на основе теоретических расчетов и их сопоставления с сейсмическими данными в Советском Союзе впервые была составлена и опубликована карта мощности океанских литосферных плит (Городницкий, Сорохтин, 1977). В эти же годы Зоненшайн, Кузьмин и Моралев (1976) подробно рассмотрели и проанализировали связь металлогении с геодинамическими обстановками по краям литосферных плит, показали большую устойчивость этой связи и возможность ее использования при поисках полезных ископаемых.

Следует также отметить, что Зоненшайн и Хаин (1975) разработали принципиально новый подход к составлению палеогеографических реконструкций. Для этой цели они использовали, помимо палеомагнитных данных, еще и геологическую информацию, позволяющую по офиолитовым швам, рифтогенным формациям и т. д. восстанавливать древние границы плит. Построенные на такой основе палеогеодинамические реконструкции являются наиболее совершенными (Зоненшайн, Городницкий, 1976). Используя эти реконструкции Кеонджян и Монин исследовали очень интересное явление, на которое прежде обращалось недостаточно внимания. Учитывая, что дрейф континентов приводит к изменениям главных осей инерции Земли (Манк, Макдональд, 1964; Монин, 1972), они показали, что в течение фанерозоя Земля вначале (в палеозое) повернулась примерно на 90° вокруг оси, перпендикулярной к ее оси вращения, а затем вновь вернулась в исходное положение, которое она занимала около 600 млн. лет назад (Кеонджян, Монин, 1977а, б).

Большие успехи у советских исследователей имеются и в области приложений тектоники литосферных плит к задачам региональной геологии. Еще в середине 60-х годов Деменицкая и Карасик (1969, 1971) провели планомерные магнитные съемки в Северном Ледовитом океане и северной Атлантике с целью выяснения происхождения впадин этих океанских бассейнов и определения по магнитным аномалиям возраста океанского дна. В работах Ковалева (1972, 1976) на базе новой теории дается классификация и металлогенический анализ основных структурных элементов земной коры по усло-

[1] Независимо и примерно в то же время к аналогичным выводам о природе срединно-океанских хребтов пришли Паркер и Олденбург (Parker, Oldenburg, 1973).

виям их образования. В работах Зоненшайна с соавторами (Зоненшайн и др., 1973, 1976) с последовательных позиций новой теории рассматривается металлогеническая зональность многих регионов мира и приводится описание тектонического строения Урало-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов (Зоненшайн, 1974; Зоненшайн, Кузьмин, 1976). Интересны исследования Леглера (1976, 1977), рассмотревшего с этих же позиций строение Курило-Камчатского подвижного пояса. В некоторых работах советских авторов тектоника литосферных плит привлекалась для выяснения условий образования месторождений нефти и газа (Ковалев, 1974; Федынский и др., 1976), металлогении золота (Сорохтин и др., 1976) и других полезных ископаемых (Зоненшайн и др., 1976).

Необходимо также напомнить работы известных советских геологов Заварицкого и Смирнова, которые хотя и не принадлежали к мобилистам, но своими открытиями фактически способствовали обоснованию новой теории. В частности, Заварицкий (1946) первым подчеркнул генетическую связь андезитового вулканизма с процессами, протекающими в падающих под островные дуги зонах глубокофокусных землетрясений. В середине сороковых годов природа этих процессов, естественно, оставалась непонятой, но после появления теории тектоники литосферных плит стало ясно, что именно в этих зонах, именуемых теперь зонами Заварицкого—Беньофа, происходит формирование новой континентальной коры. В те же годы, изучая распределение месторождений полезных ископаемых в Тихоокеанском рудном поясе, Смирнов (1946) выявил и описал другую интересную зависимость: оказалось, что ближе к океану обычно располагаются месторождения сульфидных полиметаллических руд, а во внешней зоне пояса концентрируются оловоносные и редкометальные месторождения. И эта закономерность была объяснена только с появлением новой теории, согласно которой легкоподвижные рудные компоненты выносятся из пододвигаемой океанской коры еще в начале наклонной зоны Заварицкого—Беньофа, а менее подвижные и более тугоплавкие элементы и соединения — лишь при опускании океанской коры на бóльшую глубину, т. е. на большем удалении от берега океана (Sillitoe, 1972; Zonenshain, 1973).

Теория тектоники литосферных плит в начале 70-х годов фактически описывала только кинематику движения литосферных плит и те сопутствующие процессы, которые приводили к формированию земной коры. О механизме, приводящем в движение плиты, было известно только, что это, вероятнее всего, конвекция. Однако природа конвекции и источники ее энергии оставались неясными.

Большинство исследователей, бравшихся за решение этой важной проблемы, обычно останавливались на рассмотрении тепловой конвекции, считая, что источником тепловой энергии является распад радиоактивных элементов. Но Гаст (1975) показал, что радиоактивные элементы сейчас почти полностью находятся в континентальной коре, а их концентрации в мантии ничтожно малы. С другой стороны, известно, что образование земного ядра должно было сопровождаться выделением огромной гравитационной энергии $(1{,}5—1{,}7)\cdot10^{38}$ эрг (Люстих, 1948; Birch, 1965; Кеонджян, Монин, 1975, 1976; Наймарк, Сорохтин, 1977б), намного превышающей радиогенную энергию, величина которой, судя по последним оценкам (Сорохтин, 1977а), приблизительно равна $0{,}4\cdot10^{38}$ эрг. При этом еще надо учитывать, что примерно половина радиогенной энергии выделилась за первый миллиард лет жизни Земли, а гравитационная энергия почти полностью освободилась за геологический период развития Земли, т. е. за последние $(3{,}5—3{,}7)\cdot10^{9}$ лет.

Приведенные соображения заставили некоторых исследователей, в том числе и советских, сосредоточить основное внимание на изучении процесса

гравитационной дифференциации Земли — главного процесса, управляющего эволюцией нашей планеты. Предположение о постепенном процессе формирования земного ядра, по-видимому, впервые высказал Юри (Urey, 1952a). На основе этой идеи Ранкорн (Runcorn, 1962a, b, 1965) первым отметил, что процесс гравитационной дифференциации Земли, приводящий к выделению из мантии плотного (железного) ядра, должен существенно влиять на плотностную конвекцию в мантии.

Дальнейшие исследования гравитационной дифференциации Земли проводились в основном уже в Советском Союзе. В рамках модели «силикатного ядра» этот процесс на качественном уровне рассматривался Артюшковым (1968, 1970). В 1972 г. было найдено приближенное решение, определяющее зависимость от времени скорости выделения окисножелезного ядра из мантии Земли (Сорохтин, 1972, 1974). В 1975 г. Кеонджян и Монин (1975, 1976) получили строгое решение этой задачи не только для Земли, но и для планет земной группы. Фактически полученное решение оказалось намного более общим, так как, кроме изменений строения планет в связи с образованием у них плотных ядер, оно описывает еще зависимость скорости выделения гравитационной энергии от времени, определяет основные закономерности изменений химического состава планетных мантий, скорость дегазации планет, характеризует средний уровень конвективного массообмена в мантиях планет, их среднюю тектоническую активность и среднюю скорость образования континентальной коры, а также некоторые другие эволюционные изменения в Земле и планетах земной группы.

Количественных решений задачи о плотностной конвекции в мантии, к сожалению, пока еще получить не удалось. Тем не менее определенный прогресс имеется и здесь. В 1974 г. были выполнены приближенные оценки этого процесса (Сорохтин, 1974а, б), из которых, в частности, следовало, что в мантии Земли могут поочередно возникать конвективные структуры то с одной, то с двумя ячейками. Возможная природа нестационарности плотностной конвекции в мантии, приводящая к последовательным перестройкам конвективных структур, и природа связанных с такими перестройками тектонических циклов рассмотрены в работе Монина и Сорохтина (1977). Используя данные по ударному сжатию породообразующих окислов, удалось показать, что химический состав верхней и нижней мантии в среднем одинаков и соответствует океанским перидотитам рифтовых зон срединно-океанских хребтов, а распределение температуры в мантии оказалось близким к адиабатическому (Наймарк, Сорохтин, 1977). Полученные результаты показывают, что конвективными течениями одновременно охвачена вся мантия — и верхняя и нижняя.

Решение задачи о гравитационной дифференциации недр планет с учетом оценок нестационарности плотностной конвекции позволило подойти к количественному изучению геологичесткой эволюции Земли. Это очень важный результат, так как он позволяет надеяться, что в ближайшем будущем удастся создать общую теорию геологической эволюции Земли; основы такой теории заложены уже сегодня, их описанию посвящены многие разделы настоящей монографии.

В разрабатываемой советскими учеными эволюционной теории Земли тектоническая активность литосферной оболочки, процессы образования земной коры, условия формирования месторождений полезных ископаемых, происхождение континентов и океанов рассматриваются с единых позиций в историческом плане и с точки зрения основных закономерностей развития Земли как планетного тела. При этом теория тектоники литосферных плит органически входит в эту более общую геологическую теорию как ее составная, но неотъемлемая часть, которая изучает основные закономерности движения литосферных плит по поверхности Земли, исследует процессы, про-

исходящие на границах взаимодействующих плит, и рассматривает современные или недавно существовавшие на Земле геодинамические обстановки.

Разработка теории геологической эволюции Земли является важной задачей для всех наук о Земле, в том числе и для океанологии, поскольку без такой теории невозможно исследовать развитие океанов в прошлые геологические эпохи и понять природу тех механизмов, которые управляют эволюционными процессами формирования океанов. Учитывая это, а также то обстоятельство, что создание новой теории является естественным результатом всесторонних геолого-геофизических исследований океанского дна и переходных к континентам зон, редакционная коллегия многотомной монографии «Океанология» решила посвятить отдельный том издания подробному изложению основ теории геологической эволюции Земли.

В предлагаемом вниманию читателей томе проблемы геодинамики рассматриваются в соответствии с теорией тектоники литосферных плит и современными достижениями геофизики, геологии и геохимии. Ряд процессов в монографии рассматривается с использованием математического аппарата. Читатели, не подготовленные к его восприятию, могут пропустить промежуточные выкладки, так как результаты математического анализа обычно поясняются в общедоступной форме.

Основной геолого-геофизический материал по строению океанского дна и переходных зон, на котором во многом базируются приводимые здесь теоретические построения, изложен в первом томе монографии «Геофизика дна океана», в двух томах монографии «Геология океана» и в опубликованных ранее работах, ссылки на которые приводятся по тексту. Поэтому авторы тома «Геодинамика» позволили себе не повторять подробных описаний фактических данных, считая, что читателям они уже известны либо с ними можно ознакомиться в цитируемых оригинальных работах, то же касается и многочисленных гипотез и точек зрения на те или иные геодинамические процессы, широко освещенные в печати. Это позволило полнее использовать объем тома для изложения основ новой теории с единых позиций и по единому плану.

Мы выражаем благодарность члену-корреспонденту АН СССР П. И. Кропоткину и профессору В. И. Кейлис-Бороку, внимательно ознакомившимся с рукописью монографии и высказавшим ряд полезных замечаний, учтенных при подготовке рукописи к печати.

А. Монин, О. Сорохтин

Глава I

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ. ЭВОЛЮЦИЯ ВЗГЛЯДОВ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

1. ПРЕДМЕТ, ИЗУЧАЕМЫЙ ГЕОДИНАМИКОЙ

Под геодинамикой понимается наука о процессах развития твердой Земли. Процессы эти носят характер, с одной стороны, физико-химических преобразований, изучаемых преимущественно геохимией и петрологией, с другой стороны — механических, в широком смысле, движений и деформаций, исследуемых тектоникой (геотектоникой) и, более специально, тектонофизикой, а также собственно геофизикой. Эти две стороны геодинамических процессов тесно взаимосвязаны, ибо любые физико-химические преобразования нарушают гравитационное равновесие и стимулируют механические движения и деформации, которые, в свою очередь, приводят к тем или иным изменениям вещественного состава пород (метаморфизм и т. п.). Отсюда вытекает обязательное требование совместного изучения обоих аспектов геодинамики.

Геодинамика в своих построениях опирается прежде всего на данные о современном строении, составе и физических свойствах недр Земли, и чем точнее эти данные, тем более обоснованы геодинамические модели. Поэтому совершенно закономерно, что Международному геодинамическому проекту, осуществление которого началось в 1971 г., предшествовала реализация проекта Верхняя мантия, позволившая существенно уточнить представление о строении континентальной и океанской земной коры и верхней мантии. Кроме того, выяснилась не только взаимосвязь процессов развития океанской и континентальной литосферы, что привело к созданию теории новой глобальной тектоники, или тектоники плит, но и то исключительно важное обстоятельство, что в тектогенез вовлечена вся мантия целиком, вплоть до границы ядра.

В настоящее время совершенно очевидно, что Земля представляет единую природную систему, все элементы которой, включая гидросферу и атмосферу, взаимосвязаны в своем развитии. Это развитие происходит за счет внутренних, собственно земных, и внешних, космических, источников энергии. Влияние последних несомненно, поскольку Земля не изолирована от окружающей ее космической среды, но определить их роль количественно очень трудно, и это приводит к противоречивым оценкам. В одном все же существует достаточно твердая уверенность — геологическое развитие Земли обусловлено в основном ее внутренним энергетическим потенциалом, который реализуется в форме тепловой, главным образом гравитационной, энергии и частично энергии радиогенного происхождения.

Помимо представлений о современном внутреннем строении Земли и составе ее оболочек (статический аспект), геодинамика опирается на данные изучения движения твердой земной поверхности в современную эпоху и в геологическом прошлом (кинематический аспект). Для современной эпохи мы располагаем результатами геодезических измерений направленности и амплитуды вертикальных и горизонтальных тектонических движений. Большое значение имеет сейсмическая и сейсмотектоническая информация

относительно смещений отдельных блоков литосферы во время землетрясений. Если геодезические наблюдения информируют нас о медленных (вековых) постоянно и повсеместно проявляющихся движениях литосферы, то сейсмические данные доставляют информацию о скачкообразных перемещениях в недрах наиболее активных зон земной поверхности.

Для более древних геологических эпох суждения о тектонических движениях основываются на анализе данных геоморфологии, в частности на результатах изучения деформации террас и поверхностей выравнивания, уступов рельефа (вертикальные движения), плановых смещений водотоков и других геоморфологических реперов (горизонтальные движения). Значение геоморфологической информации особенно велико для четвертичного, неогенового и олигоценового времени (неотектонический этап) и гораздо более ограничено для раннего палеогена и мезозоя, когда объектами подобных исследований могут служить лишь наиболее устойчивые блоки центральных частей континентов.

Для более ранних геологических эпох возрастает роль палеотектонических реконструкций, основанных на анализе изменений состава и мощности осадочных и вулканогенных толщ. Эти изменения позволяют судить в основном о вертикальных компонентах движений, давая им, как и в случае геоморфологического анализа, приближенную количественную или полуколичественную оценку. В благоприятных случаях, сопоставляя современное положение сходных по составу осадочных, метаморфических или магматических образований в шарьяжных пластинах и в автохтоне или по разные стороны сдвигов, можно получить представление и о горизонтальных компонентах движений.

Большое значение в последние годы приобрело изучение закономерных изменений состава осадочных и особенно магматических пород вкрест простирания континентальных окраин разных типов. Подобные исследования позволяют выявить ископаемые зоны Заварицкого—Беньофа и определить угол их наклона, а также судить, хотя бы полуколичественно, о масштабах поддвига (субдукции). Исследования распространения аллохтонных пластин с офиолитовыми комплексами в подошве предоставляют возможность для определения размеров и, в подходящих условиях, скорости надвиговых перемещений (обдукции).

Изучение смены осадков разного типа в вертикальном разрезе способствует установлению амплитуды и скорости вертикальных перемещений. В частности, анализ колонок глубоководного бурения со сменой континентальных или лагунно-континентальных осадков морскими — сначала карбонатными, а затем бескарбонатными (погружение ниже уровня компенсации карбонатонакопления вызывает растворение карбонатов) — позволил объективно оценить размер погружений в пределах океанов, особенно на их окраинах. Аналогичную возможность дает изучение гийотов, в особенности с сохранившимися на их вершинах останцами мелководных органогенных построек, а также биогермов вообще.

Наиболее универсальным методом восстановления истории горизонтальных движений прошлых геологических эпох является палеомагнитный метод. Изучение линейных аномалий океанского ложа на основе гипотезы Вайна—Метьюза с корректировкой по данным глубоководного бурения дало возможность реконструировать ход расширения дна современных океанов, начиная с позднеюрской эпохи. Менее надежны и значительно менее точны реконструкции взаимных перемещений древних континентальных глыб в более ранние геологические эпохи, выполненные по данным определений положения виртуальных полюсов этих глыб, но в принципе подобные реконструкции возможны, и соответствующие попытки делаются даже для докембрия. Два обстоятельства затрудняют применение этого метода — не-

возможность определения палеодолгот и перемагничивание пород после их разогрева или деформаций в подвижных поясах.

Следующим шагом после установления кинематической картины движений является определение поля тектонических напряжений. Для современной эпохи в последнее время разработана методика непосредственного изучения напряженного состояния горных пород на тех или иных участках земной поверхности. Ориентировка напряжений определяется непосредственно в очагах землетрясений по первым вступлениям сейсмических волн. Для прошлых геологических эпох соответствующую информацию дают исследования остаточных деформаций горных пород, запечатленных в их складчатой, разрывной, трещинной и метаморфической структурах, ориентировка которых и подлежит изучению.

Конечной целью геодинамических исследований является создание моделей глубинных процессов (например, мантийной конвекции), проявлением которых являются тектонические напряжения, движения, деформации и геологические структуры. Эти модели могут быть проверены с помощью эксперимента, т. е. физическим моделированием. Все это и должно привести к выяснению механизма тектонических процессов, зарождающихся глубоко в мантии, но наиболее активно сказывающихся на структуре литосферы, в частности земной коры.

2. ДОКАЗАТЕЛЬСТВА СУЩЕСТВОВАНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ДВИЖЕНИЙ ВЕЩЕСТВА В ЗЕМЛЕ

Первым и наиболее наглядным свидетельством существенных деформаций литосферы является рельеф земной поверхности, характеризующийся крупными неровностями, включающими впадины глубиной почти до 11 км ниже уровня моря (например, в Марианском желобе) и горные вершины, воздымающиеся почти на 9 км выше уровня моря (в Гималаях). Поскольку основные черты этого рельефа, по крайней мере непосредственно, не обусловлены магматической деятельностью и поскольку его длительное существование в условиях надводной денудации и подводной аккумуляции без соответствующих поднятий и прогибаний немыслимо, то суммарный размах мегарельефа Земли может служить мерой максимальной амплитуды вертикальных перемещений на поверхности консолидированной (кристаллической) коры. Мерой отрицательных движений является максимальная глубина погружения подошвы осадочного слоя земной коры, достигающая в некоторых районах 20 км (например, в Прикаспийской синеклизе). О размерах поднятий можно судить по выходам на современную дневную поверхность в пределах кристаллических щитов и массивов древних платформ пород, метаморфизованных в гранулитовой фации на глубинах того же порядка. Все эти данные приводят к заключению, что максимальная амплитуда вертикальных движений не превышает двух-трех десятков километров. Движения большей амплитуды должны были бы привести к столь значительным нарушениям изостатического равновесия, что они не могли бы быть компенсированы ни погружением подошвы коры (литосферы) в мантию, ни разуплотнением верхов мантии.

Скорости вертикальных движений, определенные геодезическими методами, т. е. средние за десятилетия, редко превышают 10 см/год, а обычно измеряются миллиметрами в год. Мгновенные скорости, очевидно, гораздо выше, ибо при землетрясениях иногда за несколько секунд наблюдаются смещения порядка 10—15 м, но повторяются они через десятки лет и реже. Для периодов в сотни тысяч лет получаются скорости также порядка миллиметров в год, а для более продолжительных периодов геологического прошлого — несколько десятков метров в миллион лет, т. е. сотые доли миллиметра в год. Скорости горизонтальных движений измеряются сопоставимыми

величинами, но в связи с устойчивостью знака смещения в течение очень значительных интервалов геологического времени суммарное перемещение оказывается весьма значительным. Об этом можно судить по размерам океанских впадин, измеряемым многими тысячами километров, по амплитудам шарьяжей, достигающим сотен километров (например, в Альпах или в Скандинавских каледонидах, где они наиболее уверенно устанавливаются), по суммарным смещениям вдоль крупных сдвигов типа разломов Сан-Андреас, Талассо-Ферганского, Альпийского в Новой Зеландии, составляющим несколько сотен километров. В океанах амплитуда таких сдвигов особенно велика. Так, сдвиг по разлому Мендосино в северо-восточной части Тихого океана достигает 1400 км. Таким образом, суммарная амплитуда горизонтальных перемещений на два-три порядка превышает суммарную амплитуду вертикальных перемещений в пределах литосферы, т. е. горизонтальные перемещения литосферных плит ничем не лимитированы.

В более глубоких недрах Земли перемещения ее вещества, в частности вертикальные, также могут достигать значительной величины. Так, подъем астеносферного вещества или продуктов его плавления, т. е., по существу, инъекционная форма тектонических движений, может происходить с глубин во многие десятки и даже в сотни километров (например, андезитовые магмы в зонах Заварицкого—Беньофа, материал кимберлитов). Погружение океанской коры в зонах Заварицкого—Беньофа по сейсмическим данным прослеживается до глубины около 700 км. Столь крупные вертикальные перемещения требуют и соответствующего или даже более значительного горизонтального перетекания мантийного вещества, что особенно справедливо при допущении существования в мантии конвекционных течений.

Отражением внутримантийных перемещений служат горизонтальные неоднородности в мантии, которые уверенно выделяются по характеру гравитационного поля Земли, определяемого по спутниковым данным. Такие неоднородности прослеживаются до глубин около 400 км и менее уверенно — в пределах остальной мантии. Эти неоднородности достаточно быстро ликвидировались бы за счет релаксации в вязком веществе мантии, если бы они не поддерживались движениями мантийного вещества.

Таким образом, крупные перемещения вещества в геосферах Земли происходят не только близ земной поверхности, но и в ее глубоких недрах, вплоть до внешней границы ядра, которая, весьма вероятно, также не сохраняет своего неизменного положения. Безусловно, такие движения должны найти свое объяснение в геодинамических моделях.

2879

3. ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РАЗВИТИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗЕМЛЕ

Эндогенная активность Земли, выражающаяся в вулканизме, землетрясениях и перемещениях береговой линии морей, обратила на себя внимание уже в древности, тем более что античная цивилизация имела своей базой Средиземноморье — один из наиболее подвижных в настоящее время поясов Земли. Попытки объяснить эти явления предпринимались начиная с эпохи Возрождения, но почти до конца XVIII столетия они оставались чрезвычайно наивными (обрушение в подземные пустоты и т. п.). Лишь в конце XVIII в. появились первые научные тектонические гипотезы (гипотезы поднятия Ломоносова и особенно Геттона). По мере развития возникшей к тому времени геологической науки тектонические гипотезы сменяли одна другую, постепенно расширяя свою фактическую базу, как собственно геологическую, так и астрономическую (космогоническую) и физическую. Однако почти до 60-х годов XX в. они оставались в основном умозрительными и чисто качественными, не сопровождались количественными расчетами и не

имели прогнозной силы. Лишь в 60-е годы удалось преодолеть эту грань, и начался третий этап развития геодинамических представлений, отражением которого и является настоящая книга.

Первый этап имеет лишь исторический интерес. Второй этап заслуживает внимания, так как в каждой из последовательно выдвигавшихся тектонических гипотез были свои рациональные элементы, которые в конечном счете во многом подготовили почву для современных геодинамических моделей.

Как уже отмечалось, первой научной тектонической гипотезой явилась гипотеза поднятия («кратеров поднятия»), выдвинутая Ломоносовым и Геттоном и развитая далее Гумбольдтом и Бухом уже в первой четверти XIX в. В ее основе лежали наблюдения над внедрением магматических пород в осадочные толщи и над современной вулканической деятельностью. Основное значение в преобразовании рельефа и структуры Земли придавалось поднятиям, т. е. восходящим вертикальным движениям, а причина поднятий усматривалась в подъеме расплавленных магматических масс. Складчатые деформации объяснялись (Штудер) распирающим действием этих магматических диапиров, как мы назвали бы их сегодня.

Эти представления удерживались лишь до того времени, когда началось геологическое картирование складчатых сооружений, в процессе которого выяснилось, что интенсивные складчатые деформации наблюдаются и на значительном удалении от магматических интрузий и даже там, где последние отсутствуют. Магматические породы, выступающие вдоль оси складчатых сооружений, нередко оказываются более древними, чем прилегающие к ним осадочные породы, и, следовательно, не могут быть причиной деформации последних. Сложность складчато-надвиговых нарушений часто столь значительна, что она не может быть объяснена внедрением магмы, даже если это внедрение произошло после накопления деформированных осадочных толщ.

Все это привело во второй четверти XIX в. к утрате гипотезой поднятия ее позиций и к ее замене новой — контракционной гипотезой Эли де Бомона. В основу контракционной гипотезы была положена концепция о возникновении Земли в горячем огненно-жидком состоянии и ее последовательном остывании, начиная с поверхности. Отсюда делался вывод, что земная кора — продукт такого остывания, а дальнейшее развитие этого процесса в глубь Земли с сокращением ее объема должно приводить к короблению коры, ее смятию в складки и образованию складчатых систем. Значительным подкреплением контракционной гипотезы явилось развитие во второй половине XIX столетия учения о геосинклиналях, ибо оно сделало понятным, почему складчатые сооружения возникают не повсеместно, а в зонах земной поверхности, испытавших интенсивное прогибание и заполненных относительно слабо консолидированными осадками. Эти осадки при общем сжатии сминаются между сближающимися более жесткими глыбами платформ и срединных массивов. Образование океанских впадин также пытались объяснять на основе контракционной гипотезы — обрушением отдельных сегментов коры над охлаждающимися и сжимающимися недрами (Зюсс).

Известно, что гипотеза контракции в течение более чем полувека служила надежной теоретической базой регионально-геологических исследований. На ее основе Зюсс создал свой, доныне непревзойденный, синтез структуры всей земной коры — книгу «Лик Земли». И даже позднее, уже в первой четверти XX в., когда контракционная гипотеза утратила свое монопольное положение, многие выдающиеся тектонисты, в частности Кобер и Штилле, продолжали опираться на нее в своих региональных и глобальных построениях.

Главной причиной крушения контракционной гипотезы явилось открытие радиоактивности и обнаружение значительного содержания в земной коре, особенно в ее верхней части, радиоактивных элементов. Первоначально

высокие концентрации этих элементов были неправомерно экстраполированы на всю кору, мантию и даже Землю в целом. Отсюда следовало заключение о том, что Земля не только не остывает, но даже продолжает разогреваться. С другой стороны, на рубеже XIX и XX вв. «горячие» космогонии были вытеснены «холодными», и возобладало мнение, что Земля возникла в холодном виде и никогда не проходила через фазу полного плавления. Вопрос этот на сегодня можно считать практически решенным в пользу «холодного» происхождения Земли, хотя не все исследователи придерживаются этой точки зрения.

Накопление геологической информации также способствовало подрыву контракционной гипотезы. Были открыты явления шарьяжа в скандинавских каледонидах, Скалистых горах, Альпах, Карпатах, а затем и в других складчатых сооружениях. Для их объяснения оказывалось недостаточно сжатия коры при уменьшении радиуса Земли в реально возможных масштабах. Не объясняла данная гипотеза и многообразия проявлений магматизма, в частности широкого проявления как на суше, так и в океане базальтовых излияний. Мы знаем теперь, что неудовлетворительно также объяснение регионального метаморфизма и гранитообразования лишь погружением осадков на большую глубину и (или) выделением тепла при механических деформациях.

Подверглось критике и контракционистское объяснение происхождения складчатости. Было, в частности, указано, что миграция складкообразования от центра складчатой системы к периферии противоречит идее ее формирования под влиянием сближения ограничивающих геосинклиналь платформенных глыб и т. п.

Все это делает понятным разочарование в контракционной гипотезе, наступившее уже в начале XX в. и приведшее в конечном счете к почти полному ее забвению. Наиболее суровой была критика контракционизма в нашей стране, особенно со стороны Тетяева и его последователей. При этом, однако, оказались отброшенными и такие полезные представления, как идея о разделении коры на относительно устойчивые и «жесткие» глыбы (платформы, срединные массивы) и податливые деформациям пояса (геосинклинали), представления о складчатости, образовавшейся в результате тангенциального сжатия, и др.

Крушение контракционной гипотезы привело к кризису в геотектонике и теоретической геологии в целом. Начались поиски новых путей объяснения эндогенной активности Земли.

Попыткой улучшить гипотезу контракции и спасти ее рациональное зерно было выдвижение Бухером, Усовым и Обручевым пульсационной гипотезы. В отличие от контракционной гипотезы она допускает, что в развитии Земли чередуются фазы расширения и сжатия: первые связаны с накоплением радиогенного тепла, а вторые — с его усиленным выделением. В эпохи расширения происходят растрескивание земной коры, заложение геосинклиналей, массовые излияния базальтов. В эпохи сжатия — деформация осадочного выполнения геосинклиналей, образование складчатых горных сооружений и внедрение гранитов.

Пульсационная гипотеза, несомненно, представляла определенный шаг вперед, несмотря даже на свои явные недостатки: полное игнорирование сопряженности сжатий и растяжений, часто наблюдаемых в разных регионах в одно и то же время, и, главное, отсутствие доказательств значительных изменений объема Земли по крайней мере в течение фанерозоя. В последнее время предпринимаются попытки подвести физическую основу под эту гипотезу.

Еще более радикальное решение вопроса о механизме тектогенеза было предложено гипотезой расширения Земли (Хильгенберг, 1933 г.), прямо про-

тивоположной по своей исходной предпосылке контракционной гипотезе. Ее сторонники придают большое значение факту новообразования современных океанов, доказываемому с использованием аргументации Вегенера и на основе данных об уменьшении в течение фанерозоя площади покрытых морем континентов, что, по их мнению, свидетельствует об уходе воды в формирующиеся океанские впадины. Причины постулируемого расширения Земли остаются неясными; чаще всего ссылаются на допускаемое отдельными физиками уменьшение гравитационной постоянной во времени. Обработка палеомагнитных данных приводит к достаточно определенному выводу о том, что начиная с пермского периода сколько-нибудь существенного изменения объема Земли не произошло (речь может идти лишь об изменении в несколько процентов). Кроме того, начатое в последние годы изучение напряженного состояния земной коры показывает, что по крайней мере в настоящую эпоху абсолютно преобладают напряжения сжатия, несмотря даже на широкое развитие процессов растяжения в современных рифтовых зонах. Геологические материалы также не подкрепляют гипотезу расширения Земли, а во многих случаях даже противоречат ей. С ее позиций, например, трудно объяснить происхождение складчатых сооружений. Малопонятной становится вся домезозойская история Земли с древними океанскими бассейнами, восстанавливаемыми сейчас по офиолитовым ассоциациям; если же считать, что таких бассейнов не было, то как объяснить древность глубоководной фауны (Зенкевич, 1971) или недавнее образование огромной массы воды, заполнившей молодые океанские впадины? Гипотеза расширения Земли порождает и ряд других вопросов, поэтому ее положительное значение можно видеть лишь в том, что она допускает раздвиговое происхождение океанов.

Другая, значительно более важная тенденция развития теоретической геотектоники в XX в. выразилась в возрождении на новой основе классической гипотезы поднятия. Напомним, что в этой гипотезе роль главного двигателя тектоногенеза приписывалась магматизму, в то время как одной из главных слабостей контракционной гипотезы было как раз то, что магматизму не отводилось сколько-нибудь существенной роли в развитии Земли. Кроме того, и это также немаловажно, сторонники гипотезы контракции основной формой тектогенеза считали складчато-надвиговые деформации, явно недооценивая значение крупных поднятий и опусканий и ошибочно считая образование горных сооружений как бы побочным продуктом складкообразования. Все эти слабые стороны контракционизма и пытались преодолеть авторы новых вариантов гипотезы, начиная с Хаармана (1930 г.), имевшие возможность во все большей степени использовать поступавшую информацию о составе, строении и физических свойствах нижних частей коры и верхов мантии.

Как и в классической гипотезе поднятия, в этих новых представлениях основная причина тектогенеза видится в формировании крупных вздутий земной коры над поднимающимися из мантии магматическими массами, получившими название астенолитов (Б. Виллис и Р. Виллис, 1941 г.). Образование этого расплава связывается с продолжающейся на глубине дифференциацией вещества Земли (отсюда происходит и название — гипотеза глубинной дифференциации). Дифференциация же стимулируется разогревом мантийного вещества под влиянием тепла, выделяющегося при распаде радиоактивных элементов (радиомиграционная гипотеза Белоусова, 1942—1944 гг.). Дифференциация вещества с подъемом более легкоплавких компонентов обычно моделируется процессом зонного плавления (Виноградов, 1967). В новейших версиях гипотезы основной уровень дифференциации связывается с границей мантия—ядро (Ранкорн, Ван Беммелен, Артюшков, Сорохтин, Монин и др.): отсюда начинаются восходящие потоки продуктов дифференциации, приводящие к возникновению конвекции в мантии. В этой

группе гипотез большое значение придается также инверсии плотности на границе литосфера—астеносфера, способствующей подъему астеносферного вещества и его дифференциатов на поверхность Земли. Инверсия плотности допускается и в коре при региональном метаморфизме и гранитизации, благодаря чему происходит всплывание гранитогнейсовых куполов. Опускания в данной системе взглядов рассматриваются либо как компенсационные по отношению к поднятиям (отток глубинного вещества из-под прогибов), либо как реакция на охлаждение и уплотнение вещества в подкоровой области. Складчатость связывается с гравитационным оползанием осадочных толщ со сводов поднятий, с распирающим действием глубинных магматических и метаморфических диапиров или с расширением разуплотняющихся в процессе метаморфизма пород (глубинный диапиризм Сорского—Белоусова). Теоретические соображения о механизме деформаций обычно иллюстрируются физическим моделированием, в чем наибольшего успеха достиг шведский исследователь Рамберг (1970).

Гипотеза глубинной дифференциации бесспорно представляет одну из наиболее полно разработанных концепций тектогенеза. Постулируемая ею продолжающаяся дифференциация мантийного вещества весьма вероятна и непосредственно подтверждается современной магматической деятельностью. Инверсия плотности на разных уровнях в коре и мантии, несомненно, является одной из важных причин, приводящих к тектоническим деформациям. Объединение магматизма, метаморфизма и тектогенеза в один комплекс взаимосвязанных явлений — большое достоинство рассматриваемой группы гипотез, но при этом магматизм и метаморфизм выступают как определяющие факторы, а тектогенез — как их следствие.

Односторонность гипотезы глубинной дифференциации заключается в том, что в ней преобладающая роль отводится вертикальным тектоническим движениям и признаются связи эндогенных явлений лишь по вертикали — из глубины к поверхности, а горизонтальные движения и латеральные связи резко недооцениваются, что не позволяет связать происходящие в разных регионах Земли события в единую картину, все элементы которой должны быть взаимосвязаны и взаимообусловлены. Весьма существенным недостатком гипотезы является отрицание ею регионального сжатия как главного механизма, порождающего геосинклинальную складчатость. Еще более значительным недостатком оказалась фактическая неспособность этой гипотезы дать удовлетворительное объяснение новообразованию океанских впадин. Это стало особенно очевидным после того, как выяснилось коренное отличие океанской коры от континентальной и подтвердилась буровыми работами молодость океанского дна, что в конечном счете определило отход от данной гипотезы многих исследователей.

Еще одно направление, возникшее в начале XX в. и оказавшее заметное влияние на последующее развитие геотектоники, связано с гипотезой подкоровых течений, предложенной в 1906 г. известным исследователем Альп Ампферером. В дальнейшем эта гипотеза была поддержана крупными геофизиками Швиннером, Григгсом и Венинг-Мейнесом и не без некоторого успеха была применена Краусом (1951 г.) к истолкованию происхождения складчатых горных сооружений всей Земли. Появление гипотезы связано с тем, что история формирования Альп и подобных им сооружений с характерными покровными структурами не могла найти удовлетворительной интерпретации в контракционистской идее раздавливания геосинклинали между сближающимися жесткими глыбами кратонов. Гораздо более естественным представляется встречный поддвиг этих глыб под геосинклинальный прогиб с засасыванием в глубину его осадочного выполнения. Это делало понятным исчезновение с поверхности пород некоторых структурно-фациальных зон, которые, судя по палеогеографическим реконструкциям, долж-

ны были здесь существовать. В качестве механизма, создающего такой встречный поддвиг, были привлечены конвекционные течения в мантии (в данном случае нисходящие); ими же было объяснено происхождение глубоководных океанских желобов.

В дальнейшем Холмс (Holmes, 1928) объяснил разрывы и раздвиги континентальной коры и образование океанов действием подкоровых течений, на этот раз восходящих, локализованных, например, под срединно-океанскими хребтами. Он же увязал в единую картину конвекционных ячей восходящие и нисходящие подкоровые течения и тем самым фактически предвосхитил новую глобальную тектонику 60-х годов. Вместе с тем Холмс объединил гипотезу подкоровых течений с мобилизмом, представляющим наиболее радикальное направление в геотектонике начала XX в.

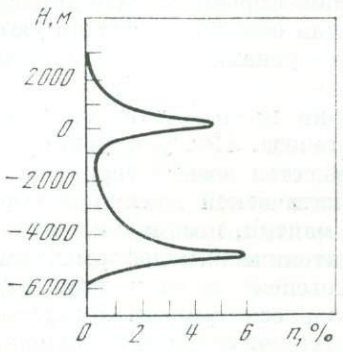


Рис. 1. Гипсографическая кривая с двумя частотными максимумами положений уровней поверхности Земли (Вегенер, 1925)

Рождение мобилизма в форме гипотезы дрейфа материков, как ее обычно называют, принято связывать с именем Вегенера и его работами 1912—1915 гг. (Wegener, 1915), хотя двумя годами ранее американец Тейлор (Taylor, 1910) опубликовал статью, содержащую аналогичные мысли. Вегенер, как и Тейлор, а в XIX в. еще Снайдер-Пеллегрини и Быханов были поражены прежде всего удивительным сходством очертаний континентов, ныне разделенных Атлантическим океаном. Естественно напрашивался вывод о том, что Атлантический и Индийский океаны возникли в процессе распада Гондваны — гипотетического древнего суперконтинента, объединявшего, еще по мысли Зюсса, материки южного полушария и Индостан, причем этот распад произошел в результате раздвигания, а не обрушения промежуточных участков, как предполагали Зюсс, а за ним многие другие геологи, включая и сегодняшних «фиксистов».

Вегенер привел дополнительную аргументацию в пользу своего вывода. Анализируя с учетом идей изостазии гипсографическую кривую с ее двумя четкими максимумами на уровнях материковых равнин и ложа океанов (рис. 1), он вывел правильное заключение о коренном различии состава земной коры континентов и океанов: континенты сложены в основном гранитами, океанское ложе — базальтами. Это предположение блестяще подтвердилось в 50-е годы широкими сейсмическими исследованиями земной коры, а также драгированием коренных пород океанского ложа. Вегенер не только подтвердил дополнительными данными соображения Зюсса об удивительном сходстве геологического строения южных континентов, но и показал, что некоторые черты этого сходства могут быть объяснены только дрейфом континентов. В частности, повсеместное распространение следов позднепалеозойского оледенения может быть принято лишь при условии более компактного их расположения, а не былого соединения этих континентов «мостами» суши, что могло быть достаточным для обмена наземной фауной и флорой. В противном случае периферические участки Гондваны оказались бы под экватором при любом местонахождении полюса. Используя геологические данные и сходство очертаний континентов, Вегенер заключил, что в позднем палеозое не только южные, но и остальные континенты составляли единую континентальную массу — Пангею и что распад Пангеи начался только в юре (рис. 2). Этот второй вывод Вегенера много лет спустя (в 60-х годах нашего века) также был блестяще подтвержден палеомагнитными и другими геологическими данными.

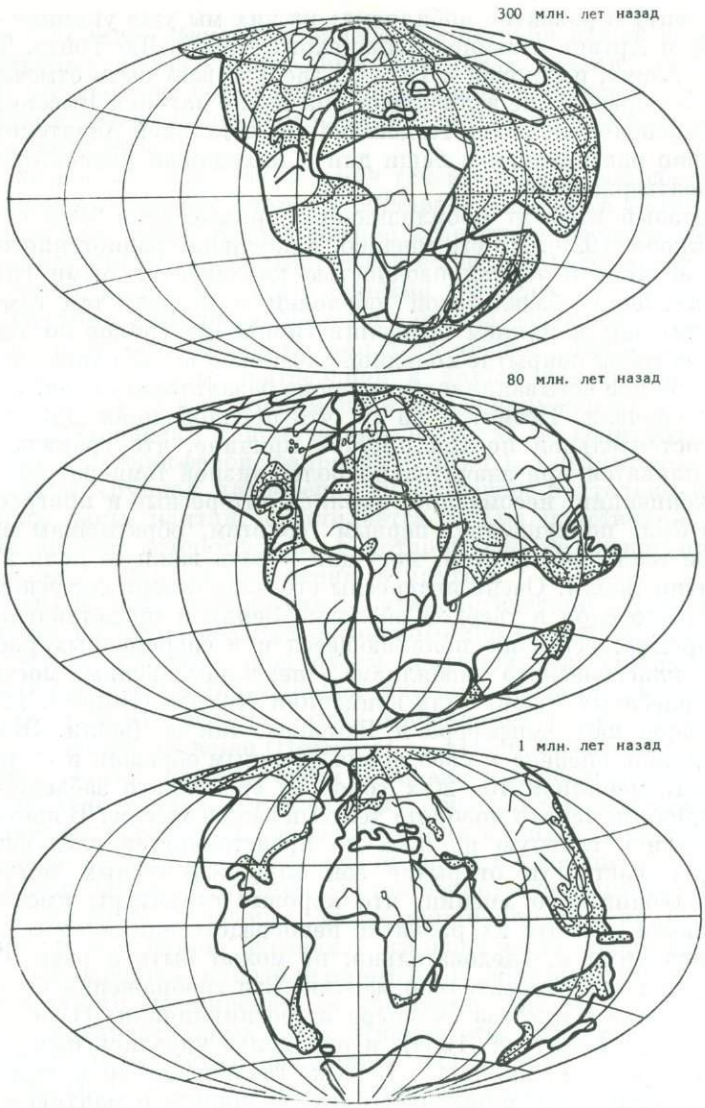


Рис. 2. Реконструкция Пангеи и процесса ее распада (Вегенер, 1925)
Точками обозначены области континентов, покрытые мелководными морями

В поисках механизма, движущего континентальные глыбы, Вегенер (1925) обратился к силам, связанным с вращением Земли. Он считал, что под их влиянием материки смещаются к западу и, встречая сопротивление океанского ложа, тихоокеанская окраина Северной и Южной Америки сминается в цепи Кордильер, а на востоке Азии и Австралии происходит отрыв островных гирлянд с образованием впадин окраинных морей. В то же время Тейлор (1910 г.), а за ним Арган (1920 г.), Штауб (1928 г.) и Дю Тойт (1937 г.) придавали основное значение полюсобежным силам, объясняя их действием формирование широтных складчатых систем Средиземноморского пояса.

Хотя в общем геологи встретили с интересом гипотезу геофизика Вегенера, большинство из них отнеслось к ней с недоверием. Тем не менее Вегенер имел и выдающихся последователей — геологов, каждый из которых

внес свою лепту в развитие мобилизма: из них мы уже упоминали швейцарцев Штауба и Аргана и южноафриканского геолога Дю Тойта. Труд Аргана «Тектоника Азии», изданный в 1922 г., заслуживает быть отмеченным особо; в этой работе образование величайшего на Земле нагорья Высокой Азии было впервые объяснено поддвигом Индостана под остальной Азиатский материк — идея, активно развиваемая в наши дни и находящая разностороннее геофизическое подтверждение.

Своеобразный вариант мобилизма был предложен в 1926 г. ирландским геологом Джоли (1929). По его мнению, накопление радиогенного тепла под обладающими низкой теплопроводностью континентальными глыбами приводит к плавлению базальтовой оболочки и создает тем самым условия для смещения под влиянием вращения Земли материков по слою смазки. Это влечет за собой покрытие холодной океанской водой ранее расплавленных участков и полное остывание и затвердение базальтового слоя. Затем процесс начинается сначала. Несмотря на то, что предложенная Джоли схема оказалась несостоятельной по той простой причине, что граниты, слагающие материки, плавятся при значительно более низкой температуре, чем базальты, в его концепции, несомненно, имелись интересные и прогрессивные элементы. Он был, по существу, первым геологом, обратившим внимание на радиогенное тепло как фактор, могущий играть важную роль в геологическом развитии Земли. Очень интересны его идея о периодическом плавлении промежуточного слоя в твердой оболочке Земли и представление об эпизодичности дрейфа, все чаще появляющееся и в современных работах.

Венцом классического мобилизма, перекидывающим мостик к мобилизму шестидесятых годов, была концепция Холмса (Holmes, 1928), использовавшего идеи как Ампферера и Вегенера, так и Джоли. Эта концепция не была, однако, оценена в свое время должным образом, и ее появление не смогло спасти мобилизм 10—20-х годов от временного забвения.

В чем причины такого поворота тектонической мысли? В настоящее время трудно выделить главную из них, но представляется следующее. Успехи геофизики, в частности открытие зон глубокофокусных землетрясений [1], укрепляли геологов во мнении, что коровые структуры имеют глубокие корни в мантии, т. е. что их развитие непосредственно зависит от процессов в мантии под ними и, следовательно, не может быть и речи о каких-либо перемещениях коры относительно мантии. Эти соображения были изложены Шатским в статье «Гипотеза Вегенера и геосинклинали» (1946), с ними солидаризировался Белоусов (1954), и они долго казались неопровержимыми аргументами против мобилизма [2]. В те же годы возникло и широко распространилось учение о глубинных разломах, уходящих в мантию и обусловливающих все развитие геосинклиналей. Существование устойчивой, длительно живущей планетарной сети разломов уже никак не вязалось с возможностью крупных горизонтальных смещений континентальных масс. И напротив, все вроде бы легко объяснялось с позиций глубинной дифференциации, которая приобрела значение господствующей теории. Дополнительное, но тоже существенное значение имело то обстоятельство, что предложенный Вегенером механизм перемещения континентальных глыб был признан геофизиками несостоятельным, поскольку силы, связанные с вращением Земли, оказались слишком малыми, чтобы вызвать подобные перемещения материков.

Таково было положение, сложившееся в теоретической геологии к середине XX столетия. Подавляющему числу геологов и геофизиков казалось,

---

[1] Эти сейсмические зоны получили название зон Беньофа (Benioff, 1954), хотя были открыты японским геофизиком Вадати (Wadati, 1934).

[2] Курьезно, что потом те же самые зоны Вадати — Заварицкого—Беньофа так ярко заиграли в построениях неомобилистов.

что мобилизм был лишь эфемерным эпизодом в истории нашей науки, пустоцветом, обреченным на бесплодие. Но в 50-х годах начали накапливаться новые факты, заставившие совершенно иначе оценить значение мобилистских идей. Они относились к различным наукам о Земле, и каждый из них был по-своему значительным.

Отметим прежде всего подтверждение сейсмическими методами предсказанных Вегенером коренных отличий состава и мощности океанской коры от континентальной. Хотя это положение вследствие неоднозначности сейсмических данных иногда оспаривается и в наши дни (Афанасьев, Пронин и некоторые другие), но в сочетании с данными драгирования, а теперь и глубоководного бурения акватории Мирового океана (особенно в Центральной Атлантике) это отличие необходимо признать твердо установленным.

Сейсмология в эти годы подтвердила и другое давнее предположение геологов и геофизиков — в верхней мантии был обнаружен слой пониженных скоростей распространения сейсмических волн, т. е. волновод, отождествляемый сейчас с астеносферой Баррелла (1916 г.). Следовательно, относительно жесткая и хрупкая литосфера, включающая не только кору, но и самую верхнюю часть мантии, подстилается весьма пластичной, даже частично расплавленной астеносферой, в которой вполне может происходить скольжение одних слоев по отношению к другим.

В те же годы широко развернулись океанологические исследования, началось детальное изучение рельефа океанского дна с помощью эхолота и исследование состава донных пород путем драгирования. Одним из первых результатов явилось открытие мировой системы срединно-океанских хребтов с осложняющими их рифтами, также относящееся к числу фундаментальных открытий в науках о Земле (Heezen et al., 1959). Почти исключительная приуроченность очагов землетрясений в океане к осевым зонам срединных хребтов значительно ускорила трассировку последних и позволила к концу 50-х годов наметить картину их распространения в Мировом океане, включая Северный Ледовитый океан, где решающий вклад в решение этой задачи был внесен советскими исследователями. Естественно, что факт существования подобных хребтов во всех океанах, их медианное положение в Атлантическом, Индийском и Южном океанах, осложненность рифтами — явными структурами растяжения — наводили на мысль об образовании океанов путем их последовательного расширения от рифтовых зон за счет раздвигания обрамляющих континентальных глыб. Именно этот факт лег в основу гипотезы расширения (спрединга) океанского дна, выдвинутой Хессом (Hess, 1962) и Дитцем (Dietz, 1961) и ставшей родоначальной для всего направления неомобилизма.

Тем временем поддержка идей мобилизма пришла совсем с другой стороны, из новой ветви геофизики — палеомагнетизма. В 50—60-е годы английские геофизики Блэкетт (Blackett, 1961), Ранкорн (Runcorn, 1962b) и Буллард (Bullard, 1964) открыли явление остаточной намагниченности горных пород. Первые же определения положения полюсов в прошлые геологические эпохи показали, что, во-первых, чем древнее эпоха, тем больше кажущееся положение палеомагнитного полюса отличается от современного, и, во-вторых, что это положение оказывается более или менее (в пределах возможных ошибок) идентичным для одновозрастных образцов с одного и того же континента, но образцы с разных континентов дают и разные положения полюсов, также все больше расходящиеся с увеличением возраста. Первое обстоятельство еще можно объяснить миграцией полюсов, т. е. смещением оси вращения Земли в ее теле, но второе требует уже допущения смещения самих континентов, если мы продолжаем придерживаться теории магнитного диполя. Самое же, пожалуй, замечательное состоит в том, что если мы попытаемся совместить положение палеомагнитных полюсов конца палеозоя—

начала мезозоя для разных континентов с современными географическими полюсами, то мы тем самым сдвинем и континенты, придя к реконструкции Пангеи, которую предложил Вегенер в то время, когда еще не существовало методов палеомагнитных реконструкций. Даже возраст распада Пангеи оказывается вполне сходным с временем, указанным Вегенером по чисто геологическим данным.

Результаты первых же палеомагнитных исследований оживили интерес к гипотезе дрейфа материков и побудили прежде всего проверить ее исходную предпосылку — сходство контуров материковых глыб, ныне разделенных Атлантическим океаном. Такая проверка была осуществлена английским геофизиком Буллардом и его сотрудниками (Bullard et al., 1965). Подборка лучшего совмещения контуров материков производилась ими с помощью ЭВМ, и, кроме того, совмещение осуществлялось не по береговой линии, как прежде, а примерно по середине континентального склона (по изобате 1800 м), что ближе соответствует истинной границе блоков континентальной коры континентов в геолого-геофизическом смысле. Итогом явилась знаменитая реконструкция Булларда (рис. 3), в которой края Атлантики совпали на большей части периметра океана почти идеально, за двумя примечательными исключениями — в районе Багамского архипелага и дельты Нигера, где образовались небольшие перекрытия. Следует, однако, принять во внимание, что Багамский архипелаг — относительно молодая органогенная надстройка, а дельта Нигера — молодое образование, выполненное выносами этой реки; следовательно, эти перекрытия явились результатом экзогенной, а не эндогенной — тектонической — деятельности. Не сошлись контуры и в районе Мексиканского залива, указывая либо на его более древнее происхождение либо на иной способ образования, возможно, более сложный.

Успех Булларда и его группы побудил проделать аналогичную работу для других частей земной поверхности. Хорошо совпали контуры южного края Австралийского материка и противолежащего края Антарктиды. Реконструкция для Индийского океана оказалась неоднозначной в связи с тем, что, кроме Африки, Австралии и Антарктиды, необходимо учитывать расположение Индостана и микроконтинента Мадагаскар—Сейшеллы.

Забегая несколько вперед, укажем, что в середине 60-х годов под влиянием этих работ геологи многих стран начали все более серьезно относиться к гипотезе Вегенера и обратились к проверке других ее положений, что можно было сделать теперь на гораздо более обширном и в значительной мере принципиально новом материале. Во времена Вегенера Антарктида оставалась геологически совершенно неизученной, и только по ее расположению можно было предполагать, что она принадлежит к гондванской группе континентов и сходна с ними по строению. Это предположение полностью подтвердилось — здесь были найдены отчетливые следы позднепалеозойского оледенения, типично гондванская глоссоптерисовая флора, гондванская фауна триасовых амфибий и рептилий. Особенно примечательным оказалось поразительное сходство, во-первых, пермских флор Антарктиды и Индостана, ныне разделенных по широте расстоянием, превышающим 10 тыс. км, и во-вторых, фаун лабиринтодонтов и листрозавров Антарктиды, Южной Африки и Южной Америки.

Другой категорией материалов, которыми совершенно не располагали Вегенер и его первые последователи, были данные по докембрию гондванских континентов. Успехи радиогеохронометрии позволили расчленить докембрийский фундамент этих континентов на разновозрастные блоки и выявить его довольно сложную мозаичную структуру. Оказалось, однако, что эта мозаика удовлетворительно «складывается» при использовании реконструкций, выполненных по методу Булларда для Атлантики. В частности, исключительно хорошее совпадение наблюдается на широте Гвинейского залива,

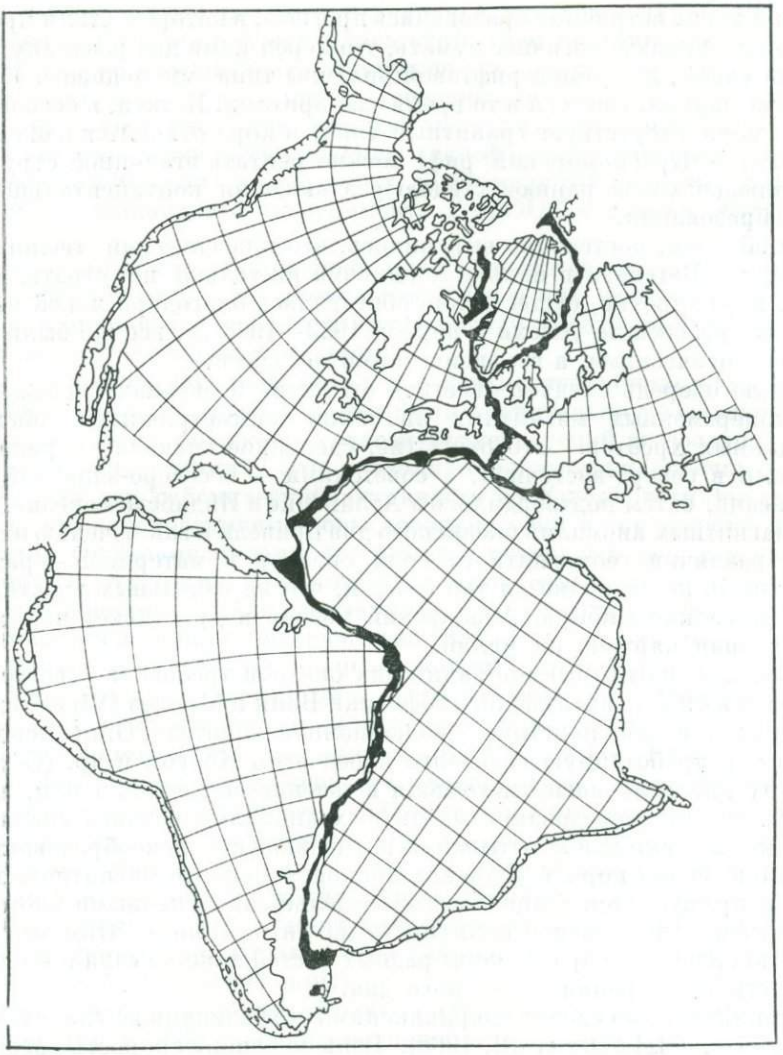


Рис. 3. Совмещение границ приатлантических континентов (Bullard et al., 1965)

где, например, небольшой массив Сан-Луис на побережье Бразилии оказывается выступом Леоно-Либерийского массива африканского побережья. Аналогичным образом гранулитовые пояса Восточной Африки, Мадагаскара, Индостана, Западной Австралии и Антарктиды могут быть совмещены при «закрытии» Индийского океана, помогая выбрать наиболее вероятную реконструкцию. Гренвильский пояс Северной Америки находит свое продолжение в Британии и Скандинавии и т. п.

Третья группа фактов, о которых стоит упомянуть, относится к особенностям разрезов лагунных осадков, подстилающих первые морские (альбские) отложения Бразилии и Западной Африки. Для них характерны, во-первых, полная идентичность фауны пресноводных остракод в отложениях неокома, необъяснимая при их современной удаленности и в случае разделения обширным морским пространством, и, во-вторых, развитие соленосной толщи в апте. Очень трудно допустить, если считать, что Южная Атлантика возникла просто в результате погружения без раздвижения, что по обе ее стороны од-

новременно и симметрично образовались прогибы, в которые стали проникать морские воды. Гораздо логичнее думать, что перед нами два раздвинутых борта некогда узкой, но единой рифтовой впадины типа миоценового Красного моря, также заполнявшегося в то время эвапоритами. Кстати, в осевой полосе Красного моря отсутствует гранитный слой, а кора относится к океанскому типу. Поэтому Красноморский рифт можно считать эталонной структурой, представляющей собою раннюю стадию раздвижения континентальной коры и океанообразования.

Таким образом, постепенно выяснилось, что классическая геологическая аргументация Вегенера в пользу мобилизма не только не утратила своего значения, но, напротив, существенно обогатилась благодаря новой информации. Однако решающие успехи в период 1963—1968 гг. все же были достигнуты не геологическими, а геофизическими методами.

В первую очередь следует отметить открытие в океанах системы линейных знакопеременных магнитных аномалий, симметричных относительно осей срединных хребтов. Это открытие, сделанное сначала американскими геофизиками в северо-восточной, а советскими — в северо-западной частях Тихого океана, затем подтвердилось в Атлантике и Индийском океане. Исследования магнитных аномалий океанского дна привели к заключению о принципиальном различии геомагнитного поля океанов и материков — различии, которое отнюдь не ослабляется тем фактом, что на отдельных участках континентов (Западная Сибирь, Анабарский массив и др.) может наблюдаться внешне сходная картина аномалий.

«Полосчатые» магнитные аномалии дна океанов требовали своего объяснения, и уже в 1963 г. английские геофизики Вайн и Метьюз (Vine, Matthews, 1963) предложили свою поистине революционную гипотезу. Опираясь на идеи спрединга и разработанную незадолго перед этим Коксом и др. (Cox et al., 1963) шкалу инверсий магнитного поля в течение последних 4 млн. лет, они сделали вывод, что чередование магнитных аномалий разного знака может отражать последовательное остывание и раздвижение новообразованной базальтовой океанской коры в условиях знакопеременного магнитного поля, и установили прямую корреляцию между отдельными линейными аномалиями и эпохами прямой и обратной полярности магнитного поля. Этим был открыт путь к установлению возраста коры разных частей ложа океана и к определению скорости расширения океанского дна.

Следующий шаг был сделан американскими геофизиками во главе с Хейртцлером в 1968 г. (Heirtzler et al., 1968). Взяв за основу скорость расширения Атлантического океана, вычисленную для последних 4 млн. лет по методу Вайна — Метьюза, и распределение линейных аномалий в пределах центральной части этого океана, они экстраполировали шкалу инверсий магнитного поля на отрезок времени до 80 млн. лет, т. е. до позднего мела. Дальнейшая экстраполяция показала, что формирование Атлантического океана должно было начаться не ранее 180—160 млн. лет. назад.

Представление о расширении дна океанов от осей срединных хребтов с соответствующим увеличением возраста океанской коры к периферии океанов получило дальнейшее подкрепление в замеченном канадском геологом и геофизиком Вилсоном увеличении возраста островов в том же направлении. Ему же наука обязана выделением в пределах океанских впадин особого типа разломов, названных им трансформными (Wilson, 1965). Эти разломы пересекают срединно-океанские хребты поперек их простирания, смещают в плане их оси и осевые рифты и тесно связаны в своем образовании с развитием самих хребтов в процессе расширения дна океана. Они отличаются от обычных сдвигов тем, что имеют противоположный знак смещения лишь на отрезке между смещенными участками оси срединного хребта; за пределами этого отрезка отличается лишь скорость расширения, поэтому в направлении кон-

тинентов трансформные разломы как сдвиги затухают. В дальнейшем эти представления Вилсона подтвердились открытием многочисленных разломов подобного рода во всех океанах, обнаружением приуроченности очагов землетрясений лишь к отрезкам между смещенными участками осей хребтов, причем с тем знаком смещения, который предусматривался теорией Вилсона; наконец, недавно зеркала скольжения трансформных разломов удалось непосредственно наблюдать с подводных лодок-малюток во время совместного французско-американского эксперимента FAMOUS в районе Азорских островов.

Вместе с этим было обнаружено, что крупнейшие из трансформных разломов прослеживаются и на континентах, где в них обнаруживается явная сдвиговая компонента, так что отличия между трансформными разломами и сдвигами не столь принципиальны.

В тот же период большой вклад в развитие неомобилистских взглядов внесли сейсмологи. К этому времени были значительно усовершенствованы методы определения положения очагов землетрясений и создана мировая сеть сейсмических станций. Это позволило значительно уточнить картину распределения зон сейсмической активности на поверхности Земли, причем оказалось, что сейсмоактивные зоны довольно узки и совпадают с молодыми складчатыми системами окраин материков и островных дуг, а в океанах — со срединными хребтами. Обширные промежуточные области практически асейсмичны. Именно это дало основание считать, что литосфера разделена на ограниченное число плит (первоначально считалось, что их 6—8), разделенных тектонически активными шовными зонами. Отсюда появился и сам термин — тектоника плит, введенный в 1968 г. Морганом (Morgan, 1968).

Сейсмологи разработали также методику определения характера смещений в очагах землетрясений (Балакина и др., 1967; Sykes, 1967). Это позволило установить, какого рода смещения происходят на границах между плитами. Как и следовало ожидать, рифтовые зоны океанов оказались зонами активного растяжения, а системы глубоководных желобов, островных дуг и складчатые окраины континентов, а также альпийский Средиземноморский складчатый пояс — зонами сжатия. Вдоль крупных трансформных разломов происходит смещение одних плит относительно других в горизонтальном направлении (например, вдоль Азоро-Гибралтарского разлома на границе Европейской и Африканских плит).

Эти данные и были положены Изаксом, Оливером и Сайксом в основу опубликованной ими в 1968 г. гипотезы новой глобальной тектоники, ставшей синонимом гипотезы «тектоники плит» (Isacks et al., 1968). По этой гипотезе океаны образуются в процессе раздвига континентальной коры под действием восходящих и расходящихся в стороны конвекционных течений. Раздвиг этот заполняется поднимающейся вдоль оси срединных хребтов базальтовой магмой — продуктом селективного плавления астеносферы. Базальты и образуют новую океанскую кору, которая по мере своего остывания последовательно увлекается в сторону под действием горизонтальной ветви конвекционного течения, наподобие ленты конвейера. Одновременно на этой ленте образуются «метки» — линейные магнитные аномалии, запечатлевшие периодические инверсии магнитного поля. Достигнув глубоководных желобов на периферии океана, океанская кора погружается в зоне Заварицкого — Беньофа, представляющей область поддвига и сжатия. Таким образом, расширение в области срединных хребтов компенсируется сжатием на активных окраинах континентов, и не требуется общих изменений объема Земли, чтобы объяснить тектогенез в целом. Складчатые сооружения образуются в висячих крыльях зон Заварицкого — Беньофа, т. е. на континентальных окраинах тихоокеанского типа сочленения плит. В то же время окраины атлантического типа не совпадают с активными границами плит; их асейсмичность

указывает на отсутствие существенных смещений на контакте океанской и континентальной коры.

Важным элементом новой геотектонической концепции явилась разработка ее геометрической стороны. Поскольку литосферные плиты постулируются как жесткие и практически несжимаемые, их взаимные перемещения на сферической поверхности Земли могут описываться на основе теоремы Эйлера как вращение плит вокруг некоторого полюса с тем большей амплитудой «раскрытия» в рифтах срединных хребтов, чем больше удаление от этого воображаемого полюса. В 1967—1968 гг. все это было показано теоретически (McKenzie, Parker, 1967; Morgan, 1968; Le Pichon, 1968) и подтверждено тем, что скорости спрединга, вычисленные по расстоянию между магнитными аномалиями, действительно обнаруживают систематическое возрастание по мере удаления от полюсов вращения, как это и следует из теоремы Эйлера.

В общем к 1968 г. новая геотектоническая концепция обрела уже вполне определенные контуры и в глазах ее все более многочисленных сторонников стала первой тектонической теорией в отличие от гипотез — ее предшественниц. Многие восприняли ее как научную революцию в геологии.

Анализ данной концепции показывает, что, с одной стороны, она использует ряд идей, уже содержавшихся в тектонических гипотезах конца XIX—начала XX в., но, с другой стороны, опирается на новую, значительно более широкую базу фактического материала, приобретенного в огромной степени благодаря новым техническим достижениям, и поэтому носит качественно новые черты, определяющие ее значительное превосходство над старыми чисто умозрительными гипотезами.

Основным отличием новой глобальной тектоники от всех предшествующих гипотез является то, что она обобщает не только и даже не столько геологическую, сколько геофизическую информацию. Благодаря этому основные выводы этой концепции поддаются расчету, для них могут быть построены математические модели, и концепция приобретает определенную предсказательную силу, чем не обладали все предшествующие гипотезы.

Свою первую и весьма основательную проверку теория глобальной тектоники прошла в процессе осуществления программы глубоководного океанского бурения, начатого в 1968 г. За 1968—1976 гг. почти во всех океанах мира, исключая Северный Ледовитый, было пробурено около 400 скважин, многие из которых вскрыли весь осадочный слой и вошли в «базальтовый». В 1975—1976 гг. в двух районах Атлантического океана — у Азорских островов и разлома Барракуда — было предпринято бурение «базальтового» слоя и он был вскрыт на глубину более 600 м при общей мощности 1—1,5 км.

Основные итоги проведенного к настоящему времени бурения сводятся к следующему. Во-первых, в осадочном слое нигде не обнаружено морских отложений древнее верхнеюрских. Во-вторых, выясняется значительная скорость образования второго слоя, состоящего из базальтов с явно подчиненными прослоями осадочных пород. Слой этот формировался в течение примерно миллиона лет или даже меньше. Следовательно, бурение подтвердило молодость современного океанского дна. В-третьих, обнаружено систематическое увеличение возраста осадочного слоя и поверхности «базальтового» слоя по направлению от осей срединно-океанских хребтов. Это указывает на общее увеличение возраста океанской коры в том же направлении. В-четвертых, в большинстве случаев возраст кровли базальтового слоя совпал с возрастом, предсказанным по линейным магнитным аномалиям; наблюдавшиеся отклонения обычно находили свое естественное объяснение, не подрывающее принципиальную основу магнитостратиграфии океанской коры. В-пятых, изменение состава осадков и залегающих в них органических остатков по вертикали указывало на постепенные изменения в климатической зональности, подтвердив тем самым перемещение плит во времени.

Таким образом, глубоководное океанское бурение в целом подтвердило концепцию «новой глобальной тектоники». Тем временем сама концепция получила дальнейшее развитие, одним из важнейших направлений которого явилась разработка нового подхода к пониманию процессов образования древних складчатых гесинклинальных систем континентов. Еще со времен Зюсса было известно, что наиболее характерными элементами строения этих систем являются пояса выходов основных и ультраосновных магматических пород, которые использовались для трассирования складчатых систем в пределах континентов. В 1905 г. швейцарский геолог Штейнманн (Steinmann, 1905) показал, что с ультраосновными и основными магматитами (интрузивными и эффузивными) закономерно сочетаются глубоководные кремнистые осадки — радиоляриты, и выделил эти породы в качестве офиолитовой ассоциации. В 1937 г. Хесс на московской сессии Международного геологического конгресса обобщил данные относительно офиолитовых поясов мира. Однако все эти данные приобрели новое и гораздо более глубокое значение только после начала изучения геологии дна океанов.

Уже первые результаты океанских исследований позволили Брюнну в 1959 г. (Brunn, 1959) высказать мысль о сходстве офиолитов суши с разрезом рифтовых зон срединно-океанских хребтов (на примере Атлантического океана) — мысль, прошедшую первоначально почти незамеченной. Но к 1969—1970 гг. накопился уже значительно более полный материал, который позволил почти одновременно нескольким исследователям, в том числе Пейве (1969), обосновать важный и принципиальный вывод — офиолитовая ассоциация древних геосинклиналей представляет полный аналог океанской коры. Отсюда следует, что геосинклинали, точнее, их эвгеосинклинальные зоны начинали свое развитие как океанские бассейны и что основным содержанием геосинклинального развития является превращение океанской коры в континентальную. Несмотря на то что в некоторых последующих работах делались попытки оспаривать аналогию континентальных и океанских офиолитов, они не смогли опровергнуть эти фундаментальные заключения, положившие начало общему пересмотру учения о геосинклиналях в свете данных по современным океанам.

Хотя геологи давно искали сходные с древними геосинклиналями физико-географические обстановки современной эпохи, им явно нехватало конкретной информации о строении современных океанов. Такая информация появилась лишь в 50—60-е годы, и она впервые позволила поставить актуалистическую трактовку геосинклиналей на прочную основу. В этой новой трактовке миогеосинклинали выступили как континентальные окраины с их шельфом, склоном и подножьем; эвгеосинклинали — как бывшие океанские бассейны с корой, образовавшейся в срединно-океанских хребтах; геоантиклинали — как островные дуги, а срединные массивы — как микроконтиненты. Геосинклинальные прогибы зрелой стадии развития представляют собой аналоги внутренних и окраинных морей; то же относится и к передовым (краевым) и межгорным прогибам на ранней стадии их эволюции.

В случае, если рифтовая система закладывается на континентальной коре, ее развитие начинается с разрушения этой коры в процессе рифтообразования, подобного недавнему образованию Красного и Лабрадорского морей, Аденского и Калифорнийского заливов.

Помимо находок офиолитов, большое значение для создания новых моделей геосинклинального процесса имели еще и некоторые эмпирические закономерности, установленные до или независимо от «тектоники плит», но по-настоящему зазвучавшие лишь в ее контексте. Прежде всего это полярность изменения состава продуктов вулканической и вообще магматической деятельности вкрест простирания островных дуг и активных континентальных окраин андийского типа и связь магматизма с зонами Заварицкого —

Беньофа. Закономерная связь андезитового вулканизма с зонами глубокофокусных землетрясений, погружающимися под островные дуги, окраинные моря и континенты, была подмечена одним из первых Заварицким (1946) и позже подчеркнута Штилле, объединившим этот комплекс явлений под названием краевых явлений Тихого океана.

Японский вулканолог Куно еще в 1965 г. показал закономерное изменение химизма вулканитов при движении через островную дугу от океана к континенту (Куно, 1970). В этом направлении уменьшается содержание кремнезема и воды и увеличиваются содержание щелочей и отношение калия к натрию. Куно объяснил это увеличением глубины до магматических очагов, расположенных в зоне Заварицкого — Беньофа.

С появлением теории тектоники литосферных плит магмаобразование в зонах Заварицкого — Беньофа было истолковано как результат плавления материала океанской коры, затянутой в зоны поддвига литосферных плит (Сорохтин и др., 1971). Интересно, что само понятие субдукции было введено в литературу исходя из взглядов Ампферера и Крауса швейцарским геологом Амштютцем еще в 1938 г., т. е. задолго до появления теории тектоники плит.

Вклад в расшифровку строения древних геосинклиналей был сделан и японским петрологом Миясиро (Miyashiro, 1961), выделившим первоначально на примере юго-западной Японии парные метаморфические пояса: внутренние — высокой температуры и низкого давления, и внешние — низкой температуры и высокого давления. В дальнейшем эти явления были связаны им с зонами Заварицкого — Беньофа и с субдукцией океанской коры.

Таким образом, геологи-тектонисты получили в свое распоряжение целый набор признаков, позволяющих производить палеотектонические реконструкции геосинклинальных систем геологического прошлого. Особенно ценны признаки, по которым устанавливается существование и определяются параметры древних зон Заварицкого — Беньофа, ибо именно они составляют характернейший элемент развивающихся геосинклиналей.

Полярность изменения состава магматитов, связанных с зонами Заварицкого — Беньофа, определяет и характер металлогенической зональности активных континентальных окраин и древних геосинклиналей. В связи с этим зонами Заварицкого — Беньофа стали усиленно заниматься и металлогенисты. Их внимание привлекли также процессы рудообразования в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, в которых обнаружен подъем термальных вод с повышенным содержанием тяжелых металлов.

Таким образом, в 1969—1970 гг. новая глобальная тектоника, первоначально возникшая на базе изучения океанов, была привлечена геологами для коренного пересмотра учения о древних геосинклиналях континентов. Достигнутые успехи связаны главным образом с последовательным применением актуалистического метода.

До последнего времени вне внимания концепции тектоники плит оставались древние ядра континентов — кратоны или платформы, которые в ортодоксальной форме этой теории рассматривались как наиболее устойчивые части жестких плит. Между тем геологам хорошо известно, что и в пределах кратонов происходят значительные тектонические движения и деформации, а магматизм довольно разнообразен. Это положение стало меняться с появлением работ, посвященных тектонике внутренних частей плит, из которых особенно важным представляется исследование Барка и Дьюи, проведенное в 1973 г. Однако из платформенных структур пока более или менее полно исследованы лишь континентальные рифты и их древние аналоги — авлакогены. Что же касается эпиплатформенного орогенеза и активизации вообще, то эти вопросы еще ждут своего решения.

Применение концепции тектоники литосферных плит к древним геосинклинальным системам позволило выяснить, что предусматриваемый ею ме-

ханизм в принципе приложим и к неогею в целом, т. е. по крайней мере для последних 1700—1500 млн. лет. Несомненно, принципы мобилизма в общей форме применимы и для архейской истории Земли, но детали проявления этих процессов могли и отличаться от классической схемы тектоники плит.

К моменту оформления идей новой глобальной тектоники материал по геологии и геофизике дна океанов был еще довольно скудным. Накопление новой информации отнюдь не опровергло, а, скорее, подкрепило правильность исходных представлений. Вместе с тем оно показало, что действительная картина строения и развития дна современных океанов гораздо сложнее, чем это первоначально представлялось.

Прежде всего обнаружился ряд побочных и древних осей спрединга и выяснилось, что современный план распределения срединно-океанских хребтов сложился лишь в олигоцене или миоцене. Изучение магнитных аномалий юго-западной части Северной Атлантики (Багамско-Бермудский район), а также западной части Тихого океана позволило продлить ламонтскую шкалу инверсий Хейртцлера на весь мел и позднюю юру (Larson, Chae, 1972; Larson, Pitman, 1972).

Становилось более очевидным, что скорость спрединга испытывала во времени значительные ускорения и замедления. Наметилась соблазнительная возможность увязки этой закономерности с периодичностью тектонических движений в складчатых системах континентов. Подъем срединно-океанских хребтов стал рассматриваться как причина мировых трансгрессий моря, поскольку этот подъем сопровождается вытеснением значительных объемов воды. Напротив, замедление спрединга влечет за собой регрессию моря.

Неомобилистские идеи начиная с 1967—1968 гг. довольно быстро овладели умами американских, английских и французских геологов и геофизиков, которые в подавляющем большинстве не только приняли их, но и стали горячими сторонниками и пропагандистами концепции тектоники плит. Значительно большую осторожность проявили в этом отношении геологи других западноевропейских стран, хотя и они в своем большинстве признали плодотворность неомобилистских построений, указав вместе с тем на ряд связанных с ними трудностей. Серьезное течение в пользу мобилизма возникло в странах Центральной и Восточной Европы, особенно в Румынии, Венгрии и Югославии, где эти идеи применены к интерпретации развития Карпат и Динарид. Южноамериканские, южноафриканские, индийские и австралийские геологи, т. е. геологи гондванских континентов, традиционно являлись сторонниками мобилизма, влияние которого здесь не уменьшалось и в период общего спада интереса к этой концепции в странах северного полушария. Перешли на позиции мобилизма японские, а судя по новейшим публикациям — и китайские геологи.

В нашей стране раньше других на этот путь встал Кропоткин (1958). Примерно в то же время Пейве (1961) подчеркнул большое значение крупных горизонтальных перемещений земной коры — сдвигов и шарьяжей. Этими работами уже была пробита заметная брешь в полностью господствовавших в нашей стране на протяжении 40—50-х годов фиксистских взглядах, предусматривавших абсолютное преобладание вертикальных движений. Еще более серьезно изменилось положение после публикации статьи Пейве (1969) «Океаническая кора геологического прошлого» и начала интенсивных исследований в этом направлении коллектива тектонистов Геологического института АН СССР в различных геосинклинальных системах Советского Союза. Наряду с этим вариантом неомобилизма ряд советских исследователей развивает теорию тектоники литосферных плит в ее классической форме. Такие коллективы сложились в Институте океанологии АН СССР, Научно-исследовательском институте геологии Арктики и Антарктики МГ СССР и

в Московском университете. К последовательным сторонникам теории тектоники литосферных плит принадлежат, в частности, и авторы настоящей монографии.

Однако значительное число, а возможно и большинство советских геологов, либо продолжают придерживаться фиксистских позиций, либо не сделали окончательного выбора между фиксизмом и мобилизмом. Отчасти это объясняется тем, что в 30—50-е годы в нашей стране благодаря усилиям Тетяева и особенно Белоусова интенсивно развивалась фиксистская модель тектогенеза, основанная на идеях глубинной дифференциации, прочно завоевавшая умы советских геологов, в то время как за рубежом наблюдался некоторый застой теоретической мысли.

Совершенно естественно, что противники мобилизма выдвигают альтернативные геодинамические модели. Из них наиболее разработанными следует считать модели Белоусова и Беммелена; надо упомянуть также концепцию А. Мейергофа и Г. Мейергофа. Характерно, однако, что и Беммелен и Мейергофы не являются стопроцентными фиксистами. Беммелен допускает раздвиговое происхождение океанов, считая это раздвижение проявлением гравитационного оползания литосферы со склонов геоундаций — глубинных поднятий глобального масштаба. В последнее время он фактически перешел на позиции мобилизма. Что же касается последовательно фиксистской модели Белоусова, то она опирается на значительно меньший объем геофизической и геологической информации, чем концепция тектоники плит, отбрасывая или не учитывая, в частности, данные палеомагнетизма, сейсмологии, палеогеографии, сведения о крупных сдвигах и шарьяжах, зонах метаморфизма высокого давления и ряд других важных фактов.

Оценивая современное положение в геодинамике в целом, можно констатировать, что в настоящее время наиболее обоснованной представляется геодинамическая модель, принятая в теории тектоники литосферных плит, хотя это отнюдь и не означает, что она уже полностью разработана и во всех деталях объясняет сложный комплекс явлений эндогенной жизни Земли. Создание законченной теории развития Земли требует еще очень большой целеустремленной работы, но основы такой теории заложены уже сегодня.

4. МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЗАДАЧ И ПОСТРОЕНИЕ ОБЩЕЙ ТЕОРИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

В настоящее время геологи располагают значительным и разнообразным арсеналом методов для выяснения механизма геодинамических процессов, которые относятся к различным наукам о Земле — геодезии, геофизике, геохимии и собственно геологии. Геодезические или, точнее, астрономо-геодезические методы являются основными при изучении современных тектонических движений и деформаций. Особенно большое значение имеет в настоящее время задача выявления крупномасштабных горизонтальных движений континентальных глыб, ведущих к расширению одних и закрытию других океанов. Можно надеяться, что в ближайшие годы эта задача будет решена с помощью методов радиоинтерферометрии и лазерной локации. Горизонтальные движения типа раздвигов океанского масштаба, очевидно, имеют прерывистый характер. Поэтому важно продолжать исследования напряженного состояния земной коры с целью получения общей картины распределения напряжений в современную эпоху. Решение этой задачи возможно на основе использования специальных приборов (тензометров) и данных сейсмологии, которые уже давно и с большим успехом применяются с этой целью. Изучение все более слабых землетрясений позволит уточнить как общую картину сейсмичности Земли, служащую объективной основой для выделения относительно устойчивых и монолитных блоков и разделяющих их сейсмоактив-

ных и подвижных зон, так и характер преобладающих смещений в этих зонах. Анализ слабых землетрясений поможет выявить относительно менее активные зоны в пределах самих плит, т. е. изучить так называемую внутриплитовую тектонику.

Особенности распространения сейсмических волн используются для установления латеральной неоднородности коры и верхней мантии, а также для выявления положения вулканических очагов. Для выяснения строения зон Заварицкого — Беньофа большое значение приобретают исследования затухания сейсмических волн. В частности, этим методом удается выделить под зонами Заварицкого — Беньофа фрагменты погружающейся в мантию океанской литосферы.

С целью выяснения геодинамических обстановок очень важным является выделение в коре и верхней мантии слоев пониженной вязкости, вдоль которых могут происходить основные горизонтальные подвижки. В сейсмоактивных зонах такие слои обычно отмечаются уменьшением в них числа очагов землетрясений. Анализ распределения очагов землетрясений в некоторых сейсмоактивных районах показывает, что первый слой пониженной вязкости в областях современного горообразования залегает на сравнительно небольшой глубине от поверхности, иногда порядка всего лишь десяти километров. Аналогичным методом можно определять и глубину до астеносферы. Наряду с этой и классической сейсмологической методикой, анализирующей уменьшение скорости продольных и поперечных волн с глубиной, для изучения астеносферы успешно применяется метод магнитотеллурического зондирования.

Ценную информацию о развитии геодинамических процессов дают гравиметрические наблюдения, из которых следует, что срединно-океанские хребты, находящиеся в условиях растяжения, изостатически полностью уравновешены, и наоборот, зоны островных дуг и глубоководных желобов, расположенные в области интенсивного сжатия, характеризуются значительными избыточными аномалиями. По величине этих аномалий удается определить напряжения сжатия, деформирующие пододвигаемые литосферные плиты. Гравитационные аномалии глобального масштаба, фиксируемые с помощью наблюдений за искусственными спутниками Земли, указывают на существование латеральных неоднородностей в глубокой мантии, с которыми, возможно, связаны конвективные течения мантийного вещества.

Магнитометрия дает нам неоценимый материал для выяснения прошлых геодинамических обстановок, о чем уже говорилось выше, при изложении истории становления мобилистских идей. Помимо этого, наблюдения за магнитным полем и его вариациями позволяют исследовать состояние вещества и процессы, развивающиеся на границе нижней мантии и ядра.

К большому сожалению, мы не располагаем пока методами, которые позволяли бы вести непосредственные наблюдения над процессами перемещения вещества в мантии Земли, в частности подтвердить или опровергнуть гипотезы мантийной конвекции. В ожидании появления прямых методов следует шире использовать информацию, доставляемую как традиционными геофизическими исследованиями, так и наблюдениями, например, за миграцией очагов сейсмической и вулканической активности и т. д. Несомненный интерес представляло бы изучение вариаций гравитационного поля во времени, но точность их определения пока не позволяет считать эти данные всегда надежными. Существенный интерес представляет регистрация изменения скорости вращения Земли, напряженности земного магнитного поля, миграции магнитных полюсов.

Всестороннее и комплексное изучение современной эндогенной динамики Земли — необходимый и важный элемент для построения ее наиболее достоверной геодинамической модели. Вместе с тем нам столь же необходимо

знать, как развивалась Земля на протяжении всех четырех с половиной миллиардов лет ее существования.

Из геологических методов особенно важны те, которые могут быть использованы для определения положения и динамики границ между древними литосферными плитами, для восстановления палеогеографических и палеотектонических условий в древних геосинклиналях и континентальных окраинах и для выявления зон повышенной эндогенной активности внутри континентальных глыб. На первое место здесь бесспорно выступает прослеживание офиолитовых поясов и швов, которые представляют собой рубцы, оставшиеся после сближения разделенных океаном глыб континентальной коры.

Очень важно установить характер древних континентальных окраин. Отсутствие магмопроявлений или их базальтовый или щелочно-базальтовый состав, распространение кольцевых интрузий щелочно-ультраосновного состава указывают на рифтогенный, атлантического типа характер континентальной окраины. В то же время известково-щелочной магматизм, особенно с достаточно выраженной полярностью изменения состава вкрест простирания вулкано-плутонического пояса, определенно свидетельствует об ином типе континентальной окраины с существовавшей вдоль нее зоной Заварицкого — Беньофа. Направление и угол наклона этой зоны могут быть установлены с помощью полярности магмопроявлений, в то время как объем вулканических продуктов и интрузий может служить некоторым критерием скорости предполагаемой субдукции. Еще более определенные указания на существование древних зон Заварицкого — Беньофа с интенсивной субдукцией дают парные пояса метаморфизма — высокого и низкого давления. Характерна также приуроченность к подвижным зонам интенсивных и моновергентных складчато-надвиговых деформаций с типично чешуйчатой структурой и серпентинитовым меланжем.

Смена во времени базальтового вулканизма андезито-базальтовым, андезитовым и более кислым, появление в разрезе значительного количества обломочного материала, накопление флишевой формации с ее турбидитами указывают на вступление геосинклинальной системы в зрелую стадию развития. Эта стадия часто называется теперь островодужной, поскольку именно к ее началу образуются островные дуги с андезито-базальтовым и более кислым вулканизмом (цепи островов с базальтовыми и щелочно-базальтовыми вулканами могут возникать и на более ранней стадии, именуемой начально-геосинклинальной). Наряду с вулканическими извержениями в пределах островных дуг происходит становление плутонов габбро-диорит-плагиогранитной формации, в породах которой натрий все еще преобладает над калием. С образованием островных дуг геосинклинальная область расчленяется на частные бассейны, аналогичные окраинным морям, которые активно заполняются турбидитами, характерными именно для этой стадии.

Следующая, раннеорогенная стадия сильно отличается своей физико-географической обстановкой и образованием осадочно-вулканогенных формаций. В это время происходит смена флиша, т. е. глубоководных морских отложений, мелководными осадками — молассой, а подводных вулканитов — наземными эффузивами. Резко усиливаются разрывно-складчатые деформации, прогрессивный региональный метаморфизм, и начинают формироваться гранитоиды с составами, близкими к нормальным гранитам.

Появление типичных калиевых гранитов, завершение регионального метаморфизма и интенсивных деформаций знаменуют наступление позднеорогенной стадии развития, к началу которой в пределах данной геосинклинальной системы образуется уже сплошная континентальная кора. Характерные отложения данной стадии — континентальные молассы, нередко в сочетании с наземными вулканитами, изменяющими свой состав от более кислого к бо-

лее основному, вплоть до появления настоящих базальтов и трахибазальтов.

Авлакогены, или древние континентальные рифты, характеризуются резким увеличением мощности осадков платформенного чехла, появлением среди них относительно глубоководных фаций, мощных эвапоритов, вулканитов щелочно-базальтового состава. Часто осадочное заполнение впадины авлакогена бывает деформированным.

Все большее значение в ряду признаков, позволяющих диагностировать тектонические обстановки и определять направления относительного движения плит, приобретают геохимические (петрохимические) особенности магматических пород. При этом в орбиту исследований ныне вовлекаются не только главные компоненты пород, но и редкие элементы. Например, по стронциевому отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$ можно определить вероятную глубину залегания магматических очагов и их связь с корой определенного типа или же с верхней мантией.

Для контроля палеотектонических реконструкций, основанных на палеомагнитных данных, необходимо дополнять их палеоклиматической информацией, включающей литологические и палеонтологические индикаторы климата. Существенную вспомогательную роль играют биогеографические данные.

При более детальном палеотектоническом и палеогеографическом анализе в масштабе отдельных геосинклинальных областей, основанном на построении палинспастических карт и профилей, используется прием развертки покровов в соответствии с соотношениями фаций слагающих их отложений. По различным естественным маркерам восстанавливается смещение по сдвигам.

Самостоятельную задачу представляет определение мощности и состава коры и верхней мантии в геологическом прошлом, а также их геотермического режима. Основные исходные данные для решения этой задачи доставляет нам изучение метаморфической зональности, петрохимии вулканитов и составов заключенных в них ксенолитов.

Сочетая данные о современном строении, составе и динамике коры и мантии со сведениями, позволяющими реконструировать их эволюцию, можно попытаться построить наиболее правильную на сегодня динамическую модель Земли. При этом должна резко возрастать роль теории и дедуктивного подхода к решению этой сложной проблемы, поэтому наряду с использованием возможно большего объема фактического материала при построении такой модели необходимо руководствоваться следующими общими принципами.

1. Земля является физическим телом и развивается по строгим физическим законам, описываемым уравнениями математической физики.

2. Развитие Земли должно происходить под влиянием процессов, максимально уменьшающих ее потенциальную энергию, поэтому при построении общей динамической модели Земли прежде всего нужно выделить наиболее мощные из всех возможных процессов.

3. Источники энергии развития Земли необходимо искать прежде всего внутри самой Земли. Это, однако, не исключает влияния внеземных процессов и событий на развитие экзосферы Земли и ее климата.

4. Землю и ее геосферы, т. е. ядро, мантию и кору, следует рассматривать как единую динамическую систему. Отсюда вытекает необходимость учитывать как латеральные, так и вертикальные связи между процессами и движениями без какого-либо ограничения по площади и глубине.

5. Механические перемещения нельзя отрывать от физико-химических процессов, приводящих к изменениям плотности и объема вещества; кроме того, механические деформации сами влекут за собой преобразование вещества.

6. Следует учитывать постоянно происходящую в коре и мантии трансформацию горизонтальных перемещений вещества в вертикальные и наоборот.

7. Тектоническая и вообще эндогенная активность Земли неравномерна не только в пространстве, но и во времени, что свидетельствует о вероятной периодичности основных процессов, определяющих геологическую эволюцию Земли.

8. При изучении палеодинамики Земли следует до конца использовать возможности актуалистического подхода, который, видимо, полностью оправдывает себя применительно к фанерозою и позднему докембрию. Лишь для самого раннего докембрия (раннего архея) можно допустить несколько иные условия протекания эндогенных процессов.

Глава II

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМЛИ

1. ОБЩИЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ

Форму и размеры Земли, ее массу и моменты инерции, гравитационное и магнитное поля, тепловой поток из ее недр, химический состав и физические свойства пород в самых верхних ее слоях удалось определить с помощью измерений соответствующих параметров на поверхности Земли или из космоса.

Чтобы определить форму и размеры Земли, представим себе условную поверхность постоянного потенциала силы тяжести, наиболее близкую к невозмущенной ветрами и течениями поверхности Мирового океана. Эта условная поверхность, называемая геоидом, очень близка к эллипсоиду вращения с экваториальным радиусом $r_э = 6378{,}16$ км, полярным радиусом $r_п = 6356{,}78$ км и средним радиусом $r \simeq 6371$ км (радиус равновеликой сферы) и со сжатием $e = (r_э - r_п)/r_э = 1/298{,}258$. Отклонения геоида от этого референц-эллипсоида как правило не превосходят 100 м. Карта этих отклонений, приведенная на рис. 1, показывает, что геоид выше референц-эллипсоида в западной части Тихого и северной части Атлантического океанов и ниже референц-эллипсоида к югу от Индии, в Азии, Северной Америке и тихоокеанском секторе Антарктики.

Масса Земли $M = 5{,}98 \cdot 10^{27}$ г, средняя плотность вещества Земли равна 5,52 г/см^3. Поскольку измеряемая прямыми методами плотность горных пород вдвое меньше (средняя плотность земной коры принимается равной 2,67 г/см^3), ясно, что вещество в глубоких недрах Земли должно иметь плотность заметно больше указанной средней цифры. Момент инерции Земли C составляет около трети произведения ее массы на квадрат среднего радиуса ($C = 0{,}3308\,Mr^2$). Момент инерции C относительно оси вращения вследствие сплюснутости Земли вдоль этой оси имеет немного большее значение, чем момент инерции A относительно какой-либо из экваториальных осей:

$$(C - A)/(Mr^2) \simeq 1{,}0826 \cdot 10^{-3}; \quad (C - A)/C \simeq 0{,}003273.$$

Ускорение силы тяжести на экваторе в среднем равно $g_э = 978{,}049$ Гал; это значение включает в себя (со знаком минус) центробежное ускорение, создаваемое вращением Земли, которое равно 3,392 Гал. На полюсах центробежное ускорение отсутствует и полное ускорение силы тяжести $g_п$ оказывается больше, чем на экваторе: $(g_п - g_э)/g_э \simeq 1/189$. Отклонения ускорения силы тяжести в различных точках поверхности Земли от их стандартных значений на поверхности референц-эллипсоида называются гравитационными аномалиями. Они нередко достигают десятков и даже сотен миллигалл.

Земля обладает собственным магнитным полем, главной компонентой которого является поле магнитного диполя или однородно намагниченного шара. Ось магнитного диполя наклонена к оси вращения Земли под углом 10,5°, магнитный момент диполя равен $8{,}3 \cdot 10^{25}$ СГСМ. Координаты геомагнитных полюсов определяются вычислением положения точки пересечения оси магнитного диполя с дневной поверхностью. Для эпохи 1960 г. коорди-

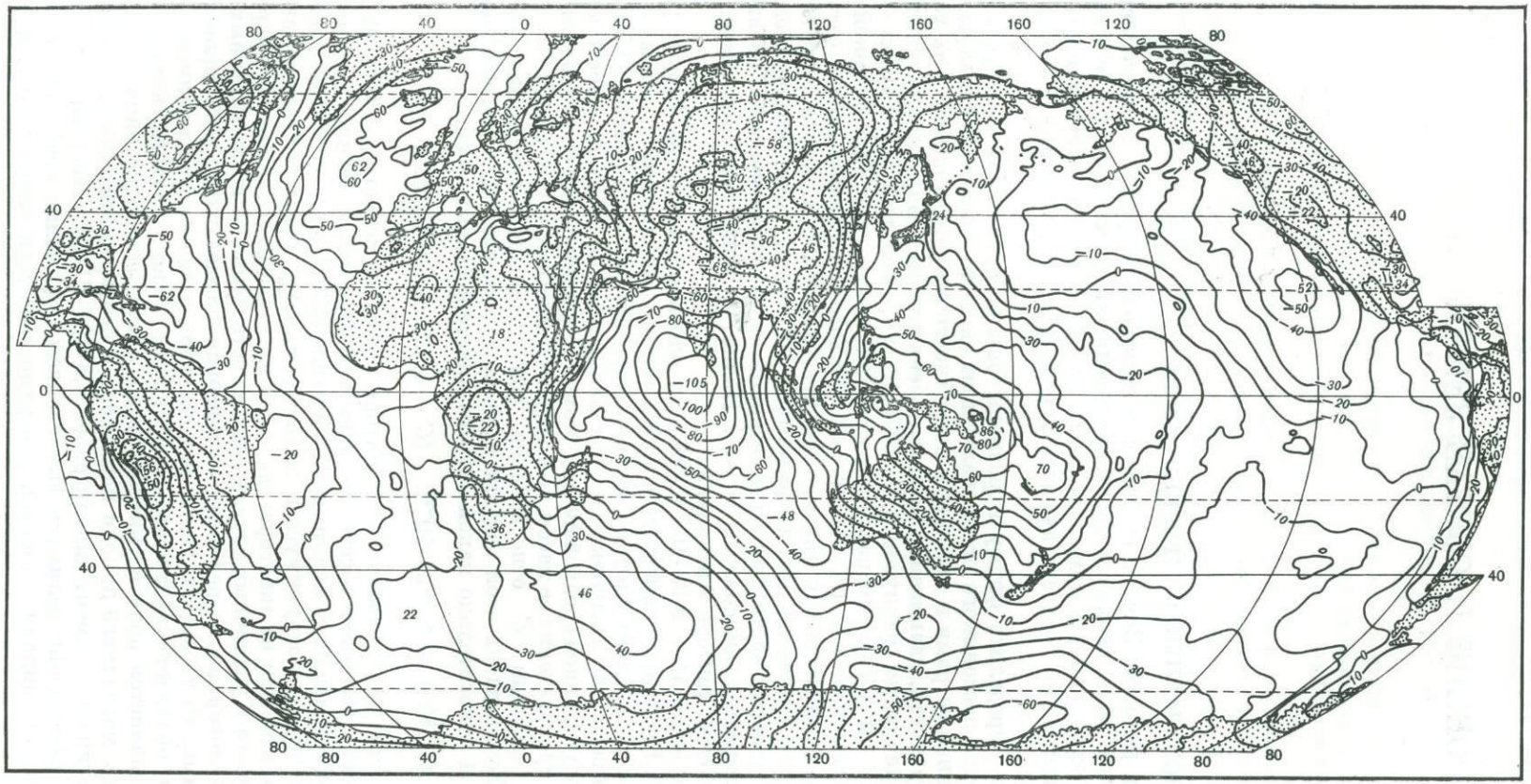


Рис. 1. Карта высот геоида (в метрах) (Vincent, Marsh, 1975)

наты Северного геомагнитного полюса были равны $\varphi = 78{,}3°$ с. ш., $\lambda = 68{,}3°$ з. д., а Южного геомагнитного полюса — $\varphi = 78{,}3°$ ю. ш. и $\lambda = 111{,}7°$ в. д. Точка земной поверхности, в которой вектор напряженности геомагнитного поля направлен вертикально вниз, называется Северным магнитным полюсом, а точка, в которой этот вектор направлен вертикально вверх,— Южным магнитным полюсом. Магнитные и геомагнитные полюса не совпадают между собой. Северный магнитный полюс ($\varphi = 73°$ с. ш., $\lambda = 100°$ з. д.) находится в районе острова Принца Уэльского в Канадском полярном архипелаге; Южный магнитный полюс ($\varphi = 68°$ ю. ш., $\lambda = 143°$ в. д.) — в австралийском секторе Антарктиды. Напряженность геомагнитного поля максимальна у магнитных полюсов, где она примерно равна 0,6—0,7 Э, и минимальна вдоль магнитного экватора, где она уменьшается до 0,25—0,42 Э.

Измерения температуры в скважинах и шахтах на континентах показывают, что в континентальной земной коре температура растет с глубиной со скоростью от 15 до 40 град/км. Значение теплового потока, идущего из земных глубин, определяется выражением

$$q = \lambda \frac{dT}{dz}, \tag{1.1}$$

где λ — коэффициент теплопроводности; dT/dz — геотермический градиент (T — температура, z — глубина). Коэффициент теплопроводности континентальных пород λ в среднем равен $(5—6)\cdot10^{-3}$ кал/см·с·град. Средний тепловой поток через континент q равен $1{,}43\cdot10^{-6}$ кал/см²·с. Наименьшие значения теплового потока ($0{,}9\cdot10^{-6}$) наблюдаются на докембрийских щитах; в областях современного вулканизма (исключая сами вулканические очаги) он возрастает до $2{,}2\cdot10^{-6}$ кал/см²·с.

В океанских областях разброс значений тепловых потоков значительно больший — от $0{,}9\cdot10^{-6}$ кал/см²·с в глубоководных желобах до $(5—8)\times10^{-6}$ кал/см²·с вблизи рифтовых зон срединно-океанских хребтов. Обычно принимается, что средний тепловой поток через дно океанов равен $1{,}6\times10^{-6}$ кал/см²·с. Однако эта величина явно занижена, так как она не учитывает выноса тепла из океанской коры термальными водами. Более вероятно, что среднее значение теплового потока через дно океанов $\bar{q}$ равно $2{,}4\times10^{-6}$ кал/см²·с.

Обычно средний тепловой поток через земную поверхность оценивают величиной $1{,}5\cdot10^{-6}$ кал/см²·с, что для Земли в целом дает теплопотерю порядка $7{,}65\cdot10^{12}$ кал/с, или $3{,}2\cdot10^{20}$ эрг/с. Учитывая заметно более высокие тепловые потоки через дно океанов, чем это предполагалось ранее, следует переоценить и возможные теплопотери Земли, которые, по-видимому, в действительности достигают 10^{13} кал/с, или $(4{,}2—4{,}5)\cdot10^{20}$ эрг/с.

О строении недр Земли, как правило, судят по данным сейсмических наблюдений. Для исследования земной коры используются методы сейсмического зондирования с искусственными источниками возбуждения упругих волн. Исследование глубинных частей Земли вплоть до земного ядра проводится по наблюдениям за распространением сейсмических волн от землетрясений или мощных ядерных взрывов. Помимо выделения границ раздела в среде, сейсмические исследования дают возможность определить зависимости между скоростными характеристиками и плотностью среды, это, в свою очередь, позволяет находить для Земли наиболее вероятные распределения плотности и давления с глубиной (подробнее об этом см. § 4).

К настоящему времени строение Земли и ее отдельных оболочек исследовано довольно подробно. К внешним оболочкам Земли относятся:

1) атмосфера — газовая оболочка, ограниченная снизу твердой или водной поверхностью и плавно переходящая вверху в космическое пространство;

2) гидросфера — водная оболочка, частично покрывающая твердую Землю; подавляющая часть массы гидросферы сосредоточена в Мировом океане.

В «твердой» Земле по сейсмическим данным выделяются:

1) земная кора (слой A) средней толщиной 33 км;

2) мантия с глубиной нижней границы 2900 км. Мантия делится на верхнюю (слой B с глубиной нижней границы 410 км), среднюю (слой C, залегающий на глубинах от 410 до 1000 км) и нижнюю (слой D с глубинами от 1000 до 2920 км). В верхней мантии на глубинах около 100—300 км имеется слой с пониженными скоростями сейсмических волн и вязкостью, называемый астеносферой; вышележащая часть слоя B вместе с земной корой называется литосферой;

3) ядро, состоящее из внешнего жидкого ядра (слой E на глубинах 2920—4980 км), переходного слоя F между внешним и внутренним ядром (4980—5120 км) и внутреннего твердого ядра (слой G на глубинах 5120—6371 км).

Охарактеризуем теперь кратко каждый из этих слоев.

Атмосфера. Главными характеристиками атмосферы планеты являются ее масса и химический состав. Земная атмосфера содержит $5{,}3 \cdot 10^{21}$ г воздуха, т. е. около миллионной доли массы всей Земли. Давление воздуха на уровне моря равно 1,013 кг/см^2, а плотность — $1{,}3 \cdot 10^{-3}$ г/см^3. С высотой плотность быстро убывает, так что три четверти массы атмосферы находятся ниже 10 км, 90% — ниже 15 км, 99% — ниже 30 км, 99,9% — ниже 50 км.

Сухой воздух состоит из 78,08% азота, 20,95% кислорода, 0,93% аргона, около 0,03% углекислого газа и малых количеств благородных газов и водорода. Важную роль в формировании погоды и климата играют так называемые термодинамически-активные примеси — переменные составные части атмосферы, способные влиять на термодинамическое состояние воздуха и на распределение по атмосфере тепла.

Важнейшей активной примесью в атмосфере Земли является вода, содержание которой, главным образом в виде водяного пара, в среднем равняется $12{,}4 \cdot 10^{18}$ г,что эквивалентно слою осажденной воды в 25 мм. Среднегодовое количество спарения и осадков на Земле измеряется 780 мм водяного столба, следовательно, водяной пар в атмосфере обновляется 32 раза в год или каждые 11 дней. Водяной пар способен конденсироваться, или сублимироваться, на имеющихся в атмосфере частицах, образуя облака и туманы. При этом выделяется большое количество скрытого тепла. Концентрация насыщения пара растет с температурой и уменьшается обратно пропорционально давлению; при нормальном давлении на уровне моря она меняется от 0,0236% при —30° С до 0,611% при 0° С и 4,24% при +30° С.

Водяной пар и особенно облачность резко влияют на прохождение через атмосферу коротковолнового и длинноволнового излучения, внося, в частности, большой вклад в возникновение парникового эффекта [1]. Благодаря этому эффекту температура в атмосфере падает с высотой и нижняя атмосфера оказывается более теплой, чем внешние ее слои. Температура воздуха у земной поверхности в среднем равняется 15° С. В нижних 10 км атмосферы она уменьшается с высотой примерно на 6,5 град/км, выше (в стратосфере) и температура остается приблизительно постоянной, около —50° С. Еще выше, где атмосфера становится чрезвычайно разреженной, температура вновь увеличивается.

Облака способны к неустойчивости со слипанием облачных микрокапель и выпадением осадков (эти процессы происходят быстрее, чем испарение влаги с подстилающей поверхности, вследствие чего атмосфера в целом далека

[1] Парниковый эффект возникает за счет того, что атмосфера пропускает к земной поверхности коротковолновую и видимую части солнечного излучения, но задерживает и поглощает отраженное инфракрасное (тепловое) излучение поверхности Земли.

от насыщения водяным паром, несмотря на то что две трети ее нижней границы образованы поверхностью воды). Водяные облака и осадки определяют специфику погоды на Земле.

Другими активными компонентами в атмосфере являются углекислый газ (также вносящий вклад в парниковый эффект), озон и взвешенные частицы (аэрозоль). Озон в атмосфере содержится в переменном количестве, порядка одной миллионной доли от ее массы, в основном на высотах 10—30 км, где он образуется из молекулярного кислорода в результате фотохимических процессов под действием ультрафиолетовой радиации Солнца. Почти вся ультрафиолетовая радиация, губительная для живых организмов, при этом поглощается, так что озон обеспечивает возможность существования жизни на суше. Аэрозоль рассеивает солнечную радиацию, уменьшая прямую экспозицию солнечных лучей на земную поверхность, и, по-видимому, мало меняет суммарное облучение. Аэрозоль может и поглощать солнечную радиацию, излучая затем инфракрасные лучи и увеличивая тем самым парниковый эффект. Однако эти процессы изучены еще недостаточно.

До высот 105—120 км атмосфера благодаря перемешиванию однородна по составу, а выше заметно разделение газов — тяжелые остаются внизу, а легкие поднимаются вверх. На высотах порядка 600 км уже становится возможной утечка газов в космическое пространство. Она увеличивается с возрастанием температуры и с уменьшением молекулярного веса газа. Согласно теоретическим оценкам при температуре 2000 К, характерной для этих высот, время утечки водорода составляет 1800 лет, гелия — 24 млн. лет. По-видимому, именно этим явлением и объясняется почти полное отсутствие водорода и гелия в атмосфере Земли.

Гидросфера. Масса ее в 275 раз больше массы атмосферы, но составляет лишь одну четырехтысячную долю массы всей Земли. Она содержит $1{,}46 \times 10^{24}$ г жидкой воды и льда. Около 94% массы гидросферы составляют соленые воды Мирового океана, а из оставшихся 6% три четверти приходится на подземные воды и четверть — на ледники Антарктиды и Гренландии (их таяние повысило бы уровень Мирового океана на 80 м). Остальные запасы воды в горных ледниках и озерах составляют очень малую долю массы гидросферы.

Мировой океан покрывает 70,8% поверхности земного шара и имеет среднюю глубину 3800 м. Окаймляющая континенты мелководная зона океанов с глубинами до 200 м (материковая отмель, или шельф), как правило, узка, она занимает только 7,6% площади Мирового океана. Далее идет довольно крутой материковый склон с глубинами от 200 до 3000 м — 15,2% площади океана. Ложе океана (абиссаль) с глубинами больше 3 км занимает 77,1% его площади, причем половина приходится на глубины 4—5 км. Глубины более 6 км (ультраабиссаль) и глубоководные желоба составляют менее 1% площади океана. Приведенное распределение глубин Мирового океана иллюстрируется гипсографической кривой поверхности твердой Земли, показанной на рис. 2. Наибольшая глубина океана находится в Марианском желобе и равняется 11 034 м.

Мировой океан вместе с краевыми морями несколько условно делят на четыре части: Тихий океан (52,8% массы воды и 49,8% площади Мирового океана, средняя глубина 4030 м), Атлантический океан (24,7% массы и 25,9% площади, средняя глубина 3630 м), Индийский океан (21,3% массы и 20,7% площади, средняя глубина 3900 м) и Северный Ледовитый океан (1,2% массы и 3,6% площади, средняя глубина 1300 м). Краевые и внутренние моря составляют в сумме 3% по массе и занимают 10% площади Мирового океана; Средиземное, Черное и Каспийское моря условно отнесены к Атлантическому океану.

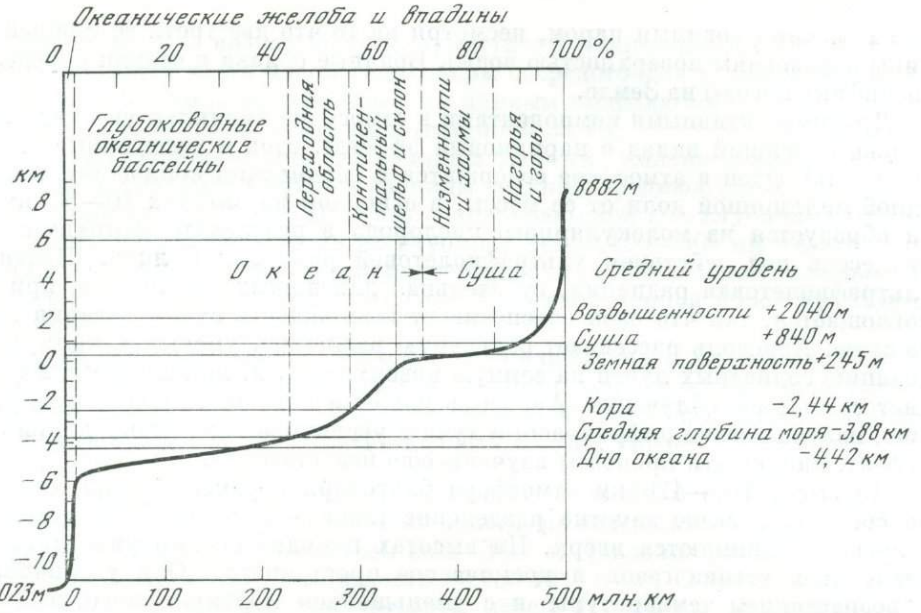


Рис. 2. Гипсографическая кривая поверхности земной коры по Дитриху (Монин, 1977)

С гидродинамической точки зрения целесообразно деление океанов на котловины, разделяемые срединно-океанскими и другими подводными хребтами, которые возвышаются над дном абиссальных котловин на 3—4 км и нарушают непрерывность глубинной циркуляции океанских вод.

В водах океана содержится в среднем 3,472 мас.% солей. Главными катионами являются Na^+ (1,076%), Mg^{++} (0,13%), Ca^{++} (0,041%), K^+ (0,039%) и Sr^{++} (0,001%), главными анионами — Cl^- (1,935%), SO_4^{--} (0,27%), HCO_3^- (0,014%), Br^- (0,007%) и CO_3^{--} (в среднем 0,007%). Катионов оказывается немного больше, поэтому океанская вода имеет слабощелочную реакцию; ее принято характеризовать водородным показателем pH[1], который обычно меняется в пределах 7,5—8,5.

В воде растворены также некоторые газы, причем их больше в более пресных и холодных водах. В верхнем слое океана при равновесии с атмосферой содержится в среднем на 1 л воды 50 мл углекислого газа, 13 мл азота, 2—8 мл кислорода, 0,32 мл аргона и малые количества других благородных газов. Всего в океане при равновесии с атмосферой содержится $1{,}4 \cdot 10^{20}$ г CO_2, т. е. почти в 60 раз больше, чем в атмосфере ($2{,}6 \cdot 10^{18}$ г). Растворенного в океанской воде кислорода ($8 \cdot 10^{18}$ г) в 130 раз меньше, чем в атмосфере.

Концентрация растворенной углекислоты — главный фактор, определяющий pH воды. В океане она поддерживается около одного и того же уровня благодаря равновесию между нерастворимым карбонатом кальция $CaCO_3$ и растворимым бикарбонатом $Ca(HCO_3)_2$: при недостатке CO_2 «лишний» бикарбонат превращается в карбонат и выпадает в осадок, а при избытке CO_2 карбонат превращается в бикарбонат и растворяется. Второй из этих процессов всегда происходит в холодных водах океана на глубинах, превышающих 4 км, поэтому в глубоких частях абиссали карбонатные осадки не образуются. Первый же процесс, происходящий в самых верхних слоях океана при поглощении CO_2 фотосинтезирующими зелеными водорослями, на глу-

[1] Показатель pH равен десятичному логарифму от обратной величины концентрации ионов водорода H^+ в грамм-ионах на литр.

бинах, меньших 4 км, приводит к образованию карбонатных осадков и «захоронению» углерода со скоростью порядка $2{,}5 \cdot 10^{15}$ г/год; полное количество «захороненного» таким путем углерода на дне океана превышает $5 \cdot 10^{22}$ г.

Земная кора. Это верхний слой твердой Земли, отделенный от нижележащих слоев поверхностью Мохоровичича, при переходе которой сверху вниз меняется химический состав вещества и происходит скачкообразное увеличение скорости распространения упругих волн (v_p от 6,8—7,3, в некоторых регионах от 7,4—7,7, до 8,1—8,4 км/с, а v_s = от 3,7—4,1 до 4,4—4,7 км/с). Масса континентальной коры примерно равна $2{,}25 \cdot 10^{25}$ г, а океанской — около $6 \cdot 10^{24}$ г, что в сумме составляет только 0,48% от всей массы Земли.

Кора состоит из легкоплавких силикатов с преобладанием алюмосиликатов. Концентрации основных химических элементов в земной коре, по Виноградову, показаны на рис. 3. Больше всего в коре кислорода (43, 13%), кремния (26%) и алюминия (7,45%). Наиболее распространенный элемент — кислород — содержится в коре в форме окислов. В среднем в коре 58% SiO_2, 15% Al_2O_3, 8% FeO и Fe_2O_3, 6% CaO, 4% MgO, 4% Na_2O, от 2% до 2,5% K_2O и т. д. Специально следует отметить повышенное содержание главных долгоживущих радиоактивных изотопов — урана (^{238}U и ^{235}U), тория (^{232}Th) и калия (^{40}K). Их концентрация в разных породах коры различна, но отношения $Th/U \sim 5$ и $K/U \sim 10^4$ сохраняются приблизительно одинаковыми. Больше всего радиоактивных элементов в кислых породах, а меньше всего в ультраосновных. Так, по Виноградову, концентрация урана в гранитах достигает $3{,}5 \cdot 10^{-4}$%, в осадочных породах $3{,}2 \cdot 10^{-4}$%, в базальтах $5 \cdot 10^{-5}$%, в дунитах $3 \cdot 10^{-7}$%.

Континентальная кора резко отличается от океанской: она значительно толще (25—75 км против 6—10 км), содержит гранитометаморфический слой, отсутствующий в океанской коре, отличается и по некоторым формам рельефа. Типичный разрез континентальной коры можно представить в следующем виде. Верхний ее слой средней мощностью около 3 км образуют осадочные породы с плотностью 2,5 г/см^3, в которых скорость продольных сейсмических волн v_p растет с глубиной от 2 до 5 км/с. Далее идет гранитометаморфический слой средней мощностью около 20 км с плотностями 2,6—2,8 г/см^3 и скоростями v_p = 5,5—6,5 км/с (в некоторых районах он отделяется от нижележащего слоя заметной границей, которую называют поверхностью Конрада). В этом слое сосредоточены основные радиоактивные элементы земной коры. Еще ниже находится так называемый базальтовый слой средней мощностью 15 км с плотностями 2,9—3,3 г/см^3 и скоростями v_p = 6,4—7,3 км/с. В некоторых районах выделяется гранулитовый слой со скоростями v_p = 7,4—7,7 км/с.

Совсем иначе выглядит типичный разрез океанской коры. На ложе океана под слоем рыхлых осадков средней мощностью 0,5 км с относительно низкими плотностью (около 2 г/см^3) и скоростями v_p = 1,5—1,8 км/с залегают коренные породы, слагающие ее второй слой средней мощностью 1,7 км со скоростями v_p = 2,1—5,5 км/с. Бурением установлено, что он состоит преимущественно из толеитовых базальтов, переслаивающихся в верхней части с осадочными породами, а в нижней — инъецированных ультраосновными телами. Толеитовые базальты имеют следующий средний состав: 50,1% SiO_2, 16,7% Al_2O_3, 11,6% CaO, 8,8% FeO и Fe_2O_3, 7,8% MgO, 2,8% Na_2O, 0,19% K_2O, $1{,}7 \cdot 10^{-7}$ Th, $9 \cdot 10^{-8}$ TR. На вулканических островах распространены щелочные базальтоиды, характеризующиеся несколько меньшей насыщенностью SiO_2, меньшим содержанием CaO и MgO, но большим количеством Fe и щелочей, а также легких литофильных элементов. Третий слой океанской коры средней мощностью около 5 км со скоростями $v_p \simeq$ $\simeq$ 6,7 км/с состоит, по-видимому, из серпентинитов, габброидов и глубокометаморфизованных основных пород.

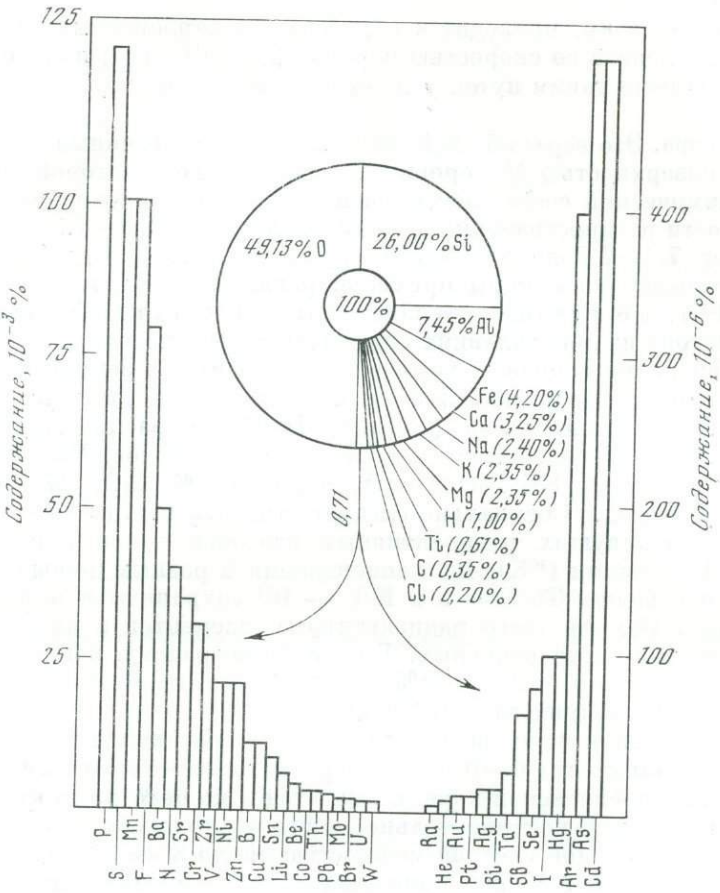


Рис. 3. Химический состав земной коры (Виноградов, 1962)

На океанском дне особенно ярко выделяются срединно-океанские хребты и глубоководные желоба. Срединно-океанские хребты образуют единую планетарную цепь длиной около 60 тыс. км. Они занимают медианное положение в молодых океанах (в Атлантическом, Северном Ледовитом и Индийском) и несимметричное положение — в более древнем Тихом океане. Хребты, как и все коренное ложе океанского дна, сложены преимущественно толеитовыми базальтами. Склоны хребтов изборождены продольными грядами и пересечены трансформными разломами. Вдоль гребней хребтов, как правило, протягиваются рифтовые долины — грабены с крутыми стенками и свежими, часто зияющими трещинами разрыва. На дне рифтовых долин встречаются только молодые базальты, а осадки практически отсутствуют. Рифтовые зоны пересекаются трансформными разломами, в которых ультраосновные породы третьего океанского слоя выходят на поверхность. Очень характерны для срединно-океанских хребтов полосчатые аномалии магнитного поля, симметрично протягивающиеся вдоль хребтов по обе стороны от центральной рафтовой долины.

В отличие от горных хребтов подвижных поясов суши, являющихся зонами бокового сжатия земной коры, для срединно-океанских хребтов характерны условия растяжения.

Глубоководные желоба это узкие депрессии дна шириной всего в несколько десятков километров, длиной в сотни и даже тысячи километров, с наи-

большими в Мировом океане глубинами — до 9—11 км. Они расположены на периферии океанов и окаймляют с океанской стороны островные дуги (например, Курило-Камчатский и Алеутский желоба) или активные континентальные окраины (Перуанско-Чилийский желоб). Над континентальными склонами желобов наблюдаются отрицательные гравитационные аномалии порядка 100—200 мГал, а над островными дугами — положительные аномалии примерно той же амплитуды.

Мантия. Верхняя мантия (слой B), залегающая непосредственно под земной корой, отделена от средней мантии (слой C, называемый также слоем Голицына) границей на глубине около 400 км. При переходе этой границы сверху вниз сейсмические скорости резко возрастают. Предполагается, что на этой глубине кристаллическая решетка некоторых мантийных минералов перестраивается с образованием структур более плотной упаковки атомов. Так, например, оливины при давлениях более 100 кбар переходят в структуру шпинели с возрастанием плотности на 7—10%, а пироксены при давлениях выше 240 кбар приобретают структуру ильменита с увеличением плотности на 15%. На глубине около 650—700 км в слое Голицына наблюдается возрастание скорости сейсмических волн, которое связывают с переходом кварца SiO_2 в более плотно упакованную кристаллическую форму стишовита.

Слой Голицына отделен от нижней мантии (слой D') границей на глубине около 1000 км. На этой границе возрастание скоростей сейсмических волн с глубиной резко замедляется. Считают, что в слое D' более медленное возрастание скоростей происходит уже не благодаря перестройкам кристаллических решеток основных породообразующих минералов, а только за счет простого сжатия вещества под действием растущего давления. Между нижней мантией и ядром, по-видимому, имеется переходный слой D'' толщиной около 200 км, в котором возможно некоторое убывание с глубиной скоростей сейсмических волн: не исключено, что на границе между мантией и ядром имеются неровности и неоднородности.

Ядро. Внешнее ядро (слой E) залегает на глубинах 2900—4980 км, его объем составляет 15,16%, а масса — 29,8% соответственно от объема и массы всей Земли. Через внешнее ядро проходят продольные сейсмические волны, а поперечные полностью поглощаются. Это позволяет считать, что вещество в слое E находится в расплавленно-жидком состоянии. Об этом же свидетельствуют данные о приливных колебаниях внутри Земли: если бы вся Земля была твердой, то приливные колебания на ее поверхности были бы слабее фактически наблюдаемых. Жидкое состояние вещества во внешнем ядре подтверждается также наличием нутационных колебаний оси вращения Земли с периодом около суток, которые без жидкого ядра были бы невозможными, а также данными о существовании чандлеровских колебаний полюсов, т. е. колебаний Земли в целом относительно оси ее вращения с периодом около 1,2 года.

Толщина переходного слоя F между внешним и внутренним ядром около 140 км. Внутреннее ядро (G) имеет радиус 1250 км, его объем составляет 0,7%, а масса около 1,2% всей Земли. Продольные сейсмические волны проходят через него с бóльшими скоростями, чем через внешнее ядро (по последним данным v_p = 11,1—11,4 км/с). В то же время специфика отраженных и проходящих через внутреннее ядро сейсмических волн показывает, что во внутреннем ядре могут распространяться и поперечные волны, хотя их скорость, по-видимому, сравнительно невысокая — около 3,6 км/с. По этим данным можно заключить, что внутреннее ядро является твердым телом, вещество которого находится в состоянии, близком к плавлению. Распределение скоростей сейсмических волн по глубинам в Земле показано на рис. 4.

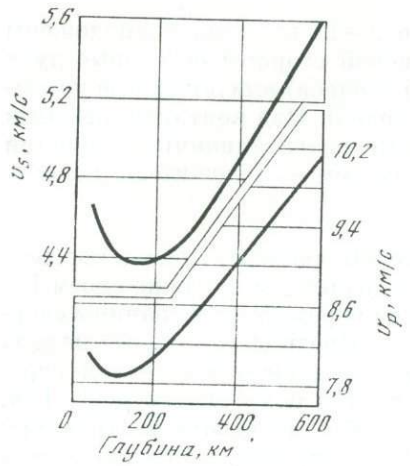


Рис. 4. Скорости распространения продольных v_p и поперечных v_s сейсмических волн в верхней мантии Земли (Гутенберг, 1957)

Таким образом, Земля представляет собою довольно сложную механическую систему: вращающийся толстостенный шар (кора и мантия) с внутренней полостью, заполненной тяжелой жидкостью (слой E), в которой плавает небольшое шарообразное твердое ядро G, удерживаемое в центре системы силами ньютоновского тяготения, но могущее вращаться иначе, чем мантия.

И внешнее и внутреннее ядро обладают большой электропроводностью (их удельное электрическое сопротивление обычно принимают равным 0,0003 Ом·м). Поэтому движения жидкости во внешнем ядре и вращение внутреннего ядра суть движения проводников в геомагнитном поле, что должно порождать электрические токи. Магнитное поле этих токов может прибавляться к начальному полю и усиливать его. По современным воззрениям, именно на этом принципе и должен работать динамо-механизм, приводящий к возникновению главного магнитного поля Земли.

2. СОСТАВ МАНТИИ ЗЕМЛИ

В настоящее время для непосредственных исследований доступны лишь самые верхние участки земной коры, залегающие не глубже нескольких километров под дневной поверхностью. Представления о составе земных недр основаны на изучении ультраосновных и основных изверженных горных пород, специфика состава, структура и особенности залегания которых в земной коре позволяют предполагать, что они попали на поверхность Земли с больших глубин. Для выяснения состава Земли привлекаются также данные по составу метеоритов и экспериментальные материалы по сжимаемости силикатов, металлов и их окислов при высоких давлениях.

Накопленный к настоящему времени колоссальный объем полевых наблюдений, экспериментальные исследования состояния горных пород при высоких давлениях и температурах и особенно анализ образцов пород, найденных в кимберлитовых трубках континентов и поднятых со срединно-океанских хребтов, т. е. там, где мантийное вещество поднимается на поверхность, не оставляют сомнений в том, что верхняя мантия Земли характеризуется ультраосновным составом. Под материками породы верхней мантии залегают на глубинах порядка 35—40 км. Под океанами они подходят ближе к земной поверхности, залегая на глубинах около 6—7 км от дна океанов, а на срединных хребтах они местами обнажаются. Поскольку строение и свойства оболочек Земли, а также развивающиеся в них процессы зависят не только от термодинамических условий, господствующих в недрах Земли, но и от вещественного состава этих оболочек, остановимся несколько подробнее на современных представлениях о химическом составе мантийного вещества.

В настоящее время наиболее популярными и широко используемыми при теоретических построениях моделями состава верхней мантии являются пиролитовые модели Рингвуда (Рингвуд, 1972; Ringwood, 1962, 1966b) (табл. 1). Все они, по существу, являются теоретическими и были построены путем смешения примерно трех частей альпинотипных перидотитов (несколько варьирующихся составов) с одной частью гавайских базальтов. Основным и

Таблица 1. Модели верхней мантии Земли (%)

Окислы	Пиролитовая		Лерцолитовая	Окислы	Пиролитовая		Лерцолитовая
	Green, Ringwood, 1963	Ringwood, 1966b	Дмитриев, 1973		Green, Ringwood, 1963	Ringwood, 1966b	Дмитриев, 1973
SiO_2	43,06	45,16	45,7	MgO	39,32	37,49	38,4
TiO_2	0,58	0,71	0,2	CaO	2,65	3,08	2,3
Al_2O_3	3,99	3,54	3,7	Na_2O	0,61	0,57	0,3
Fe_2O_3	1,66	0,46	5,1	K_2O	0,22	0,13	0,1
Feo	6,66	8,04	3,6	Cr_2O_3	0,42	0,43	0,4
MnO	0,13	0,14	0,1	NiO	0,39	0,20	0,1
				Сумма	99,69	99,95	100,0

существенным недостатком пиролитовых моделей является использование в них альпинотипных перидотитов из офиолитовых формаций складчатых зон. Как правило, в процессе геосинклинального развития и орогенеза подвижных областей все эти покровные комплексы оказываются метаморфизованными и существенно переработанными гидротермальными процессами. Следует признать также неудачным и выбор гавайских базальтов как другой составной части пиролита, поскольку они выплавлялись из мантии в совершенно иных условиях, чем альпинотипные перидотиты.

Из всех современных моделей состава вещества верхней мантии наиболее обоснованной представляется лерцолитовая модель Дмитриева (1969, 1973). В отличие от пиролитовой она является эмпирической, так как основана на анализе большого объема каменного материала, собранного в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, т. е. как раз в тех местах, где породы верхней мантии выходят на поверхность Земли. Важным является и то обстоятельство, что лерцолитовая модель хорошо подтверждена комплементарностью составов океанских базальтов и остаточных перидотитов, сформировавшихся в заведомо единых термодинамических условиях. Лерцолит верхней мантии состоит из смеси пяти частей перидотита-габсбургита и одной части толеитового базальта океанских рифтовых зон.

Расслоение первоначально однородной Земли на окисножелезное ядро и силикатную оболочку показывает, что на планетной стадии развития Земли должен существовать и действовать эффективный механизм химико-плотностной дифференциации вещества мантии, приводящий к выделению плотного земного ядра. Благодаря действию этого механизма в оболочке Земли развивается интенсивная конвекция, приводящая к перемешиванию вещества. Отсюда следует, что химический состав как верхней, так и нижней мантии в среднем должен быть одинаковым, а все границы, выделяемые в оболочке Земли по сейсмическим данным (кроме границы земной коры), связаны не с химическим расслоением мантии, а только с фазовыми переходами в ее веществе. Этим, в частности, и объясняется возможность конвективных движений в расслоенной мантии: как показал Ферхуген (Verhoogen, 1965), преобладающая часть полиморфных фазовых переходов в силикатах не создает непроницаемых преград для вертикальной конвекции.

Приведенные соображения позволяют распространить состав верхней мантии на всю мантию Земли. Таким образом, с очень большой долей вероятности можно считать, что мантия Земли имеет состав лерцолитов, характеризующихся средним атомным весом 21,5. Этот вывод убедительно подтверждается также сравнением плотности вещества мантии, рассчитанной по лерцолитовой модели и определенной по сейсмическим данным, о чем подробнее будет сказано в § 4 этой главы.

3. СОСТАВ ЯДРА ЗЕМЛИ

В отношении состава ядра Земли ясности значительно меньше. В настоящее время сосуществуют две альтернативные гипотезы. По первой из них, развитой на основе идей Вихерта (1897 г.), ядро состоит из железоникелевого сплава с небольшими добавками легких элементов (MacDoland, Knopoff, 1958; Ringwood, 1959; Кормер, Фунтиков, 1965; Balchan, Cowan, 1966; Альтшулер и др., 1968; Громов, 1971) или из соединений железа с кислородом (Сорохтин, 1971; Дубровский, Паньков, 1972). По другой гипотезе, предложенной Лодочниковым (1939) и Рамзеем (Rumsay, 1949), состав ядра тождествен составу мантии (т. е. силикатный), но вещество в нем находится в особом металлизированном состоянии, характеризующимся повышенной плотностью и электропроводностью.

Современные экспериментальные данные, полученные в опытах с ударным сжатием силикатов, металлов и их окислов (Альтшулер, Кормер, 1961; Альтшулер и др., 1968; Альтшулер, Шарипджанов, 1971б), а также квантово-механические расчеты и теоретические построения (Salpeter, 1967; Birch, 1968) не подтверждают возможности скачкообразного увеличения плотности силикатов при давлениях и температурах, господствующих в ядре Земли. Опыты со статическим сжатием тонких пленок некоторых породообразующих окислов, правда, показывают резкое увеличение электропроводимости при давлениях порядка одного мегабара (Верещагин и др., 1974а, б), но при этом нет никаких данных о возможности скачкообразного значительного изменения плотности вещества при тех же давлениях. Следует отметить, что давления перехода в проводящее состояние для разных окислов должны быть различными, и если бы такие переходы сопровождались скачкообразными увеличениями плотности окислов, а ядро действительно состояло бы из металлизированных силикатов, то оно отделялось бы от мантии не одной резкой границей, как это наблюдается в действительности, а широкой зоной плавных и ступенчатых переходов. Учитывая эти и некоторые другие соображения, можно считать, что на сегодня гипотеза силикатного ядра имеет лишь исторический интерес, данные же ударного сжатия убедительно показывают, что в ядре Земли должно содержаться не менее 80—90% железа.

По данным опытов с ударным сжатием металлов плотность железа и тем более железоникелевого сплава при давлениях, господствующих в ядре Земли, на 8—15% превышает плотность внешнего ядра в моделях Буллена (Birch, 1963; Альтшулер, 1965; McQueen, Marsh, 1966). Поэтому чисто железный состав вещества внешнего ядра маловероятен. Кроме того, факт жидкого состояния вещества во внешнем ядре Земли и предположение о его чисто железном составе несовместимы с существованием конвекции в мантии, поскольку при этом в ядре быстро установилась бы адиабатическая температура (~2500° С на поверхности ядра) и все железо перешло бы в твердое состояние (так как температура плавления железа на этих глубинах ~4000° С).

Эти и некоторые другие соображения заставляют предположить, что вещество внешнего ядра состоит не из чистого железа или железоникелевого сплава, а из сплава или соединений железа с легкими элементами (O, Al, Si, S), в которых железоникелевой составляющей не более 84—92% (Альтшулер, Шарипджанов, 1971б).

Наиболее вероятная добавка к железу в веществе внешнего ядра может быть определена из следующих соображений. Из условий однородности первичной Земли следует, что все вещество, ныне находящееся в ядре, в начале геологической истории Земли было более или менее равномерно рассеяно по первичной мантии. Поскольку самые древние породы коры так или иначе произошли в результате их выделения из мантии, можно ожидать, что в их

составе в изобилии должны находиться компоненты, ныне опустившиеся в ядро. Действительно, наблюдается резкое увеличение концентрации железа в древних породах ультраосновного и основного состава, в древних гнейсах, распространенных, например, на Кольском полуострове (Тугаринов, Войткевич, 1970) [1], а в древнейших базальтах Гренландии даже содержится самородное железо. Заметных аномалий в концентрациях наиболее распространенных (O, Si, Mg, Al) и других легких элементов (S, C) в архейских породах не наблюдается, если не считать, что в породах, богатых железом, их относительное содержание оказывается пониженным.

Судя по составу каменных метеоритов (Кринов, 1948) и архейских пород, большая часть железа в первичной мантии Земли находилась в форме окиси двухвалентного железа FeO. Поэтому необходимо сразу же отбросить возможность образования в ядре сплавов и соединений железа с теми легкими элементами, энергия окисления которых по абсолютному значению превосходит теплоту образования окиси железа ΔH_f° (FeO) $\simeq$ 64 ккал/моль. Теплота образования окислов наиболее распространенных элементов, по сводке Роби (1969), приведена в порядке убывания их энергии связи в табл. 2.

Таблица 2. Теплота образования окислов наиболее распространенных элементов

Окисел	Теплота образования, ккал/моль	Окисел	Теплота образования, ккал/моль
Al_2O_3	400	CO_2	94
SiO_2	217	SO_2	71
MgO	144	FeO	64
CaO	152	H_2O	58

Из этой таблицы видно, что сплавы и соединения железа с такими распространенными легкими элементами, как Al, Si, Mg, Ca, C и S, в присутствии FeO не должны образовываться в заметных количествах. Поэтому присутствие кремния в ядре несовместимо с наличием окиси железа в мантии (Ringwood, 1966a).

Трудно предположить также, что легкими присадками в веществе ядра являются окислы типа Al_2O_3, SiO_2, MgO или CaO, так как их растворимость в железе крайне мала и с возрастанием давления должна уменьшаться (поскольку растворение таких примесей происходит только по дислокациям, а количество последних резко падает с увеличением давления). Маловероятно и предположение, что вещество внешнего ядра состоит из гидрида железа. Действительно, водород хотя и растворяется в этом металле, но его ионизированные атомы — протоны (H^+) — вследствие своего малого эффективного радиуса размещаются в октаэдрических пустотах кристаллической решетки железа (Григорович, 1970). Поэтому растворение водорода в железе почти не влияет на его плотность (теоретически даже увеличивает ее), а плотность вещества ядра, как уже отмечалось, на 8—15% ниже плотности железа при тех же давлениях.

Приведенные соображения показывают, что легкой добавкой к железу в веществе внешнего ядра Земли, всего вероятнее, является самый распространенный на Земле элемент — кислород.

[1] При этом, правда, максимальная концентрация железа в осадочных породах возникает лишь в среднем докембрии, но это уже связано с влиянием окислительного воздействия кислорода атмосферы Земли (Тугаринов, Войткевич, 1970). Этот вопрос рассмотрен подробнее в гл. VI, § 4.

Современные экспериментальные данные о сжимаемости железа (Альтшулер, Баканова, 1968) и его окислов (Альтшулер, Шарипджанов, 1971а) позволяют оценить возможную стехиометрию соединений железа с кислородом в веществе внешнего ядра. Для этого по кривым сжимаемости железа и окиси FeO необходимо рассчитать плотность соединения $Fe_x(FeO)_{1-x}$ при давлении и температуре, отвечающих условиям во внешнем ядре Земли, и приравнять результат расчета к ожидаемой плотности вещества ядра. Расчеты, выполненные по такой методике и приведенные в следующем разделе, показывают, что стехиометрия окислов железа во внешнем ядре хорошо описывается формулой Fe_2O.

В обычных условиях при низких давлениях такого рода соединения железа неизвестны. Однако при высоких давлениях химические свойства железа могут меняться. Это связано с тем, что железо относится к переходной группе элементов с незаполненными промежуточными электронными уровнями $3d$ и полностью заполненными электронами внешними уровнями $4s$. Поэтому под влиянием давления в железе могут происходить электронно-фазовые переходы, меняющие конфигурацию внешних электронных оболочек этого элемента.

Железо в нормальном состоянии характеризуется электронной конфигурацией $3d^64s^2$, поэтому теоретически под влиянием давления могут произойти две электронные перестройки $3d^64s^2 \rightarrow 3d^74\,s^1 \rightarrow 3d^84s^0$. Каждая из них неизбежно должна сопровождаться изменением химических свойств элемента. В частности, после первой электронной перестройки у железа могут появиться свойства одновалентного металла, связанные с возможностью образования в этом состоянии сильных $s\sigma$-валентных связей. Высшие валентности железа при этом определяются тремя дополнительными σ- и π-связями, проявление которых, однако, существенно зависит от конкретного кристаллического поля и свойств связей химического соединения.

У элементов ряда Sc—Ni кристаллические структуры определяются числом неспаренных электронов на уровне $3d$ (Сорохтин, 1971). Судя по электронным конфигурациям и кристаллическому строению этих элементов (табл. 3), кубической объемно-центрированной кристаллической решеткой (КОЦ) характеризуются только те элементы, у которых в кристаллическом поле число неспаренных электронов равно 4 или 5 ($d^{(4)}$ или $d^{(5)}$). Элементы с тремя или двумя неспаренными d-электронами ($d^{(3)}$ и $d^{(2)}$) кристаллизуются в гексагональной сингонии с плотнейшей упаковкой атомов (ГПУ) и в кубической сингонии с гранецентрированной решеткой (КГЦ).

Таблица 3. Кристаллические структуры элементов ряда Sc—Ni

Элемент	Электронная конфигурация свободного атома	Конфигурация неспаренных электронов в кристаллическом поле	Тип кристаллической решетки (устойчивые фазы при обычной температуре и нормальном давлении)
Sc	$3d^14s^2$	$3d^{(2)}4s^{(1)}$	КГЦ
Ti	$3d^24s^2$	$3d^{(3)}4s^{(1)}$	ГПУ
V	$3d^34s^2$	$3d^{(4)}4s^{(1)}$	КОЦ
Cr	$3d^54s^1$	$3d^{(5)}4s^{(1)}$	То же
Mn	$3d^54s^2$	$3d^{(5)}4s^{(0)}$	»
Fe	$3d^64s^2$	$3d^{(4)}4s^{(0)}$	»
Co	$3d^74s^2$	$3d^{(3)}4s^{(0)}$	ГПУ
Ni	$3d^84s^2$	$3d^{(2)}4s^{(0)}$	КГЦ

После ($s \rightarrow d$)-перехода конфигурация неспаренных d-электронов железа становится такой же, как у Ru и Co, следовательно, в этом состоянии железо должно кристаллизоваться также по типу гексагональной плотнейшей упаковки. Как раз такой переход в железе и наблюдается экспериментально при давлениях порядка 130 кбар (Альтшулер, Баканова, 1968). Поэтому можно считать, что это давление соответствует первому электронно-фазовому переходу в железе.

Согласно современной квантовомеханической теории образования химических связей практически все химические соединения в кристаллических веществах характеризуются не ионными, а ковалентными связями, а ионные связи могут наблюдаться лишь в растворах (Щукарев, 1970). В связи с этим

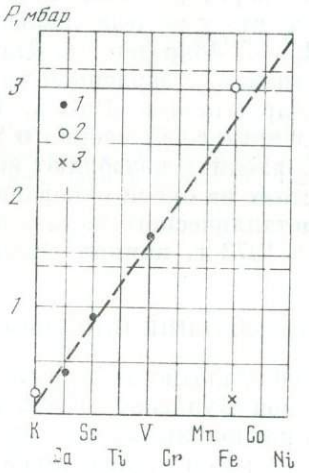


Рис. 5. Экстраполяция давлений второго электронно-фазового перехода элементов группы K — V на элементы группы железа

1 — экспериментальные данные (Альтшулер, Баканова, 1968); *2* — для K — теоретическое значение (Гандельман, 1966), для Fe — ожидаемое давление второго перехода; *3* — давление первого электронно-фазового перехода у железа (совпадает с давлением перехода α-Fe в ε-Fe); штриховые линии — давление на поверхности внутреннего и внешнего ядра

можно считать, что связь атомов железа с соседними атомами кислорода в основных породообразующих силикатах мантии также определяется не ионными взаимодействиями, а ковалентными химическими связями (Коттон, Уилкинсон, 1969). В частности, в этих соединениях ковалентность железа, равная двум, определяется двумя ортогональными $d\sigma$-связями с двумя атомами кислорода ($3d_{x^2-y^2} \rightarrow 2p_{x_1}$ и $3d_{z^2} \rightarrow 2p_{z_a}$). После ($s \rightarrow d$)-перехода химические свойства железа по отношению к кислороду меняются, так как на s-орбите теперь появляется один неспаренный электрон, определяющий появление сильной $s\sigma$-ковалентной связи, приводящей к возможности образования окисла Fe_2O (Сорохтин, 1971).

При высоких давлениях кристаллизация окиси Fe_2O по типу куприта невозможна, так как кристаллическая решетка куприта не является плотной. Однако для Fe_2O возможно существование молекулярной структуры, при которой соединение Fe_2O уже оказывается устойчивым и при очень высоких давлениях. В этой структуре валентные ($s \rightarrow p$)σ-связи между атомами железа и кислорода действуют только в пределах самих молекул, а молекулярное взаимодействие осуществляется посредством сравнительно слабых дипольных и $d\pi$-связей, которые в молекуле Fe_2O образуются только между атомами железа.

Поскольку стереохимия окислов железа после ($s \rightarrow d$)-перехода существенно отличается от стереохимии обычной окиси FeO, то, следовательно, при высоких давлениях должен происходить распад железистых силикатов с образованием окиси одновалентной фазы железа и выделением свободного кислорода:

$$Fe_2SiO_4 \rightarrow Fe_2O + SiO_2 + O.$$

После второго электронно-фазового перехода конфигурация валентных $3d$-орбиталей у железа становится такой же, как и у никеля при обычном давлении. Поэтому можно ожидать, что при достаточно больших давлениях химия железа меняется еще раз, и оно по своим свойствам приближается к свойствам никеля — металла с малой химической активностью и резко пониженным сродством к кислороду. Если это так, то окислы железа при этих давлениях окажутся неустойчивыми и произойдет их распад с выделением чистого железа:

$$Fe_2O \rightarrow 2Fe + O.$$

Экстраполяция экспериментальных значений давлений вторых электронно-фазовых переходов элементов ряда Ca — V на элементы группы железа показывает, что у железа такой переход может происходить при давлениях порядка 2,5—3 Мбар (рис. 5). Эта оценка давления второго перехода в железе близко совпадает с давлением на поверхности внутреннего ядра Земли $P =$ $= 3{,}28$ Мбар (Haddon, Bullen, 1969).

Приведенные соображения о химии железа и свойствах его окислов при высоких давлениях позволяют высказать предположение, что внешнее ядро Земли состоит из окиси одновалентной фазы железа Fe_2O, а внутреннее ядро — из металлического железа или сплава железа с никелем. Аналогичную гипотезу в 1973 г. принял Буллен (Bullen, 1973).

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ В ЗЕМЛЕ

Распределение плотности вещества в недрах Земли определяется по методике, разработанной Булленом (1966), на основании данных о скоростях распространения продольных v_p и поперечных v_s сейсмических волн в тех геосферах, для которых можно предположить постоянство состава и фазового состояния вещества. При этом пользуются известными уравнениями гидростатики и термодинамическими соотношениями, связывающими радиальные градиенты плотности в среде с сейсмическим параметром $\varphi\,(r)$ среды:

$$\begin{aligned} dP/dr &= -\gamma m\,(r)\,\rho\,(r)/r^2\varphi\,(r), \\ dm/dr &= 4\pi r^2\rho\,(r), \\ \varphi\,(r) &= dP\,(r)/d\rho\,(r) = v_p^2 - 4/3v_s^2, \end{aligned} \tag{4.1}$$

где r — текущий радиус с началом в центре Земли; $\rho\,(r)$ — плотность вещества на уровне r; γ — гравитационная постоянная; $m\,(r)$ — масса, заключенная в сфере радиуса r; v_p и v_s — скорости соответственно продольных и поперечных волн.

Сейсмические годографы Земли обладают рядом специфических черт (зонами тени, петлями и «каустиками», зонами повышенного поглощения и т. д.), связанных с особенностями распределения скоростей в ее недрах и затрудняющих истолкование сейсмических данных. Поэтому интерпретация таких годографов является сложной задачей (Саваренский, Кирнос, 1955; Джеффрис, 1960; Буллен, 1966). Интерпретация годографов с целью определения зависимостей $v_p\,(r)$ и $v_s\,(r)$ обычно проводится по методу Герглотца — Вихерта, специально разработанному для исследования градиентных сред.

В настоящее время получено несколько кривых зависимости скоростей от глубины. Наиболее популярными из них являются распределения Гутенберга, Джеффриса и Буллена—Джеффриса (Гутенберг, 1957; Джеффрис, 1960; Буллен, 1966). Найденные распределения $v_p\,(r)$ и $v_s\,(r)$ позволяют выделить в недрах Земли основные слои, условно обозначаемые индексами A — G (см. § 1). Кривые изменения $v_p\,(r)$ и $v_s\,(r)$, по Буллену (1966), приведены на рис. 6.

По уравнениям (4.1) можно определить распределение $d\rho/dr$ только в слоях с постоянным составом и неизменным фазовым состоянием вещества. В тех случаях, когда нельзя пользоваться предположением о неизменности фазового состояния, обычно привлекаются дополнительные гипотезы. Например, для переходного слоя Голицына между верхней и нижней мантией часто используют квадратичную зависимость:

$$\rho(r) = ar^2 + br + c, \qquad (4.2)$$

где a, b, c — константы, подбираемые так, чтобы $\rho(r)$ было непрерывным на обеих границах слоя C, а $d\rho/dr$ — непрерывным только на подошве слоя.

Уравнения (4.1) позволяют определять лишь градиенты плотности, поэтому для построения зависимости $\rho(r)$ приходится задаваться граничными значениями плотности на поверхности Земли или в ее центре. При этом сшивку решений, полученных для отдельных геосфер (для ядра, нижней мантии, переходного слоя Голицына и верхней мантии), производят по условию непрерывности давления на границах этих геосфер, а значение плотности в центре Земли и параметры параболы (4.2) находятся из равенства расчетных значений массы M, момента инерции I и плотности ρ на поверхности Земли с измеренными значениями этих параметров: $M = 5{,}977 \cdot 10^{27}$ г; $I = 0{,}8038 \cdot 10^{45}$ г·см^2; $\rho_0 = 3{,}32$ г/см^3.

$$M = \int_0^R 4\pi r^2 \rho(r)\, dr,$$

$$I = \int_0^R \frac{8}{3} \pi r^4 \rho(r)\, dr, \qquad (4.3)$$

$$\rho(R) = \rho_0,$$

где $R = 6371$ км — радиус Земли.

Используя описанную методику, Буллен (1966; Bullen, 1969), Жарков и др. (1971) построили наиболее известные и популярные в настоящее время модели распределения плотности в Земле (рис. 7). На основании данных о собственных колебаниях Земли Хаддон и Буллен (Haddon, Bullen, 1969) предложили еще одну модель, уточняющую некоторые детали распределения $\rho(r)$.

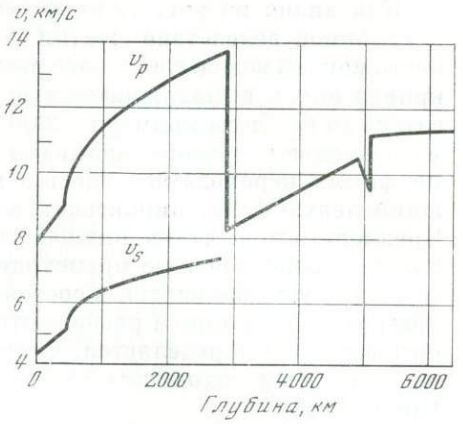


Рис. 6. Скорости распространения продольных v_p и поперечных v_s сейсмических волн в Земле (Буллен, 1966)

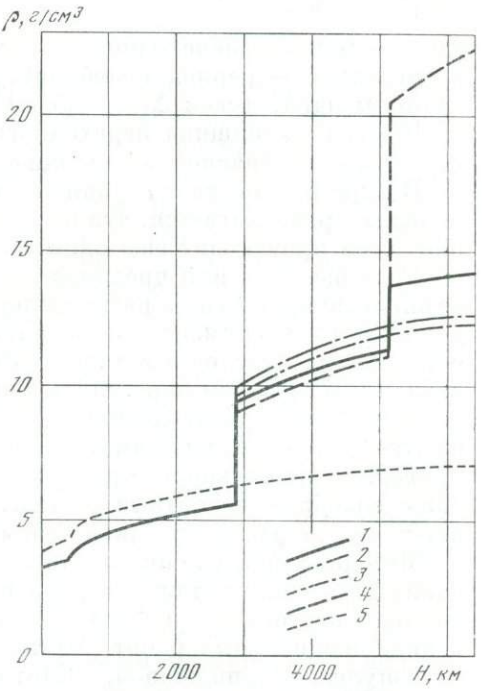


Рис. 7. Распределение плотности в разных моделях Земли

1 — модель Наймарка — Сорохтина (1977а);
2 — модель Жаркова Земля-2 (Жарков и др., 1971);
3 — модель *A1* Буллена (1966);
4 — модель *A2* Буллена (1966);
5 — модель первичной Земли Наймарка—Сорохтина 1977б)

Как видно из рис. 7, плотность верхней мантии постепенно возрастает с глубиной вследствие сжатия ее вещества. С глубины около 400 км плотность мантии возрастает более резко, после чего (примерно с глубины 900 км) кривая вновь выполаживается и плотность продолжает медленно увеличиваться до глубины примерно 2900 км. Резкое возрастание плотности в переходном слое *C* обычно связывают с происходящими на этих глубинах полиморфными переходами вещества мантии в более плотные фазы: оливина в шпинелевую фазу, пироксенов в ильменитовую и т. д. (Ringwood, 1970). Предполагается, что в нижней мантии таких резких полиморфных переходов больше почти не происходит, так как все вещество в пределах этой геосферы уже находится в состоянии предельно плотной упаковки атомов, при которой силикаты распадаются на простые окислы, а плотность мантийного вещества определяется, согласно гипотезе Магницкого — Берча, плотностью смеси входящих в него простых окислов (Магницкий, 1952; Birch, 1952).

На глубине около 2900 км плотность в Земле скачком увеличивается почти в 2 раза: примерно с 5,6 г/см³ на подошве мантии до 9,5—10 г/см³ на поверхности ядра. О резкости этой границы раздела говорят интенсивные отраженные волны *PcP* и *ScS*, четко регистрируемые на поверхности Земли. Условие отражения волн при их вертикальном падении на поверхность ядра дается выражением (Магницкий, 1965)

$$\left|2\pi \frac{\delta}{T} \frac{1}{\Delta v}\right| \ll 1, \tag{4.4}$$

где δ — толщина переходного слоя между средами; Δv — разность скоростей в средах; T — период колебаний. Для продольных волн, отраженных от границы ядра, имеем $\Delta v = 5{,}5$ км/с; $T \simeq 10$ с, откуда получаем, что $\delta \ll 10$ км, т. е. толщина переходного слоя действительно оказывается очень небольшой по сравнению с мощностью самих геосфер.

В ядре плотность с глубиной вновь возрастает монотонно. В некоторых моделях предполагается, что на уровне слоя *F* или на поверхности внутреннего ядра происходит еще один, но менее значительный скачок плотности.

Если известен или предполагается химический состав земного вещества, то аналогичную модель распределения плотности в Земле можно построить, используя экспериментальные данные по ударному сжатию главных породообразующих окислов и металлов. Этот путь интересен тем, что позволяет независимым способом определить значения плотности в недрах Земли. Кроме того, сравнивая распределения $\rho(r)$ и $d\rho/dr$, полученные по данным ударного сжатия, с распределениями, найденными по сейсмическим данным, можно проверить правильность принятых гипотез о химическом составе Земли или даже подобрать вероятные составы геосфер Земли, наилучшим образом соответствующие распределениям сейсмических скоростей в мантии и ядре.

Методика определения плотности силикатов, окислов и металлов при высоких давлениях и температурах по данным ударного сжатия образцов вещества в настоящее время разработана достаточно полно и подробно описана в ряде специальных работ (Альтшулер, 1965; Альтшулер, Баканова, 1968; Альтшулер, Шарипджанов, 1971а; Жарков, Калинин, 1968; Калинин, Паньков, 1975). Точность определения уравнения состояния ρ (P, T) по данным ударных адиабат обычно лежит в пределах 2—4 % (Паньков, Калинин, 1975).

Расчеты плотности мантии и ядра для гипотетических земных смесей разного состава проводились с помощью ударных адиабат уже неоднократно (Альтшулер, Шарипджанов, 1971а, б; Паньков, Калинин, 1975; Калинин, Сергеева, 1977). Однако во всех этих работах использовалось распределение температуры в мантии, резко превышающее адиабатическое (Reynolds, Summers, 1969), согласно которому температура на поверхности ядра превы-

Таблица 4. Распределение плотности (ρ, г/см³) в разных моделях Земли * и адиабатическая температура T, K в Земле

H, км	ρ_{A_1}	$\rho_{Земля-2}$	$\rho_{Х-Б}$	$\rho_{Н-С}$	T, K	H, км	ρ_{A_1}	$\rho_{Земля-2}$	$\rho_{Х-Б}$	$\rho_{Н-С}$	T, K
33	3,32	3,32	3,32	3,32	1600	2378			5,53		
100	3,38	3,37	3,35	3,38	1670	2878			9,93		
200	3,47	3,46	3,39	3,47	1750	2898	5,66				
300	3,55	3,55	3,42	3,55	1830	2898	9,70				
400	3,63	3,63	3,78	3,63	1900	2920		5,56			
500	3,88	3,87	3,93	4,01	1950	2920		10,08			
600	4,11	4,09	4,08	4,27	2010	3000	9,90	10,21	10,12	9,67	2730
800	4,46	4,40	4,38	4,48	2100	3500	10,50	10,93	10,82	10,27	2990
1000	4,65	4,55	4,54	4,60	2170	4000	11,10	11,50	11,38	10,76	3220
1400	4,88	4,77	4,77	4,83	2300	4500	11,60	11,94	11,81	11,12	3380
1800	5,10	4,98	4,98	5,05	2400	5000	11,90	12,23	12,13	11,42	3500
2200	5,31	5,20	5,19	5,26	2490	5014				13,80	
2600	5,51	5,40	5,39	5,46	2590	5500	12,16	12,52	12,33	14,11	3590
2866				5,59		6000	12,26	12,66	12,44	14,30	3650
2866				9,48		6371	12,30	12,68	12,46	14,38	3660

* $\rho_{Х-Б}$ — модель Хаддона — Буллена (Haddon, Bullen, 1969), обозначения других моделей см. рис. 7.

шает 4000 К. В результате расчетное содержание железа в нижней мантии всегда получалось несколько большим, чем в верхней мантии. Это связано с тем, что завышение температуры нижней мантии приводит к кажущемуся занижению плотности силикатов в этой геосфере. Для компенсации возникшего таким путем дефекта массы приходилось предполагать большую концентрацию железа в низах мантии, т. е. как раз на тех уровнях, где разность между принятой и адиабатической температурами достигала максимального значения (примерно 1500 К). При определении плотности вещества в ядре обычно принимались маловероятные составы типа силицида или сульфида железа.

В работе Наймарка и Сорохтина (1977а) эти недостатки расчетов были учтены. Распределение температуры было принято строго адиабатическим, поскольку дрейф континентов и океанских плит свидетельствуют о существовании в мантии Земли достаточно интенсивной крупномасштабной конвекции. Значение приведенной к поверхности температуры мантии определялось по максимальным температурам базальтовых лав и принималось равным 1300° С. Состав мантии считался одинаковым по всей ее толще и был определен по составу лерцолитов, поднимающихся на дневную поверхность в рифтовых зонах Земли (см. табл. 1). Для земного ядра был принят состав Fe_2O, обоснованный в предыдущем разделе. Результаты расчетов приведены в табл. 4 и на рис. 7 и 8 в сопоставлении с распределениями плотности в наиболее популярных моделях Земли, построенных на основании только сейсмических данных.

Как видно из приведенного сравнения, плотность мантии и ядра в принятой модели соответствует плотности этих геосфер по сейсмическим данным. Отсюда можно заключить, что рассматриваемая модель отражает реальную ситуацию в недрах нашей планеты.

Следует обратить особое внимание на очень примечательный результат расчетов: плотность океанских лерцолитов, выходящих в рифтовых зонах

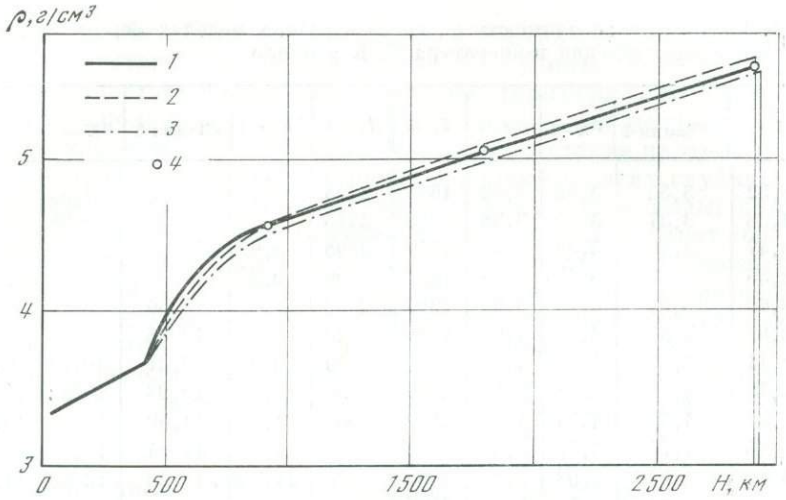


Рис. 8. Распределение плотности в мантии Земли по разным моделям

1 — модель Наймарка—Сорохтина (1977а); 2 — модель A1 Буллена (1966); 3 — модель Жаркова «Земля-2» (Жарков и др., 1971); 4 — пересчет данных Панькова и Калинина (1975) на состав лерцолитов при адиабатической температуре

Земли прямо на ее поверхность, при высоких давлениях и адиабатической температуре с большой точностью совпадает с определенной по независимым сейсмическим данным плотностью вещества в нижней мантии. И такое совпадение получается без всяких предположений об увеличении концентрации железа или других изменениях химического состава лерцолитов с глубиной! Это очень важный результат. Он убедительно свидетельствует о том, что химический состав всей мантии в целом (и верхней и нижней) в среднем одинаков.

Это может быть объяснено лишь существованием в оболочке Земли конвективных движений, перемешивающих вещество мантии. При этом, несмотря на одинаковый средний состав мантии по всей ее толще, локальные плотностные неоднородности (по-видимому, не превышающие 0,1 г/см³), безусловно, существуют в веществе этих геосфер. Более того, именно благодаря им и развиваются конвективные движения в мантии, а сами такие неоднородности постоянно генерируются процессом дифференциации мантийного вещества на поверхности земного ядра.

Другим важным следствием, вытекающим из плотностной модели Земли по заданной геохимии ее оболочек, является представление о том, что внешнее ядро Земли может состоять из окисла одновалентной фазы железа Fe_2O или сплава типа Fe·FeO, а внутреннее ядро — сплава железа с никелем.

В рассматриваемой модели плотность Fe_2O при давлениях, господствующих во внешнем ядре, несколько ниже плотности ядра в общепринятых моделях Земли, построенных по сейсмическим данным. Однако это положение нельзя использовать как аргумент против окисножелезного состава ядра, так как сейсмические данные позволяют определять только градиенты плотности в однородных слоях, но не сами абсолютные значения плотности. Недостаток массы во внешнем ядре (по сравнению с моделями однородного земного ядра) в рассматриваемой модели оказывается полностью скомпенсированным избытком массы во внутреннем ядре. В этом отношении модель Наймарка—Сорохтина по типу распределения плотности в Земле близка к модели A_2 Буллена (1966) с тем лишь отличием, что в последней плотность внешнего ядра еще ниже, а плотность внутреннего ядра — выше (см. рис. 7).

Ядро Земли в рассмотренной модели характеризуется следующими основными параметрами (Наймарк, Сорохтин, 1977а): масса $M_c = (1{,}91 \pm \pm 0{,}01) \cdot 10^{27}$ г; объем $W_c = 0{,}180 \cdot 10^{27}$ см^3; температура на поверхности ядра $T_c = 2650$ К; давление на поверхности ядра $P_c = 1{,}34$ Мбар; давление в центре Земли $P_0 = 3{,}7$ Мбар; средняя плотность ядра $\bar{\rho}_c = 10{,}6$ г/см^3.

5. СОСТАВ ПЕРВИЧНОГО ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ

По современным представлениям Земля, как и другие планеты Солнечной системы, образовалась за счет аккреции холодного вещества протопланетного газопылевого облака (Шмидт, 1948; Hoyle, 1948, 1960; Cameron, 1962; Сафронов, 1969; Левин, 1972). Эта гипотеза оказалась на редкость плодотворной не только при объяснении механизма образования планет, но и при рассмотрении эволюции Земли на планетной стадии ее развития. Из гипотезы «холодного» образования планет, в частности, вытекает очень важное следствие: в момент возникновения Земля была однородной по составу (Сафронов, 1969). Если принять это условие за исходное, то дальнейшая эволюция Земли, в том числе ее мантии и даже коры, должна определяться составом и условиями образования ее ядра. Действительно, в современном ядре сосредоточена примерно треть всей массы Земли, а выделение из первичной мантии такого объема вещества, особенно если оно по своему составу существенно отличается от мантийного, не могло не сказаться на развитии всей Земли в целом.

В описанной выше модели ядра Земли окись железа в него поступает из мантии за счет распада железистых силикатов, главным образом фаялита. Выделяющиеся при этом кремнезем и кислород остаются и накапливаются в мантии. Поэтому выделение земного ядра неизбежно должно было привести к существенному изменению химического и минералогического состава мантии Земли. В частности, именно этим процессом можно объяснить повышенное содержание железа в древних породах и закономерное возрастание отношения Fe_2O_3/FeO в изверженных породах с архея и до наших дней.

Расчет состава первичного вещества Земли можно выполнить, смешав вещество современной мантии, ядра и земной коры. Результаты расчета состава и коэффициенты Заварицкого, характеризующие насыщенность пород кремнеземом Q и относительное содержание двухвалентной окиси железа f', для рассматриваемых моделей ядра, мантии и двухслойной модели континентальной коры, по Ронову и Ярошевскому (1967), приведены в таблице 5.

Обращает на себя внимание значительное недонасыщение первичного вещества кремнеземом при очень высоком содержании железа. Фактор Q для этого вещества практически такой же, как и у оливинов: $Q_{ol} \simeq -34$. Следовательно, первичное вещество Земли должно было характеризоваться резко выраженным ортосиликатным составом, и в нем, вероятно, полностью отсутствовали ромбические пироксены. Примерно на 75 % оно было сложено оливинами состава $(Mg_{0,62}Fe_{0,38})_2SiO_4$. Отсюда следует, что ромбические пироксены и часть других метасиликатов образовались уже на планетной стадии развития Земли за счет ассимиляции кремнезема, освобождающегося благодаря разрушению фаялита при дифференциации вещества мантии на поверхности ядра.

Сравнение составов и коэффициентов Заварицкого для вещества современной и первичной мантии с хондритами показывает, что вещество хондритов либо образовалось в иных физико-химических условиях, чем вещество Земли, либо оно вовсе не является первичным, а уже прошло начальную стадию дифференциации в недрах разрушенной ныне планеты.

Возможный минералогический состав первичного вещества Земли приведен в табл. 6.

Таблица 5. Состав современной мантии и первичного вещества Земли

Окислы	Состав современной мантии		Расчет состава первичного вещества Земли		Средний состав хондритов (Urey, Craig, 1953)
	Пиролитовая модель (Ringwood, 1966b)	Лерцолитовая модель (Дмитриев, 1973)	по пиролитовой модели	по лерцолитовой модели	
SiO_2	45,16	45,7	30,90	31,2	38,04
TiO_2	0,71	0,2	0,63	0,1	0,11
Al_2O_3	3,54	3,7	2,46	2,6	2,50
Fe_2O_3	0,46	5,1	—	—	—
FeO	8,04	3,6	22,29	23,6	12,45
MnO	0,14	0,1	0,10	0,1	0,25
MgO	37,49	38,4	25,52	26,2	23,84
CaO	3,08	2,3	2,12	1,6	1,95
Na_2O	0,57	0,3	0,40	0,2	0,98
K_2O	0,13	0,1	0,10	0,1	0,17
Cr_2O_3	0,43	0,4	0,38	0,3	0,36
NiO	0,20	0,1	0,14	0,1	—
FeS	—	—	0,60	0,6	5,76
Fe	—	—	14,18	13,1	11,76
Ni	—	—	0,18	0,2	1,34
Сумма	99,95	100,0	100,00	100,0	99,55
Fe	6,58	6,4	31,92	31,8	25,07
Q	−23,3	−22,8	−34,5	−34,7	−19,1
f'	10,3	4,6	32,1	33,2	21,9

Таблица 6. Возможный минералогический состав первичного вещества Земли

Минералы	Состав	Содержание, мас.%	Минералы	Состав	Содержание, мас.%
Камасит	(Fe, Ni)	13,8	Форстерит	Mg_2SiO_4	45,5
Троилит	FeS	0,6	Фаялит	Fe_2SiO_4	29,8
Ильменит	$FeTiO_3$	0,2	Анортит	$CaAl_2Si_2O_8$	6,5
Шпинель	$MgAl_2O_3$	0,2	Нефелин	$NaAlSiO_4$	0,2
Магнетит *	Fe_3O_4	1,9	Остальные		
Хромит	$FeCr_2O_4$	0,4	минералы		0,9
Сумма					100,0

* Возможность существования магнетита в первичном веществе при резком дефиците кислорода объясняется неустойчивостью иоцита FeO, распадающегося при низких и умеренных температурах на магнетит и свободное железо $4FeO \rightarrow Fe_3O_4 + Fe$ (Коттон, Уилкинсон, 1969).

В настоящее время достоверно установлено, что уже в архее существовала заметная вулканическая и магматическая деятельность (Тугаринов, Войткевич, 1970). На этом основании в § 1 гл. III делается вывод о существовании в молодой Земле вблизи ее поверхности высоких температур и высказывается предположение о большой вероятности развития в ее мантии конвективных движений. Это позволяет рассчитать распределение плотности вещества в молодой Земле в приближении адиабатического распределе-

Таблица 7. Параметры вещества в недрах молодой Земли

Глубина, км	T, К	$P \cdot 10^{-12}$, дин/см²	ρ, г/см³	Глубина, км	T, К	$P \cdot 10^{-12}$, дин/см²	ρ, г/см³
0	1500	0,00	3,91	3400	2600	1,56	6,67
200	1640	0,08	4,18	3800	2670	1,70	6,80
400	1750	0,17	4,64	4200	2720	1,82	6,90
600	1850	0,26	5,09	4600	2770	1,93	6,99
1000	2000	0,46	5,41	5000	2810	2,02	7,07
1400	2140	0,65	5,69	5400	2840	2,08	7,12
1800	2250	0,85	5,93	5800	2870	2,13	7,16
2200	2350	1,04	6,15	6200	2890	2,16	7,17
2600	2440	1,23	6,35	6300	2900	2,16	7,18
3000	2520	1,40	6,52	6350	2900	2,16	10,52

ния температуры в мантии и считать, что вблизи земной поверхности эта температура была ниже современной не более чем на 100° С (Наймарк, Сорохтин, 1977б).

Результаты расчета температуры, давления и плотности вещества в недрах молодой Земли приведены в табл. 7 и на рис. 7.

Интересно отметить, что давление в центре первичной Земли примерно равнялось 2,2 Мбар (в современной Земле оно равно 3,7 Мбар), т. е. было меньше ожидаемого давления второго электронно-фазового перехода в железе. Учитывая, что внутреннее твердое ядро образуется за счет выделения металлического железа при распаде его окислов после второго электронно-фазового перехода в его атомах, можно предположить, что молодая Земля таким ядром не обладала. Оно должно было появиться лишь после того, как в центре Земли давление поднялось до 3—3,2 Мбар. Судя по расчетам Кеонджяна и Монина (1976), этого значения давление в центре Земли достигло примерно $1{,}7 \cdot 10^9$ лет назад.

Таким образом, вероятно, земное ядро в начальный этап своего формирования было целиком жидким с начальной плотностью 10,52 г/см³.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ИСТОЧНИКИ ТЕПЛОВОЙ ЭНЕРГИИ ЗЕМЛИ

1. ТЕМПЕРАТУРА В НЕДРАХ ЗЕМЛИ

Вопрос об источниках тепловой энергии в Земле является одним из фундаментальных в планетарной геофизике, и решаться он должен в теснейшей связи с современными данными о составе, строении и механизме развития планеты.

К основным первичным источникам энергии Земли, запасенной ею еще в процессе образования, можно отнести часть энергии гравитационной аккреции исходного вещества, энергию адиабатического сжатия вещества во внутренних частях растущей Земли и энергию радиогенного разогрева. Суммарный эффект разогрева Земли за счет действия этих энергетических источников подробно рассмотрен в ряде работ и монографий (Любимова, 1955, 1968; Магницкий, 1965; Маева, 1967; Сафронов, 1959, 1969; Reynolds et al., 1966). Из приведенных в этих работах приближенных оценок следует, что первоначальная температура Земли была сравнительно низкой и не превышала 1000—1500 К.

Тем не менее уже в среднем архее имеются бесспорные следы широкого проявления древнейшего основного магматизма (Тугаринов, Войткевич, 1970), а это значит, что примерно через 1 млрд. лет после образования Земли (т. е. около $3{,}5 \cdot 10^9$ лет назад) температура в верхней мантии превосходила температуру плавления базальтов.

Опыты с плавлением базальтов (Йодер, Тилли, 1965) показывают, что температура солидуса основных магм близка к 1000—1050° С. Следовательно, приведенная к поверхности температура верхней мантии в архейское время была, во всяком случае, выше этих значений. Наличие среди самых древних изверженных пород гиперстеновых и оливиновых базальтов позволяет предположить еще более высокую приведенную к поверхности температуру верхней мантии архейского времени $T_m \geqslant 1100$—1150° С.

Как показывают измерения максимальных температур базальтовых лав современных вулканов (Ли, Кларк, 1969), температура верхней мантии в настоящее время несколько превышает 1200—1250° С. Если учесть возможные теплопотери магмы во время ее подъема по эруптивному каналу, то можно предположить, что приведенная к поверхности температура современной мантии, по-видимому, близка к 1300—1350° С. Отсюда видно, что начиная с архея температура верхней мантии поднялась не более чем на 100—150° С, а вероятнее всего, не более 50—80° С.

Наличие среди архейских магматических формаций средних и кислых пород, образующихся в геосинклинальных зонах Земли, приуроченных к нисходящим потокам вещества в мантии, указывает на существование конвективных движений в оболочке Земли на самой ранней стадии ее геологического развития. Следовательно, распределение температуры в Земле уже тогда было в среднем адиабатическим и близким к современному.

Из приведенных данных следует, что температура Земли около $3{,}5 \cdot 10^9$ лет назад, по-видимому, не очень существенно отличалась от современной (не более чем на 5—10 %), несмотря даже на постоянно генерируемое

в ее недрах тепло. Это обстоятельство можно связать с большой эффективностью конвективного механизма охлаждения и терморегулирования теплового режима планеты.

Однако на самых ранних этапах развития Земли, примерно в течение первого миллиарда лет ее существования, интенсивность конвективных движений была еще очень низкой, а следовательно, низкими были и теплопотери. В то же время интенсивность тепловыделения за счет распада радиоактивных элементов в недрах Земли была максимальной, поэтому не исключено, что после образования Земли за этот же промежуток времени ($\sim 10^9$ лет) мог произойти ее существенный разогрев с подъемом средней температуры на 600—700° С. В этом случае температура первичной Земли, как это и следует из упомянутых выше теоретических расчетов, действительно не была высокой.

Факты существования дрейфа континентов, раздвижения океанского дна и его поддвига под островные дуги и активные окраины континентов можно рассматривать как убедительные доказательства существования в мантии

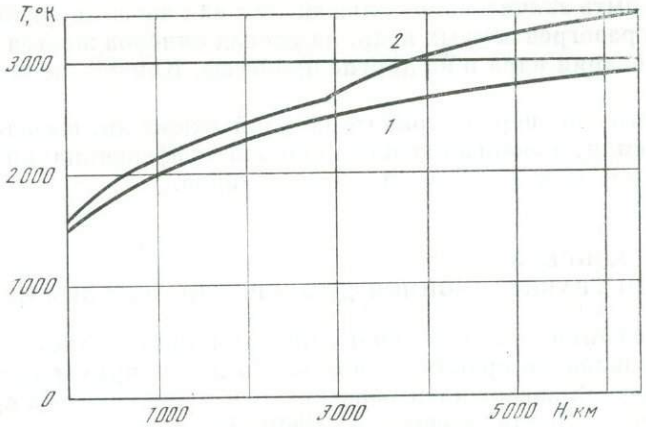


Рис. 1. Распределение температуры в мантии и ядре по модели Наймарка—Сорохтина (1977б)
1 — молодая Земля с возрастом около 1 млрд. лет; *2* — современная Земля

крупномасштабных конвективных движений. В главе IV будет показано, что благодаря этим движениям вещество мантии неоднократно полностью участвовало в конвективных циклах и поэтому достаточно хорошо перемешивалось. При такой ситуации распределение температуры в мантии должно быть близким к адиабатическому и определяться известным термодинамическим соотношением (Магницкий, 1965)

$$dT/dr = -g\alpha T/c_P,$$

где g — ускорение силы тяжести; α — коэффициент объемного расширения; c_P — теплоемкость при постоянном давлении.

Используя значения термодинамических величин для мантии и ядра, приведенные, например, в работе Жаркова и др. (1971), и принимая температуру на поверхности мантии равной максимальным температурам базальтовых магм 1300° С, найдем, что на поверхности ядра температура должна быть близкой к 2400° С. Отметим, что в конвективной модели мантии адиабатическая температура на ее подошве примерно на 1500—2500° С ниже, чем это обычно принимается в «статичных» моделях Земли.

Поскольку вещество ядра выделяется из мантии и, следовательно, само ядро разогревается с поверхности, то можно утверждать, что распределение температуры в ядре должно быть ниже адиабатического, а температура в центре Земли не должна превышать 3390° С. Наиболее вероятное распределение температуры в мантии и ядре приведено на рис. 1.

Об интенсивности генерации тепловой энергии в недрах нашей планеты можно судить по величине теплопотерь Земли. Современный тепловой поток через земную поверхность оценивается величинами от $3{,}14 \cdot 10^{20}$ эрг/с (Любимова, 1968) до $4{,}2 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Вторая оценка получена с учетом теплопотерь, вызываемых циркуляцией океанских вод по системам трещин, дренирующих слои земной коры в рифтовых зонах и срединно-океанских хребтах, поэтому она является более точной, и в дальнейших расчетах мы будем пользоваться именно ею.

Расчеты суммарных теплопотерь Земли, приведенные в § 6, показывают, что за время жизни нашей планеты, возраст которой по современным оценкам равен $4{,}65 \cdot 10^9$ лет, только с излучением тепла в космическое пространство ею потеряно не менее 10^{38} эрг энергии. Суммарная генерация тепла в Земле должна быть значительно большей, так как часть энергии ушла на дополнительный разогрев земных недр, на распад окислов железа и их плавление при образовании ядра и на другие процессы. Каковы же источники этой энергии?

Прежде всего это энергия гравитационной аккреции, выделившаяся при образовании Земли, и энергия гравитационной дифференциации ее вещества, освобождающаяся при образовании земного ядра.

2. ЭНЕРГИЯ АККРЕЦИИ И ЭНЕРГИЯ ГРАВИТАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЗЕМЛИ

Процесс образования Земли за счет аккреции протопланетного газопылевого облака развивался сравнительно быстро и уже примерно через 10^8 лет после своего начала завершился образованием первичной и в среднем однородной по составу Земли (Сафронов, 1969). В течение остального времени жизни нашей планеты, т. е. около $4{,}6 \cdot 10^9$ лет, развивался другой мощный гравитационный процесс — плотностная дифференциация земного вещества на окисножелезное ядро и остаточную силикатную оболочку. Оба эти процесса по своей сути едины. Они сопровождаются перераспределением масс в собственном гравитационном поле и уменьшением потенциальной энергии Земли, т. е. переводят ее в относительно более равновесное термодинамическое состояние.

Образование планет за счет аккреции рассеянного протопланетного вещества и процесс их расслоения по плотности сопровождаются выделением большой энергии. Гравитационная энергия любой планеты отрицательна и численно равна той работе, которую необходимо затратить для того, чтобы удалить вещество всех ее слоев на бесконечность, т. е. равна потенциальной энергии планеты. Для сферически симметричного гравитирующего тела потенциальная энергия U равна

$$U = -G \int_0^M \frac{m(r)\, dm(r)}{r}, \tag{2.1}$$

где G — гравитационная постоянная; M — полная масса планеты; $m(r)$ — масса внутренней части планеты, ограниченной сферой радиуса r.

Учитывая, что $dm(r) = 4\pi r^2 \rho(r)\, dr$, где $\rho(r)$ — плотность на уровне r, и выражая массу $m(r)$ также через плотность $\rho(r)$, уравнение (2.1) можно

преобразовать к виду

$$U = -4\pi Gm \int_0^R m(r)\,\rho(r)\,r\,dr, \tag{2.2}$$

где

$$m(r) = 4\pi \int_0^r \rho(r)\,r^2\,dr.$$

Уравнение (2.2) позволяет определять потенциальную энергию планеты, если известно распределение плотности в ее недрах.

Используя известное выражение, определяющее распределение ускорения силы тяжести:

$$g(r) = Gm(r)/r^2,$$

уравнение (2.1) можно преобразовать к несколько иному виду:

$$U = -\int_0^M g(r)\,r\,dm(r) = -4\pi \int_0^R g(r)\,\rho(r)\,r^3\,dr. \tag{2.3}$$

Но $g(r)\,\rho(r)\,dr = -dP$, откуда

$$U = 4\pi \int_0^R r^3\,dP(r). \tag{2.4}$$

Учитывая, что $d(r^3P) = r^3dP + 3Pr^2dr$ и $\int_0^R d(r^3P) = 0$, найдем

$$U = -12\pi \int_0^R P(r)\,r^2\,dr. \tag{2.5}$$

Уравнение (2.5) эквивалентно уравнению (2.2), но позволяет определять потенциальную энергию планеты по распределению давления в ее недрах. В свою очередь, распределение $P(r)$ может быть найдено, если задано уравнение состояния планетного вещества $\rho(P, T)$ и радиальное распределение температуры $T(r)$.

Энергия аккреции Земли равна взятой с обратным знаком потенциальной энергии первичной (еще не расслоенной на ядро и оболочку) планеты; $\mathscr{E}_{ac} = -U_1$. Значение U_1 можно найти по уравнению (2.2) или (2.5), если определены распределения $\rho_1(r)$ или $P_1(r)$ для первичного земного вещества, состоящего из смеси веществ всех геосфер современной Земли. Обычно для этих целей пользуются гипотезой Магницкого — Берча (Магницкий, 1952; Birch, 1952) об аддитивности уравнений состояния при высоких давлениях. Согласно этой гипотезе плотность сложного вещества равна плотности смеси входящих в него компонентов:

$$\rho_\Sigma(P, T) = \frac{1}{\sum_i c_i/\rho_i(P,T)}, \tag{2.6}$$

где $\rho_\Sigma(P, T)$ — плотность смеси веществ при давлении P и температуре T; $\rho_i(P, T)$ — плотность i-го компонента смеси при тех же давлениях и температуре; c_i — концентрация i-го компонента в земном веществе. Критерием правильности найденного распределения $\rho(r)$ служит условие равенства

массы первичной Земли современному ее значению $M_1 = M_2 = 5{,}977 \cdot 10^{27}$ г, где

$$M_1 = 4\pi \int_0^{R_1} \rho_1(r)\, r^2\, dr. \tag{2.7}$$

Энергия аккреции огромна (примерно $23 \cdot 10^{38}$ эрг). Часть ее была затрачена на упругое сжатие вещества в земных недрах ($\sim 3{,}5 \cdot 10^{38}$ эрг), но и оставшейся энергии было бы достаточно для полного расплавления Земли и разогрева ее до температуры порядка 28 000° С (Магницкий, 1965). Однако в действительности такого интенсивного разогрева произойти не могло, так как формирование планеты происходило за конечное время порядка 10^8 лет, а энергия ударов планетоземалей в основном выделялась на поверхности растущей Земли. В результате за время, протекавшее между двумя смежными ударами планетоземалей в окрестностях одного и того же участка земной поверхности, бóльшая часть энергии аккреции рассеивалась в виде излучения тепла в космическое пространство (Сафронов, 1969, 1972).

Наиболее полно процесс аккреции протопланетного вещества и термический режим растущей молодой Земли рассмотрен Сафроновым (1969). Согласно его расчетам, первичный разогрев Земли не был очень большим, максимальная температура существовала в верхней мантии на глубине около 500 км и достигала 1500 К. Необходимо, однако, отметить, что все оценки температуры первичной Земли являются приближенными, так как решение этой задачи существенно зависит от нескольких трудно определимых закономерностей и параметров: от закона распределения размеров метеоритных тел и планетоземалей, сформировавших Землю; от доли переходящей в тепло энергии ударов космических тел; от эффективного значения коэффициента температуропроводности поверхностных слоев, учитывающего перемешивание вещества при ударах, и т. д.

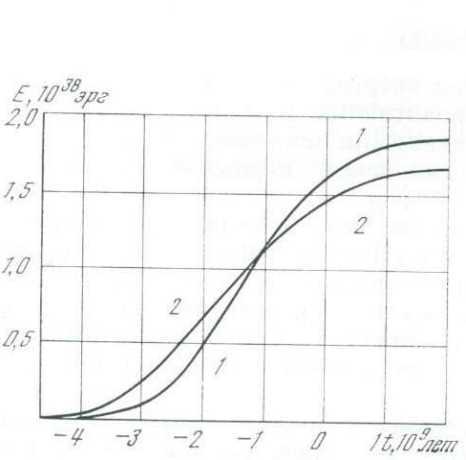
Тем не менее даже если часть энергии аккреции, идущая на разогрев земных недр, была значительно большей, чем это принималось в упомянутых расчетах, то все равно полного расплавления Земли не должно было происходить. Это связано с тем, что при подъеме температуры до уровня, при котором начинается развитие процессов гравитационной дифференциации и плотностной конвекции, эффективное значение коэффициента температуропроводности мантии резко возрастает за счет конвективного переноса тепла, а следовательно, столь же резко должны увеличиться и теплопотери Земли. В результате между генерируемой в земных недрах энергией и теплопотерями через ее поверхность устанавливается динамическое равновесие. По-видимому, для установления такого теплового баланса Земли ее температура должна подняться до значений, при которых начинается плавление пород верхней мантии и образуется астеносфера. Судя по возрасту наиболее древних изверженных пород континентальной коры, такой тепловой режим установился около $(3{,}5 \div 3{,}7) \cdot 10^9$ лет назад, т. е. примерно через 1 млрд. лет после образования Земли.

Таким образом, можно считать, что большая часть энергии аккреции была потеряна Землей в виде излучения тепла в космическое пространство, а меньшая часть привела к начальному разогреву земных недр. К этой энергии, вероятно, необходимо добавить и энергию короткоживущих радиоактивных изотопов, прежде всего ^{26}Al, однако оценить их вклад в общую энергетику Земли пока еще не представляется возможным. Влиянием распада основных радиоактивных элементов (^{40}K, U, Th) в период образования Земли можно пренебречь, так как за короткое время формирования нашей планеты ($\sim 10^8$ лет) эти элементы не могли выделить энергию, сравнимую по величине с гравитационной.

Энергия, выделившаяся в результате процесса гравитационной дифференциации земного вещества $\mathscr{E}_g$, может быть определена как разность потенциальных энергий первичной (однородной) Земли U_1 и современной (расслоенной) Земли U_2:

$$\mathscr{E}_g = U_1 - U_2. \tag{2.8}$$

Полученные разными авторами оценки энергии дифференциации несколько отличаются друг от друга из-за различий в принимавшихся моделях строения Земли и находятся в пределах значений $(1{,}46 \div 2)\cdot 10^{38}$ эрг (Люстих, 1948; Urey, 1952a; Birch, 1965; Кеонджян, Монин, 1975, 1976; Keondjian, Monin, 1977; Наймарк, Сорохтин, 1977б). В отличие от других работ, в которых применялись приближенные аппроксимации распределений



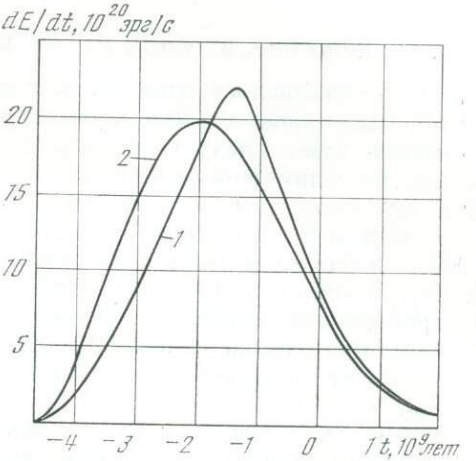


Рис. 2. Зависимость величины выделившейся гравитационной энергии от времени
1 — по модели Кеонджяна—Монина (1976); *2* — по модели Наймарка—Сорохтина (1977б)

Рис. 3. Зависимость скорости выделения гравитационной энергии от времени
1 — по модели Кеонджяна—Монина (1976); *2* — по модели Наймарка—Сорохтина (1977б)

$\rho\,(r)$ или $P\,(r)$, Наймарк и Сорохтин использовали зависимости $\rho\,(P, T)$, полученные непосредственно по данным экспериментов с ударным сжатием породообразующих окислов и железа для рассматриваемой в настоящей монографии модели Земли. Поэтому их оценка, равная $1{,}46\cdot 10^{38}$ эрг, на сегодня, по-видимому, является наиболее реалистичной.

В работах Кеонджяна и Монина (1976) и Наймарка и Сорохтина (1977б), помимо абсолютного значения энергии гравитационной дифференциации, определена также зависимость процесса выделения энергии от времени. Оказалось, что в первом приближении выделение гравитационной энергии происходит пропорционально росту массы ядра, определяемому значениями эволюционного параметра планеты x (рис. 2), зависимость которого от времени дается выражением (2.13) в гл. IV. При этом скорость выделения энергии $d\mathscr{E}_g/dt$ оказывается пропорциональной скорости образования ядра dx/dt, определяемой формулой (2.12) в гл. IV (рис. 3).

Последняя зависимость обладает характерным максимумом, показывающим, что около $(1{,}4 \div 1{,}8)\cdot 10^9$ лет назад интенсивность процесса энерговыделения была наибольшей. Появление экстремума на энергетической кривой (см. рис. 3) имеет простое качественное объяснение: скорость образования земного ядра в рассматриваемой модели пропорциональна произведению

двух монотонных функций: возрастающей площади ядра и убывающей в среднем по мантии концентрации «ядерного» вещества (см. гл. IV). Сдвиг кривых *1* и *2* объясняется тем, что во втором случае в расчеты вводилась поправка на возможные изменения температуры и давления на поверхности ядра с тем, чтобы максимум на кривой dE_g/dt совпал по времени с периодом наибольшей тектонической активности Земли (существовавшей, судя по геологическим данным, в эпоху карельского диастрофизма, т. е. около $1{,}8 \cdot 10^9$ лет назад (см. гл. IV, § 3)).

Следует особо отметить, что приведенные на рис. 2 и 3 зависимости определяют только осредненные показатели процесса энерговыделения. Мгновенные же характеристики этого процесса в связи с его нестационарностью (см. гл. IV, § 5) могут существенно отличаться от них.

3. СОДЕРЖАНИЕ В ЗЕМЛЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Как уже указывалось, одним из источников энергии в недрах Земли является тепло, выделяющееся при распаде радиоактивных элементов. Наибольшее внимание здесь следует уделить долгоживущим изотопам, характеризующимся большим (соизмеримым с возрастом Земли) периодом полураспада. К таким изотопам относятся ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th и ^{40}K.

Гипотеза радиогенного разогрева Земли, высказанная Релеем еще в 1906 г. и развитая далее в работах Холмса (Holmes, 1915—1916), Тихонова (1937), Любимовой (1968) и других авторов, является наиболее продуманной и отработанной, однако и в ней имеется много неопределенности при оценке мощности источника энергии. Прежде всего это связано с тем, что практически отсутствуют данные о концентрации радиоактивных элементов в недрах Земли.

Идеи о доминирующей роли радиогенного источника тепловой энергии в Земле еще очень широко распространены среди специалистов. В то же время расчеты энергии, выделяющейся при образовании земного ядра (Люстих, 1948; Urey, 1952; Кеонджян, Монин, 1975, 1976; Наймарк, Сорохтин, 1977б), показывают, что такие представления могут быть ошибочными, так как гравитационная энергия значительно превосходит радиогенную. В связи с этим необходимо несколько подробнее остановиться на анализе представительности данных о концентрациях радиоактивных элементов в мантии (на которых базируется радиогенная гипотеза) и попытаться оценить их содержание в недрах Земли независимым способом.

При оценке содержания радиоактивных элементов в Земле обычно учитывается, что рассматриваемые изотопы относятся к литофильным химическим элементам, способным замещать атомы в кристаллических решетках силикатов, особенно в кристаллах с наименее плотной упаковкой атомов. Это свойство радиоактивных элементов определяет направление их миграции при дифференциации вещества в недрах Земли и их повышенное сродство с алюмосиликатами в земной коре. В результате радиоактивные элементы накапливаются там, где образуются наибольшие концентрации алюмосиликатов с повышенным содержанием кремнезема, т. е. в континентальной коре. Меньше всего этих элементов должно быть в ядре и очень немного в плотных ультраосновных породах мантии.

Обычно концентрация радиоактивных элементов в земной коре оценивается по их содержанию в наиболее распространенных породах коры, а в мантии — по аналогии с их концентрацией в хондритовых метеоритах (Lubimova, 1958; Birch, 1958; MacDonald, 1959, 1965; Левин, Маева, 1960) или в ультраосновных породах (Tilton, Read, 1963; Любимова, 1968). Однако такой подход, к сожалению, не приводит к однозначному решению, поскольку разброс данных оказывается очень большим, а определение средних зна-

чений — неуверенным. Так, например, для пород ультраосновного состава разброс концентраций даже наиболее распространенного из радиоактивных элементов — калия — по данным различных авторов, достигает двух порядков: по данным Дэли (1936) — 0,17%; по Виноградову (1962) — 0,03%; по Тилтону и Риду (Tilton, Read, 1963) — 0,01%; и по З. и С. Максимовичам (1972) — 0,0024%.

В такой ситуации определение «наиболее вероятных» концентраций радиоактивных элементов в Земле провести только по эмпирическим данным просто невозможно и приходится прибегать к помощи дополнительных гипотез. Чаще всего используется предположение, что в Земле практически отсутствуют какие-либо другие источники энергии и поэтому разогрев Земли и тепловой поток через ее поверхность определяются только радиогенными источниками тепловой энергии. Дальнейшие расчеты составов «земных смесей» обычно проводят по балансу энергии, генерируемой радиогенными источниками тепла, с энергией, теряемой Землей через ее поверхность, а также затраченной на разогрев земных недр. Последняя оценивается по принятым в моделях первичной и современной Земли распределениям температуры (Wasserburg et al., 1964; Люстих, 1967; Любимова, 1968). В результате оценки суммарного содержания радиоактивных элементов в Земле всегда резко завышались.

Неустойчивость определений радиоактивных элементов в мантии объясняется тем, что мантийные породы попадают на поверхность Земли практически всегда в сильно измененном и метаморфизованном виде. Так, в работе З. и С. Максимовичей (1972), исследовавших распределение щелочей в альпинотипных ультраосновных породах Динарских Альп, показано, что высокие содержания щелочей в породах этого типа объясняются не только ошибками анализа, но часто и тем, что не учитывается обогащение пород щелочами при их гидротермальном метасоматозе, а этот процесс, по-видимому, очень широко развит практически во всех гипербазитовых покровах. Действительно, по современным представлениям (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971; Книппер, 1974; Coleman, 1971a, b) гипербазитовые покровы являются участками океанской коры, надвинутыми на континенты вдоль линейных зон бывших эвгеосинклиналей. В процессе формирования тела будущей пластины надвига ее вещество подвергается существенной гидротермальной переработке перегретыми водами, освобождающимися при дегидратации океанской коры в зоне поддвига литосферных плит (подробнее см. гл. VIII, § 3).

Процессы гидратации мантийных пород играют очень важную, определяющую роль и при образовании океанской коры в рифтовых зонах срединных хребтов (Hess, 1955; Дитц, 1966; Сорохтин и др., 1971; Сорохтин, 1975). Данные по изотопным составам кислорода и водорода ($^{18}O/^{16}O$ и D/H), связанных в гидроксильной группе серпентинитов, свидетельствуют о том, что вода при гидратации мантийных пород поступает из океана (Wenner, Taylor jr., 1969; Muchlenbachs, Clayton, 1972). Поэтому одновременно с формированием океанской коры могло происходить и «заражение» образующихся серпентинитов легкоподвижными элементами. Такое предположение кажется более вероятным, если учесть, что все радиоактивные элементы относятся к рассеянным компонентам мантии, а их концентрация в водах океана (за исключением тория) соизмерима и даже превышает концентрацию этих элементов в мантии. Так, в океанской воде K содержится 0,039%; U — $3 \cdot 10^{-7}$% (Виноградов, 1967), тогда как в породах мантии K — 0,012%, U — $1{,}8 \cdot 10^{-7}$%.

О происходящем при контакте с океанской водой значительном «заражении» ультраосновных пород ураном говорят аномально малые калий-урановые отношения для океанских лерцолитов и гарцбургитов — $K/U \simeq \simeq 360$. Даже после введения поправок на возможный привнос урана из воды

океана эти отношения остаются исключительно низкими — $\sim(1 \div 2) \cdot 10^3$ (Дмитриев, 1973). Для сравнения отметим, что в базальтах калий-урановое отношение составляет $(1 \div 1{,}3) \cdot 10^4$, в альпинотипных гипербазитах $\simeq 10^5$, а в хондритовых метеоритах $= 5{,}7 \cdot 10^4$.

Приведем еще один довод в пользу того, что калий-урановое отношение в океанских гипербазитах отнюдь не характеризует истинного содержания урана в мантии. Гаст (1975), анализируя распространенность основных микроэлементов в различных породах земной коры, в частности, приходит к выводу, что уран концентрируется в земной коре в гораздо большей степени, чем щелочные металлы (K и Rb). Поскольку континентальная кора образовалась за счет выделения вещества из мантии, то отношение K/U в мантии всегда должно быть выше, чем в континентальной коре. Для пород континентальной коры это отношение характеризуется значениями порядка 10^4, (Виноградов, 1962; Гаст, 1975), следовательно, для мантии всегда $K/U > 10^4$.

Для определения содержания в мантии таких рассеянных компонентов, как радиоактивные элементы, нельзя использовать и данные по составам ксенолитов мантийных пород из кимберлитовых трубок взрыва или из продуктов вулканических извержений. Это связано с тем, что попадающие на поверхность Земли образцы глубинных пород, видимо, отрываются от стенок эруптивных каналов, рассекающих литосферные плиты. Отсюда следует, что из рассмотрения должны быть исключены ксенолиты материковых областей, так как в процессе образования континентальной коры над зонами Заварицкого — Беньофа сами континентальные литосферные плиты оказываются существенно преобразованными.

Данные по химическому составу нодулей в океанских базальтах, судя по работе «Глубинные ксенолиты и верхняя мантия» (1975), в основном получены по анализам образцов с гнейсовидными метаморфическими структурами и следами перекристаллизации. А это значит, что исходный состав таких нодулей мог существенно измениться при взаимодействии с базальтовыми магмами в условиях глубинного метаморфизма.

Трудность или даже невозможность использования ультраосновных пород и их ксенолитов для надежных определений первичных концентраций в них радиоактивных элементов отмечают также Кларк, Питермэн и Хейер (1969). Они напоминают о возможности вторичного загрязнения ультраосновных пород этими элементами. Эти исследователи особо подчеркивают, что образцы, представляющие собой нодули, встречающиеся в базальтах или кимберлитах, особенно восприимчивы к контаминации.

Таким образом, как следует из приведенных данных, для определения содержания радиоактивных элементов в мантии нельзя пользоваться имеющимися эмпирическими данными. Ясно также, что нельзя рассчитывать концентрации этих элементов в мантии по балансу только радиогенной энергии с теплопотерями Земли, поскольку теперь известно, что радиогенное тепло — далеко не самый главный источник энергии в недрах Земли. Нельзя пользоваться и аналогией с хондритовыми метеоритами, поскольку степень и характер дифференциации их вещества отличаются от этих же показателей для земного вещества (Гаст, 1975). Фактически решение задачи об источниках радиогенного тепла в недрах Земли приходится искать заново, неизбежно используя для этого только косвенные методы.

Один из таких косвенных способов определения содержания калия в Земле предложили независимо друг от друга Гаст (Gast, 1968) и Харли (Hurley. 1968). По Гасту и Харли, содержание в Земле радиоактивного изотопа ^{40}K (а следовательно, и всего калия) может быть найдено по концентрации в атмосфере радиогенного изотопа аргона ^{40}Ar, образующегося при распаде ^{40}K. Исходной посылкой этого метода расчета является предположение, что еще на протопланетной стадии все первичные газы, в том числе и ^{40}Ar, были почти

полностью вынесены световым давлением Солнца из области формирования Земли. Тогда можно считать весь поступивший в атмосферу при дегазации мантии и земной коры ^{40}Ar образовавшимся только за счет распада радиоактивного изотопа ^{40}K. При расчете наиболее вероятного содержания калия в Земле Гаст (1975) делает еще одно предположение. Пользуясь близостью химических свойств калия и рубидия, он полагает, что ^{40}Ar дегазируется из мантии в атмосферу по меньшей мере столь же эффективно, как и Rb, поступая из мантии в земную кору, а степень дифференциации Rb можно определить по отношениям $^{87}Sr/^{86}Sr$ в одновозрастных мантийных и коровых породах. В этом случае, по расчетам Гаста, в современной атмосфере находится около 66% от всего ^{40}Ar, образовавшегося в Земле за все время ее существования, а среднее содержание калия в Земле равно 0,012%, причем в континентальной коре сосредоточено около 63% его общего количества. Из приведенных оценок нетрудно определить общее содержание калия: в Земле $\simeq 7{,}2\cdot10^{23}$ г, в коре $\simeq 4{,}5\cdot10^{23}$ г и в мантии $\simeq 2{,}7\cdot10^{23}$ г. При этом концентрация калия в мантии оказывается равной 0,0067%.

Содержание калия в Земле можно определить и без предположения о равной степени концентрации в земной коре калия и рубидия, если воспользоваться уравнением дифференциации (дегазации) мантии, согласно кото рому

$$(m_i)_j = (m_i)_g\,(1 - e^{-\varkappa_i y}), \tag{3.1}$$

где $(m_i)_j$ — масса i-го подвижного компонента, переместившегося из мантии в земную кору, гидросферу, атмосферу или в земное ядро (здесь j — индекс геосферы); $(m_i)_g$ — суммарная масса этого компонента в Земле; $\varkappa_i$ — показатель подвижности компонента; y — параметр тектонической эволюции планеты, показывающий, какая часть конвективного массообмена в мантии уже завершилась (см. раздел 3, гл. IV), современное значение параметра $y_q = 0{,}833$.

В момент перехода калия в земную кору в зонах Заварицкого — Беньофа калийсодержащие минералы плавятся, при этом освобождается накопившийся ранее аргон, который и поступает в атмосферу. В этом случае $\varkappa_K = \varkappa_{Ar}$, и, следовательно, можно оценить количество аргона, перешедшего из мантии в атмосферу и гидросферу:

$$^{40}Ar_{m\to a} = {}^{40}K_0\,\frac{\lambda_e}{\lambda_e+\lambda_\beta}\,(1 - e^{-\lambda t})\,e^{-\varkappa_K y}\,(1 - e^{-\varkappa_K y}), \tag{3.2}$$

где $^{40}K_0$ — начальное содержание в Земле радиоактивного изотопа калия ^{40}K; $\lambda_e = 0{,}557\cdot10^{-10}$ лет$^{-1}$ — константа электронного захвата ^{40}K; $\lambda_\beta = 4{,}72\cdot10^{-10}$ лет$^{-1}$ — константа β-распада ^{40}K; $\lambda = \lambda_e + \lambda_\beta$; t — возраст Земли.

Помимо мантийного аргона, в атмосферу попадает и аргон, освобождающийся из коренных пород земной коры при их метаморфизме, разрушении и превращении в осадки. Несмотря на большую распространенность метаморфических пород в континентальной коре, дегазацией аргона при метаморфизме древних осадков, по-видимому, можно пренебречь. Действительно, процессы регионального метаморфизма и тем более ультраметаморфизма обычно развиваются только в эвгеосинклинальных и частично в миогеосинклинальных зонах. При этом подвергаются метаморфизму главным образом отложения, образовавшиеся за счет разрушения близких по возрасту или даже почти одновозрастных с ними магматических пород, дегазация которых учитывается уравнением (3.2). После консолидации метаморфических пород дегазация аргона из них, как и из магматических пород, практически полностью прекращается.

Дегазацию аргона при разрушении коренных (магматических и метаморфических) пород коры и образовании осадков можно учесть, присоединив к уравнению дегазации мантии (3.2) аналогичное уравнение дегазации коры. Тогда суммарное содержание аргона в атмосфере и гидросфере можно оценить следующим образом:

$$^{40}\mathrm{Ar}_a = {}^{40}\mathrm{K}_0 \frac{\lambda_e}{\lambda_e + \lambda_\beta}(1 - e^{-\lambda t})(1 - e^{-\varkappa_K y})(1 + e^{-\varkappa_K y} - e^{-\varkappa_{sd} y}), \qquad (3.3)$$

где $\varkappa_{sd}$ — показатель подвижности аргона при его дегазации из континентальной коры за счет образования осадочных пород.

Показатель подвижности $\varkappa_{sd}$ можно определить, используя дифференциальную форму уравнения дегазации:

$$dm_{cr}/dt = -\varkappa_{sd} m_{cr}\, dy/dt, \qquad (3.4)$$

здесь m_{cr} — масса коренных пород земной коры; dm_{cr}/dt — скорость превращения коренных пород в осадочные.

В § 3 гл. IV будет показано, что тектонический параметр y можно выразить через число тектонических циклов и массу мантии:

$$y = nM_m/n_\infty M_{m\infty},$$

где n — число завершившихся ко времени t конвективных или тектонических циклов; M_m — масса мантии в момент времени t (со временем масса мантии уменьшается в связи с ростом земного ядра); n_∞ и $M_{m\infty}$ — значения соответствующих параметров при завершении эволюционного развития Земли (т. е. при $t \to \infty$).

При оценке значения производной dy/dt воспользуемся тем обстоятельством, что масса мантии за всю геологическую историю Земли уменьшилась примерно на 30%, а число завершившихся тектонических циклов достигло примерно 20 (Сорохтин, 1974а, б). Поэтому можно считать, что в процессе эволюции Земли масса мантии менялась значительно медленнее, чем параметр y. В этом случае приближенно получим

$$\frac{dy}{dt} \simeq \frac{M_m}{n_\infty M_{m\infty}} \frac{dn}{dt}.$$

Переходя к конечным разностям и полагая, что за один тектонический цикл $\Delta n = 1$, а средняя продолжительность циклов фанерозоя $\Delta t = 1{,}6 \cdot 10^8$ лет, найдем (при $M_m = 4{,}1 \cdot 10^{27}$ г, $M_{m\infty} = 3{,}8 \cdot 10^{27}$ г и $n_\infty = 27$) $dy/dt \simeq 2{,}5 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$.

По Ронову и Ярошевскому (1967), общая масса континентальной и субконтинентальной коры достигает $22{,}5 \cdot 10^{24}$ г, а суммарная масса осадков равна $2{,}0 \cdot 10^{24}$ г. Следовательно, масса коренных (изверженных и метаморфических) пород коры равна $m_{cr} = 20{,}5 \cdot 10^{24}$ г. Скорость накопления осадков, по данным Гаррелса и Маккензи (1974), достигает $25 \cdot 10^{15}$ г/год. При этом, однако, лишь одна пятая часть отлагающихся осадков образуется заново за счет разрушения магматических и метаморфических пород земной коры. Следовательно, $dm_{cr}/dt = -5 \cdot 10^{15}$ г. Подставляя найденные параметры в (3.4), получим $\varkappa_{sd} = 0{,}976$.

Присоединяя к уравнению (3.3) аналогичное уравнение для содержания калия $^{40}\mathrm{K}_{cr}$ в коре, составим систему из двух уравнений, позволяющую оценить начальное содержание в Земле изотопа ^{40}K и показатель подвижности калия $\varkappa_K$:

$$\begin{aligned} {}^{40}\mathrm{Ar}_{atm} &= {}^{40}\mathrm{K}_0 \frac{\lambda_e}{\lambda_e + \lambda_\beta}(1 - e^{-\lambda t})(1 - e^{-\varkappa_K y})(0{,}556 + e^{-\varkappa_K y}), \\ {}^{40}\mathrm{K}_{cr} &= {}^{40}\mathrm{K}_0 e^{-\lambda t}(1 - e^{-\varkappa_K y}). \end{aligned} \qquad (3.5)$$

Содержание аргона в атмосфере известно с достаточной точностью (см., например, «Краткий справочник...», 1970). В пересчете на изотоп ^{40}Ar можно принять, что в атмосфере содержится $6{,}526 \cdot 10^{19}$ г ^{40}Ar, в гидросфере растворено около $0{,}084 \cdot 10^{19}$ г этого газа, следовательно, свободного аргона на Земле $^{40}Ar_{atm} = 6{,}61 \cdot 10^{19}$ г.

Содержание калия в континентальной коре известно с меньшей точностью. Так, Виноградов (1962) считал, что средняя концентрация калия в коре достигает 2,5%. По данным Ронова и Ярошевского (1967), эта величина (в пересчете с K_2O на K) для двухслойной модели земной коры составляет 1,99%, однако ими была принята более сложная модель с содержанием K, равным 2,41%. По Тейлору (Taylor, 1964), в континентальной коре содержится 2,09% калия. При выборе из этих данных наиболее реальной модели необходимо учитывать, что концентрациям калия, превышающим 1,8% (при характерных для пород коры отношениях $K/U = 10^4$ и $K/Th = 2 \cdot 10^3$), соответствуют тепловые потоки через континентальную кору, превышающие среднее значение потока по экспериментальным данным ($\bar{q} = 1{,}43 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с (Lee, Uyeda, 1965)). Приведенное ограничение заставляет нас либо принять концентрацию калия в коре меньшей чем 1,8%, либо считать, что породы континентальной коры в среднем характеризуются большими, чем это обычно принимается, отношениями K/U и K/Th.

Допустить меньшее содержание калия, чем это получается для двухслойной модели коры, трудно. Поэтому остается предположить, что средние отношения K/U и K/Th в коре выше, чем это наблюдается для кислых и осадочных пород. Согласно Ронову и Ярошевскому (1967), земная кора по своему химическому составу в целом приближается к составу средних пород. По данным Виноградова (1962), для средних пород $K/U = 1{,}3 \cdot 10^4$ и $K/Th = 3{,}3 \cdot 10^3$. В этом случае радиогенная составляющая теплового потока через континентальтую кору равна $1{,}12 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с. Остальная часть потока передается непосредственно из глубин мантии. Если принять, что средний возраст континентальной коры равен $1{,}8 \cdot 10^9$ лет, то, согласно кельвиновскому решению уравнения теплопроводности (см. формулу (6.3), гл. V) глубинная составляющая теплового потока будет примерно равна $0{,}3 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с, а суммарный поток составит $1{,}42 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с, что почти совпадает со средним значением по экспериментальным данным.

Таким образом, среднюю концентрацию калия в континентальной коре [1] можно принять равной 2%. Тогда при общей массе коры $22{,}5 \cdot 10^{24}$ г в ней содержится $4{,}5 \cdot 10^{23}$ г калия и $5{,}49 \cdot 10^{19}$ г радиоактивного изотопа ^{40}K. Содержание ^{40}K в океанской воде примерно равно $0{,}0066 \cdot 10^{19}$ г (рассчитано по данным «Краткого справочника по геохимии», 1970). Поэтому можно принять, что за время жизни Земли из мантии перешло в кору и гидросферу (с учетом распада) примерно $5{,}5 \cdot 10^{19}$ г изотопа ^{40}K.

Подставляя теперь найденное значение в уравнение (3.5) и принимая возраст Земли $t_q = 4{,}65 \cdot 10^9$ лет и современное значение параметра $y_q = 0{,}833$, найдем, что показатель подвижности калия $\varkappa_K = 0{,}8$, а начальное содержание радиоактивного изотопа калия в Земле $^{40}K_0 = 131{,}5 \cdot 10^{19}$ г.

Общее содержание изотопа ^{40}K в Земле легко найти из уравнения распада радиоактивных элементов:

$$^{40}K = {}^{40}K_0 e^{-\lambda t}, \tag{3.6}$$

откуда общее содержание ^{40}K в современной Земле достигает $11{,}31 \cdot 10^{19}$ г. Следовательно, в мантии в настоящее время сосредоточено $5{,}81 \cdot 10^{19}$ г радиоактивного изотопа калия или около 52% от его общего содержания в Земле.

[1] Под континентальной корой понимается как кора самих континентов, так и кора переходных зон: шельфов и материковых склонов.

Содержание калия в Земле в целом и в мантии можно определить по отношению $^{40}K/(^{39}K + {}^{41}K) = 1{,}22 \cdot 10^{-4}$ или по уравнению дифференциации (3.1). Соответствующие расчеты показывают, что всего в Земле содержится $9{,}27 \cdot 10^{23}$ г калия, из них в земной коре вместе с гидросферой — $4{,}51 \cdot 10^{23}$ г, в мантии — $4{,}76 \cdot 10^{23}$ г. Концентрация калия в современной мантии равна 0,012%, а в первичном веществе Земли достигала 0,016%. Сейчас калий распределен в земных недрах чрезвычайно неравномерно, так как только в континентальной коре, составляющей всего лишь 0,38% от массы всей Земли, в настоящее время сосредоточено 48% этого элемента (по Гасту (1975), эта величина составляет 63%).

Содержание урана и тория в континентальной коре теперь можно определить по характерным для пород земной коры калий-урановому и калий-ториевому отношениям. В принятой нами двухслойной модели континентальной коры ее средний состав приближается к составу смеси гранитов и континентальных базальтов в пропорции 1 : 1. Используя сведения о средней распространенности K, U и Th в породах — компонентах смеси (Виноградов, 1962), найдем уточненные значения этих отношений для принятой модели коры: $K/U = 1{,}3 \cdot 10^4$ и $K/Th = 3{,}3 \cdot 10^3$. Следовательно, в коре содержится около $3{,}5 \cdot 10^{19}$ г урана и $1{,}4 \cdot 10^{20}$ г тория (содержанием этих элементов в гидросфере можно пренебречь).

Обычно относительно тугоплавкие рассеянные элементы концентрируются в коре в гораздо большей степени, чем щелочные металлы (Гаст, 1975). Поэтому следует ожидать, что в современной мантии калий-урановое и калий-ториевое отношения должны быть выше, чем в коре. С другой стороны, суммарное содержание U и Th в Земле не может быть меньше, чем их содержание в коре. Отсюда можно найти пределы содержания этих радиоактивных элементов в Земле: $3{,}5 \cdot 10^{19}$ г $< U_g < 7{,}1 \cdot 10^{19}$ г и $1{,}4 \cdot 10^{20}$ г $< Th_g < 2{,}8 \cdot 10^{20}$ г.

Приведенные пределы возможных содержаний U и Th в Земле сами по себе не очень широки, но и их можно резко сузить, если сравнить калий-урановое и калий-ториевое отношения земных пород с лунными. Для этого необходимо предположить, что отношения K/U и K/Th в первичном веществе Земли и Луны были одинаковыми, а излияния лунных и земных базальтов происходили при разных степенях дифференциации мантийного вещества этих планет и, следовательно, при разных отношениях K/U и K/Th в моменты излияний.

Всего вероятнее, что Луна образовалась на околоземной орбите из спутникового роя протопланетного вещества (Рускол, 1975). Тем не менее плотность Луны (3,34 г/см^3) заметно ниже, чем средняя плотность Земли (5,52 г/см^3), причем это различие не удается объяснить разной степенью сжатия недр. Поэтому остается принять, что Луна обеднена железом и, следовательно, что еще в процессе образования планет и их спутников само протопланетное вещество испытывало дифференциацию. Орован (Orowan, 1969) предположил, что такая первичная дифференциация могла происходить за счет различия механических свойств силикатных и металлических частиц: хрупкие силикатные частицы при соударениях дробятся и измельчаются, а металлические (железоникелевые) за счет своей пластичности и ковкости, наоборот, слипаются. В результате крупные допланетные тела должны были в большей мере обогащаться железом, чем еще остающиеся в протопланетном рое мелкие тела.

Отмеченный процесс первичной дифференциации протопланетного вещества влиял главным образом на степень концентрации железа в растущих планетах. Интересующие нас рассеянные элементы-примеси (K, U и Th), судя по составам метеоритов, всегда связаны с силикатной фракцией вещества. Поэтому можно ожидать, что степень их фракционирования была примерно одинаковой при образовании как Земли, так и Луны. Отсюда можно

предположить, что отношения K/U и K/Th в первичном веществе этих двух планет также были примерно одинаковыми. Следовательно, если подвижность U и Th действительно превышает подвижность K, то базальтовые излияния, происшедшие на более ранней стадии тектонического развития планеты, должны характеризоваться и более низкими отношениями K/U и K/Th. Судя по результатам анализов лунных пород из Моря Спокойствия (Мэйсон, Мелсон, 1973), лунные базальты характеризуются заметно более низкими отношениями K/U $(2{,}3\cdot10^3)$ и K/Th $(0{,}72\cdot10^3)$, чем земные (соответственно $(0{,}83 \div 1{,}66)\cdot10^4$ и $(2{,}08 \div 2{,}77)\cdot10^3$). Для молодых земных базальтов, по-видимому, можно принять $(K/U)_g \simeq 1{,}3\cdot10^4$ и $(K/Th)_g \simeq 2{,}5\cdot10^3$. Иными оказываются и торий-урановые отношения: для лунных базальтов в среднем 3,2, для земных 5,2, что может свидетельствовать о большей подвижности тория по сравнению с ураном при сепарации базальтовых магм из мантийного вещества.

Из приведенных сравнений следует, что базальтовые излияния на Луне происходили на более ранней стадии развития этой планеты. Как показано Кеонджяном и Мониным (1975, 1976), развитие любой планеты земной группы можно охарактеризовать эволюционным параметром $x = M_c/M_{c\infty}$, где M_c — масса ядра планеты к моменту времени t; $M_{c\infty}$ — максимально возможная масса ядра при условии, что все окислы железа из мантии переходят в ядро. Существование у Луны ядра радиусом до 350 км предполагалось и ранее (Runcorn, Gray, 1967), теперь оно обнаружено и экспериментально по сейсмическим данным (Toksöz, Johnston, 1974). По расчетам эволюции планеты, названной Кеонджяном и Мониным Квазилуной (так как она близка по составу и строению к Луне), активность процессов дифференциации в ее недрах достигла своего максимума примерно $(3{,}7 \div 3{,}8)\cdot10^9$ лет назад, как раз в это время и происходили излияния базальтовых магм в Море Спокойствия на Луне (Мэйсон, Мелсон, 1973).

Поскольку тектоническая эволюция современной Земли существенно более зрелая ($y_q = 0{,}833$), чем эволюция Луны в момент наибольшей активности ($y_L = 0{,}38$) (см. табл. 1 в гл. IV), излияния лунных базальтов в действительности происходили на более ранних этапах дифференциации мантийного вещества, чем это происходит теперь на Земле. Этот вывод позволяет использовать калий-урановые и калий-ториевые отношения из земных и лунных пород для определения содержания этих радиоактивных элементов в мантиях обеих планет.

В момент излияния лунных базальтов исследуемые отношения были равны

$$\left(\frac{K}{^{238}U}\right)_L = \frac{K_0 \exp(-\varkappa_K y_L)}{^{238}U_0 \exp(-\lambda_U t_L)\exp(-\varkappa_U y_L)}, \tag{3.7}$$

$$\left(\frac{K}{Th}\right)_L = \frac{K_0 \exp(-\varkappa_K y_L)}{Th_0 \exp(-\lambda_{Th} t_L)\exp(-\varkappa_{Th} y_L)}, \tag{3.8}$$

где $\varkappa_K$, $\varkappa_U$ и $\varkappa_{Th}$ — показатели подвижности калия, урана и тория; $\lambda_U = 1{,}54\times10^{-10}$ лет$^{-1}$ — константа распада ^{238}U; $\lambda_{Th} = 4{,}88\cdot10^{-11}$ лет$^{-1}$ — константа распада ^{232}Th (распад изотопа ^{40}K можно не учитывать, так как его концентрация мала по сравнению с суммарным содержанием калия).

Современные значения отношений можно оценить следующим образом:

$$\left(\frac{K}{^{238}U}\right)_L = \frac{K_0 \exp(-\varkappa_K y_L)\exp(-\lambda_U (t_q - t_L))}{^{238}U_0 \exp(-\lambda_U t_L)\exp(-\varkappa_U y_L)} = 2{,}3\cdot10^3,$$

$$\left(\frac{K}{Th}\right)_L = \frac{K_0 \exp(-\varkappa_K y_L)\exp(-\lambda_{Th} (t_q - t_L))}{Th_0 \exp(-\lambda_{Th} t_L)\exp(-\varkappa_{Th} y_L)} = 0{,}72\cdot10^3. \tag{3.9}$$

Здесь t_L — время излияния лунных базальтов, а $t_q = 4{,}65\cdot10^9$ лет — совре-

менный возраст планеты (содержание ^{235}U при расчете современных отношений K/U можно не учитывать, так как оно мало по сравнению с концентрацией ^{238}U).

Соответствующие отношения для современных земных базальтов можно записать в виде:

$$\left(\frac{K}{^{238}U}\right)_g = \frac{K_0 \exp(-\varkappa_K y_q)}{^{238}U_0 \exp(-\lambda_U t_q)\exp(-\varkappa_U y_q)} = 1{,}3\cdot 10^4,$$
$$\left(\frac{K}{Th}\right)_g = \frac{K_0 \exp(-\varkappa_K y_q)}{Th \exp(-\lambda_{Th} t_q)\exp(-\varkappa_{Th} y_q)} = 2{,}5\cdot 10^3. \qquad (3.10)$$

Разделив (3.9) на (3.10), получим:

$$\exp[\varkappa_U (y_q - y_L)] = 5{,}65 \exp[\varkappa_K (y_q - y_L)] \exp[-2\lambda_U (t_q - t_L)],$$
$$\exp[\varkappa_{Th} (y_q - y_L)] = 3{,}48 \exp[\varkappa_K (y_q - y_L)] \exp[-2\lambda_{Th} (t_q - t_L)]. \qquad (3.11)$$

Подставляя теперь в выражения (3.11) определенные ранее параметры $\varkappa_K = 0{,}8$; $y_q = 0{,}833$; $y_L \simeq 0{,}4$; $t_q = 4{,}65\cdot 10^9$ лет; $t_L = 4{,}65\cdot 10^9 - 3{,}7\cdot 10^9 = 0{,}95\cdot 10^9$ лет и используя значения $\lambda_U = 1{,}54\cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$ и $\lambda_{Th} = 4{,}88\times \times 10^{-11}$ лет$^{-1}$, найдем показатели подвижности урана и тория $\varkappa_U = 2{,}17$ и $\varkappa_{Th} = 2{,}85$.

Теперь нетрудно найти и искомые содержания урана и тория в современной мантии по найденным ранее их содержаниям в коре:

$$U_m = U_{cr} \frac{\exp(-\varkappa_U y_q)}{1 - \exp(-\varkappa_U y_q)} = 0{,}068\cdot 10^{20}\ \text{г},$$
$$Th_m = Th_{cr} \frac{\exp(-\varkappa_{Th} y_q)}{1 - \exp(-\varkappa_{Th} y_q)} = 0{,}14\cdot 10^{20}\ \text{г}. \qquad (3.12)$$

Содержания радиоактивных элементов в Земле, определенные по описанной выше методике, приведены в таблице. Содержание изотопа ^{235}U легко оценить по отношению $^{238}U/^{235}U = 137{,}7$. Как видно из таблицы, основная доля радиоактивных элементов в настоящее время сосредоточена в континентальной коре. Этот результат полностью согласуется с выводом Гаста (1975, с. 30), что «такие элементы, как K, Rb, Ba, U и Th почти полностью находятся в верхней части Земли, составляющей 0,5% ее массы (т. е. в земной коре)».

Содержание радиоактивных элементов в Земле

Геосферы	K		^{40}K		U		Th	
	10^{20} г	%	10^{20} г	%	10^{20} г	%	10^{20} г	%
Континентальная кора	4500	2,00	0,550	$2{,}44\cdot 10^{-4}$	0,346	$1{,}54\cdot 10^{-4}$	1,36	$6{,}0\cdot 10^{-4}$
Мантия с океанской корой	4760	$1{,}16\cdot 10^{-2}$	0,581	$1{,}42\cdot 10^{-6}$	0,068	$1{,}66\cdot 10^{-7}$	0,14	$3{,}4\cdot 10^{-6}$
Земля в целом	9260	$1{,}55\cdot 10^{-2}$	1,131	$1{,}89\cdot 10^{-6}$	0,414	$6{,}92\cdot 10^{-7}$	1,50	$2{,}5\cdot 10^{-6}$

4. ЭНЕРГИЯ РАСПАДА РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Известно, что распад радиоактивных элементов сопровождается выделением значительной энергии. Так, по Макдональду (MacDonald, 1959), энерговыделение основных радиоактивных элементов равно для ^{238}U — 0,94; ^{235}U — 5,7; ^{232}Th — 0,26; ^{40}K — 0,29 эрг/г·с. Используя эти данные и приведенные выше

расчеты, нетрудно определить, что в настоящее время в Земле выделяется $1{,}13 \cdot 10^{20}$ эрг/с радиогенной энергии, в том числе $0{,}86 \cdot 10^{20}$ эрг/с — в континентальной коре и только $0{,}27 \cdot 10^{20}$ эрг/с — в мантии. Всего же за время жизни Земли в ее недрах выделилось $0{,}41 \cdot 10^{38}$ эрг радиогенной энергии.

Радиоактивные элементы, вынесенные из мантии в земную кору, в большей мере концентрируются в «гранитном» слое коры. Поэтому генерируемое ими тепло относительно быстро теряется через земную поверхность и практически не участвует в разогреве глубинных недр Земли. Следовательно, при выявлении источников энергии, питающей тектоническую активность Земли,

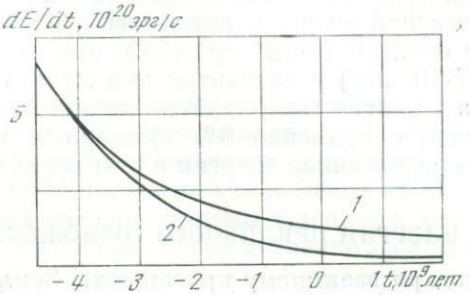


Рис. 4. Зависимость скорости выделения радиогенной энергии в Земле от времени

1 — суммарное энерговыделение;
2 — энерговыделение в мантии

особый интерес представляет только та доля радиогенной энергии, которая выделилась в мантии.

Для нахождения этой доли энергии необходимо учесть, что концентрация радиоактивных элементов в мантии со временем уменьшается не только за счет их распада, но и благодаря подвижности и переходу в земную кору. Поэтому содержание в мантии радиоактивного элемента R будет убывать по несколько более сложному результирующему закону:

$$\mathrm{R} = \mathrm{R}_0 e^{-(\varkappa_{\mathrm{R}} y + \lambda_{\mathrm{R}} t)}, \tag{4.1}$$

где $\varkappa_{\mathrm{R}}$ по-прежнему подвижность элемента; y — тектонический параметр; R_0 — начальное количество элемента R в Земле. В этом случае скорость выделения радиогенной энергии $\mathscr{E}$ в мантии в каждый момент времени t будет определяться выражением

$$\dot{\mathscr{E}}(\mathrm{R}) = \mathrm{R}_0 q_{\mathrm{R}} e^{-(\varkappa_{\mathrm{R}} y + \lambda_{\mathrm{R}} t)}, \tag{4.2}$$

где q_{R} — теплогенерация единицы массы радиоактивного элемента R в единицу времени. Общую радиогенную энергию, выделившуюся в мантии за время t, нетрудно найти интегрированием выражения (4.2) и суммированием результата по всем радиоактивным элементам:

$$\mathscr{E}(\mathrm{R}) = \sum_1^4 \mathrm{R}_{0i} q_i \int_0^t e^{-(\varkappa_i y + \lambda_i t)} dt, \tag{4.3}$$

где i — индекс одного из радиоактивных элементов $^{238}\mathrm{U}$, $^{235}\mathrm{U}$, $^{232}\mathrm{Th}$ или $^{40}\mathrm{K}$.

Из графика на рис. 4, построенного по формуле (4.2), видно, что наиболее интенсивно радиогенное тепло выделялось на ранних стадиях развития Земли — до $6{,}7 \cdot 10^{20}$ эрг/с в момент ее образования. В дальнейшем интенсивность энерговыделения в мантии резко падала и в настоящее время не превышает $0{,}27 \cdot 10^{20}$ эрг/с, т. е. составляет около 4% от начального уровня. Об этом же свидетельствует и расчет суммарной энергии по уравнению (4.3). Оказывается, за всю историю Земли в ее мантии выделилось $0{,}34 \cdot 10^{38}$ эрг радиогенной энергии, причем за первый миллиард лет ее жизни, т. е. до окончания первого (белозерского) тектоно-магматического цикла, выделилось более половины

этой энергии — примерно $0{,}18 \cdot 10^{38}$ эрг. За все же остальное время геологического развития нашей планеты, т. е. за $3{,}65 \cdot 10^{9}$ лет, генерация радиогенной энергии в ее мантии составила только $0{,}16 \cdot 10^{38}$ эрг.

Таким образом, расчет содержаний радиоактивных элементов в Земле, построенный с учетом основных закономерностей их миграции из мантии в кору, показал, что этих элементов в Земле значительно меньше, чем предполагалось другими исследователями. Основная доля радиоактивных элементов (примерно 83,5% урана, 90,6% тория и 48,6% калия) сосредоточена согласно расчетам в континентальной коре, составляющей лишь 0,38% массы Земли. В соответствии с этим оказалась существенно меньшей и величина радиогенной энергии, выделившейся за время жизни Земли в ее недрах — всего около $0{,}41 \cdot 10^{38}$ эрг (4.3), при этом за геологическую историю Земли ($\sim 3{,}7 \cdot 10^{9}$ лет) в ее мантии выделилось только $0{,}16 \cdot 10^{38}$ эрг. В настоящее время в мантии генерируется около $0{,}27 \cdot 10^{20}$ эрг/с радиогенной энергии, что составляет примерно 6% суммарных теплопотерь Земли. Следовательно, вклад радиогенной энергии в тектоническую активность Земли очень мал.

5. ЭНЕРГИЯ ПРИЛИВНОГО ТОРМОЖЕНИЯ ЗЕМЛИ

Благодаря взаимному притяжению Земли и Луны в них возникают приливные деформации, проявляющиеся на поверхности в виде приливных вздутий или горбов. Аналогичные деформации вызываются и притяжением Солнца.

Вследствие неидеальной упругости и неоднородного строения Земли и Луны возникающие в них деформации сопровождаются диссипацией части их энергии. Это приводит к изменениям режимов вращения обеих планет и к дополнительному разогреву их недр. Механизм перераспределения энергии вращения в системе Земля—Луна состоит в следующем.

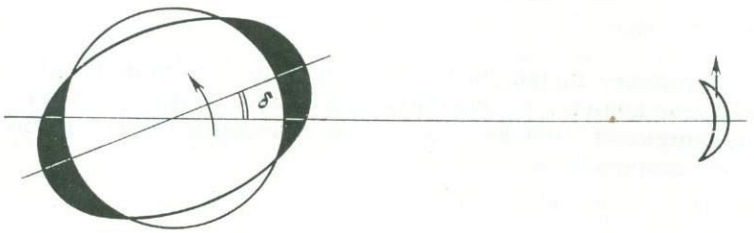


Рис. 5. Схема отклонения приливных горбов от направления на приливообразующее тело

Если бы трения не было, то приливные горбы, образующиеся на поверхности Земли и Луны под действием их взаимного притяжения, были бы направлены по линии, соединяющей центры масс. Но из-за трения приливный горб на Земле увлекается ее вращением, и ось горба образует с линией центров Земля — Луна некоторый угол δ, так что максимальный прилив наступает в каждой точке Земли несколько позже момента кульминации Луны. В прибрежных районах океанов это запаздывание может достигать нескольких часов, так как на мелководье приливные течения эффективно тормозятся придонным трением, но в открытом океане и в твердой Земле запаздывание мало и в среднем для всей Земли составляет, по-видимому, несколько минут.

Отклоненные на угол δ от линии, соединяющей центры Земли и Луны, приливные горбы на Земле притягиваются Луной, причем ближний к ней горб притягивается сильнее (приблизительно на 5%), чем горб с противоположной стороны Земли. Вследствие этого образуется действующий на Зем-

лю момент сил притяжения Луны, стремящийся повернуть Землю в сторону, противоположную направлению ее вращения (рис. 5). Поэтому момент импульса собственного вращения Земли $M_0 \simeq I\omega$ (где I — момент инерции Земли, ω — угловая скорость ее вращения) должен уменьшаться, а вращение — замедляться. С другой стороны, действие на Луну сил притяжения к приливным горбам на Земле, из которых притяжение к ближнему горбу сильнее, чем к дальнему, должно «подталкивать» Луну в направлении ее движения по орбите. Поэтому количество орбитального движения Луны $M_L \sim r^2\Omega$ (где r и Ω — соответственно радиус и угловая скорость вращения Луны вокруг Земли) должно увеличиваться. Но поскольку по третьему закону Кеплера $\Omega^2 r^3 = \text{const}$, то угловая скорость движения Луны должна уменьшаться, линейная скорость — возрастать, а ее расстояние от Земли — увеличиваться.

Таким образом, систему Земля—Луна можно рассматривать как сложный «волчок», состоящий из двух тел, связанных гравитационно-приливным взаимодействием, которое осуществляет перераспределение между ними суммарного момента количества движения M. При этом в теле Земли происходит постепенная диссипация кинетической энергии системы в теплоту. Вследствие приливного взаимодействия система Земля—Луна медленно эволюционирует во времени.

В предположении, что угол запаздывания приливов δ уменьшается со временем обратно пропорционально длине земных суток, эволюцию системы Земля—Луна исследовал Герстенкорн (Gerstenkorn, 1955, 1967). По его расчетам, 2,5 млрд. лет назад Луна должна была находиться на минимальном расстоянии от Земли, равном 2,89 R_g (где R_g — радиус Земли), близко совпадающем с пределом Роша, внутри которого массивный спутник уже разрывается приливными силами (для упругопластичного спутника Земли предел Роша примерно равен 2,8 R_g). Орбита Луны в этот момент была наклонена к земному экватору под углом 45,7°, а Земля вращалась вокруг своей оси примерно в 5 раз быстрее, чем сейчас. Еще ранее Луна двигалась по сильно вытянутой орбите в сторону, обратную вращению Земли.

По расчетам Макдональда (MacDonald, 1964), принимавшего, что угол запаздывания приливов δ оставался все время постоянным, максимальное сближение Луны и Земли до расстояния 2,72 R_g произошло 1,79 млрд. лет назад. В этот момент эксцентриситет лунной орбиты был очень малым (меньше 10^{-3}), период собственного вращения Земли примерно равнялся 4,9 ч, а длина месяца — 1,27 тогдашних суток (т. е. 6,22 ч). До этого момента Луна двигалась по чрезвычайно эксцентричной ($e \simeq 1$) и сильно наклоненной, но все же не обратной орбите. Сближение планет, по представлениям Макдональда, происходило стремительно — время перехода Луны со среднего расстояния в 343 R_g до минимального и затем до 8,5 R_g заняло только 1000 лет.

Манк (Munk, 1968), называющий краткий период теснейшего сближения Луны с Землей «событием Герстенкорна», воссоздал ситуацию на Земле в этот период. Океанские приливы высотой порядка 1 км каждые 2,4 часа должны были бы обрушиваться на сушу, приводя к ее выравниванию и диссипируя энергию, достаточную для полного испарения океанов с образованием мощной атмосферы из водяного пара, тепличный эффект в которой поднял бы температуру у поверхности Земли до 1000° и ликвидировал все живое. Еще невероятнее была бы ситуация на Луне, находившейся внутри предела Роша и испытывавшей разрывающие приливные нагрузки.

Описанная катастрофическая ситуация, безусловно, оставила бы неизгладимые следы в геологической и биологической летописях нашей планеты, однако таких следов нигде не обнаружено. Поэтому необходимо признать, что «события Герстенкорна» просто не было, а начало эволюции системы Земля—Луна, по-видимому, надо отсчитывать от времени их образования. В этом

отношении наиболее обоснованной является модель образования Луны, подробно исследованная в ряде работ Рускол (1960, 1963, 1966, 1975). Согласно этой модели Луна образовалась из околоземного спутникового роя на расстояниях от Земли порядка (5—30) R_g и почти одновременно с процессом формирования самой Земли.

Главной трудностью в расчете эволюции системы Земля—Луна является неопределенность в изменениях со временем приливного трения, определяемых изменениями внутреннего строения Земли. В упомянутых выше исследованиях Макдональд (MacDonald, 1964) производил расчеты, считая угол запаздывания δ постоянным (время запаздывания δ/ω росло пропорционально длине суток). Рускол (1963, 1975) предположила, что угол δ со временем увеличивается по линейному или квадратичному закону: $\delta = 1°,7\,(1 - t/t_{\text{нач}})$ или $\delta = 0°,5 + \beta\,(t - t_{\text{нач}})^2$ при $\delta_{\text{совр}} = 2°,16$, объясняя такое увеличение постепенным уменьшением упругости Земли из-за постепенного разогревания ее недр и роста объема океанов.

Следуя построениям Рускол (1975), рассмотрим несколько подробнее основные закономерности изменения со временем скорости выделения приливной энергии в Земле. Тепло, выделяемое при диссипации энергии приливов, черпается из кинетической энергии вращения Земли:

$$\mathscr{E}_{\text{вр}} = I\omega^2/2, \tag{5.1}$$

где I — момент инерции Земли; ω — угловая скорость ее вращения. В настоящее время $\mathscr{E}_{\text{вр}} = 2{,}16 \cdot 10^{36}$ эрг. Скорость изменения энергии вращения, очевидно, равна

$$\frac{d\mathscr{E}_{\text{вр}}}{dt} = \frac{d}{dt}\left(I\,\frac{\omega^2}{2}\right) \simeq I\omega\,\frac{d\omega}{dt} \tag{5.2}$$

(момент энергии I слабо зависит от времени, поэтому пренебрежение этим лишь на несколько процентов уменьшает значение скорости изменения энергии вращения в начале эволюции системы Земля—Луна). Часть энергии, выделившейся при замедлении вращения Земли, тратится на увеличение полной орбитальной энергии Луны $\mathscr{E}_{\text{орб}}$, остальная часть диссипирует в самой Земле. Учитывая, что полная орбитальная энергия равна сумме кинетической и потенциальной энергий, можно найти, что $\mathscr{E}_{\text{орб}} = -GmM_g/2r$, где G— гравитационная постоянная; m — масса Луны; M_g — масса Земли; r — расстояние между центрами масс планет. Тогда получим

$$\frac{d\mathscr{E}_{\text{орб}}}{dt} = G\,\frac{M_g m}{2r^2}\,\frac{dr}{dt}. \tag{5.3}$$

Энергию, выделяющуюся при замедлении вращения Земли, можно найти из следующих соображений. Уменьшение угловой скорости вращения Земли, вызываемое приливным торможением, определяется выражением (Парийский, 1960)

$$\frac{d\omega}{dt} = -\frac{3}{2}\,\frac{k_2 G m^2 R_g^5}{I r^6}\sin 2\delta, \tag{5.4}$$

где k_2 — второе число Лява, характеризующее способность Земли в целом упруго реагировать на приливообразующие силы (k_2 является коэффициентом при второй гармонике разложения приливообразующего потенциала V в ряд по сферическим функциям V_n; V_2 составляет основную долю приливообразующего потенциала).

Далее, по закону сохранения количества движения

$$I_\omega + \frac{M_g m}{M_g + m}\,r^2\Omega = K = \text{const} \tag{5.5}$$

(где Ω — угловая скорость движения Луны по орбите вокруг Земли),

а по третьему закону Кеплера

$$\Omega^2 r^3 = G(M_g + m) = \mu. \tag{5.6}$$

Комбинируя (5.4), (5.5), (5.6), можно определить зависимости уменьшения угловой скорости вращения Земли и увеличения радиуса лунной орбиты от параметров системы Земля—Луна и угла запаздывания:

$$\begin{aligned} \frac{d\omega}{dt} &= -\frac{GM_g m}{2I\mu^{1/2} r^{1/2}} \frac{dr}{dt}, \\ \frac{dr}{dt} &= \frac{3k_2 m R^5 \mu^{1/2} \sin 2\delta}{M_g r^{11/2}}. \end{aligned} \tag{5.7}$$

Очевидно, что количество тепла, выделяемого за счет диссипации энергии приливов, равно энергии, выделяемой при замедлении вращения Земли и идущей на увеличение орбитальной энергии Луны. Следовательно,

$$\left(\frac{d\mathcal{E}}{dt}\right)_{\text{тепл}} = -\left(\frac{d\mathcal{E}}{dt}\right)_{\text{вр}} - \left(\frac{d\mathcal{E}}{dt}\right)_{\text{орб}} = -I\omega\frac{d\omega}{dt} - G\frac{M_g m}{2r^2}\frac{dr}{dt}. \tag{5.8}$$

Используя выражения (5.2), (5.4) — (5.8), Рускол (1963) нашла, что скорость диссипации приливной энергии в Земле определяется выражением

$$\left(\frac{d\mathcal{E}}{dt}\right)_{\text{тепл}} = \frac{3}{2}\frac{k_2 G m^2 R^5 \sin 2\delta}{r^6}(\omega - \Omega). \tag{5.9}$$

Из полученного выражения видно, что выделение тепловой энергии в теле Земли за счет приливного взаимодействия с Луной пропорционально первой степени угла запаздывания (так как при малых углах $\sin 2\delta \simeq 2\delta$) и обратно пропорционально шестой степени расстояния между центрами Земли и Луны. Из этого следует, что с геологической точки зрения наиболее интересной является стадия близкого расположения Луны от Земли, т. е. время непосредственно после окончания формирования Луны.

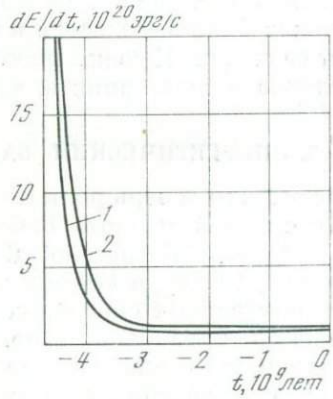


Рис. 6. Выделение тепла в Земле в результате приливного трения при линейной (*1*) и квадратичной (*2*) зависимостях изменения угла δ от времени (Рускол, 1975)

К сожалению, неравномерность приливного отодвигания спутника затрудняет определение начального расстояния между Землей и Луной. Ясно только, что оно должно было быть больше предела Роша, так как иначе Луна не смогла бы сформироваться в виде единого массивного спутника. На рис. 6 приведены два варианта кривых, характеризующих скорость диссипации приливной энергии. Как видно из приведенных графиков, на самых ранних стадиях эволюции системы Земля—Луна интенсивность диссипации приливной энергии могла быть очень большой — порядка $(2 \div 3) \cdot 10^{21}$ эрг/с, что превышает значение современного теплового потока через земную поверхность ($4{,}2 \cdot 10^{20}$ эрг/с) и тем более величину диссипации этой энергии в настоящий момент, которая, по подсчетам Макдональда (MacDonald, 1964), равна $2{,}76 \cdot 10^{19}$ эрг/с.

Для наших целей особый интерес представляет оценка доли приливной энергии, которая диссипирует в мантии. По расчетам Миллера (Miller, 1966), во всех мелководных морях мира рассеивается примерно $1{,}7 \cdot 10^{19}$ эрг/с приливной энергии. Значительно меньшая часть приливной энергии рассеи-

вается в глубоководных частях океана. Поэтому в первом приближении можно считать, что в океанах происходит выделение около 2/3 всей диссипируемой энергии приливов. Следовательно, в современной мантии выделяется и тратится на разогрев не более $0{,}9 \cdot 10^{19}$ эрг/с приливной энергии. Однако в самом начале эволюции системы Земля—Луна, когда океанов и атмосферы практически еще не существовало, диссипация приливной энергии почти полностью происходила только в мантии молодой Земли, а эта энергия, как уже отмечалось, могла быть очень значительной.

Для определения суммарного выделения тепла на Земле за счет приливного взаимодействия с Луной необходимо проинтегрировать уравнение (5.9). В работе Рускол (1975) приводится интегральное выражение для тепловой энергии:

$$\mathscr{E}_{\text{тепл}} = \frac{1}{2} \int_{r_0}^{r} \left(\frac{GM_g m k_2}{\mu^{1/2} I r^{1/2}} - \frac{GM_g m}{r^2} - \frac{GM_g^2 m^2}{(M_g + m) I} \right) dr. \tag{5.10}$$

Выражение (5.10) удобно тем, что в него не входит неизвестная для прошлых времен величина δ, хотя остается неопределенным начальное расстояние r_0 между планетами в момент образования Луны. Подставляя в (5.10) пределы интегрирования: современное расстояние Земля—Луна $r_{\text{совр}} = 60{,}3\ R$ и нижний предел вероятного начального расстояния $r_0 = 10R$,— Рускол нашла, что за всю геологическую историю Земли, независимо от ее диссипативных свойств, суммарная энергия приливов, выделившаяся в Земле, $\mathscr{E}_{\text{тепл}} \leqslant \leqslant 2{,}8 \cdot 10^{37}$ эрг.

Благодаря сильному приливному взаимодействию планет на малых расстояниях Луна в начале своего существования должна была очень быстро удаляться от Земли. Поэтому основная доля суммарной приливной энергии должна была выделиться в мантии Земли примерно за первые полмиллиарда лет ее жизни. К сожалению, точно оценить эту долю энергии пока трудно, но условно можно принять, что она близка к $2 \cdot 10^{37}$ эрг.

6. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ БАЛАНС ЗЕМЛИ

Рассмотрим теперь роль главных источников энергии в Земле в истории развития нашей планеты. Работ, посвященных энергетическому балансу Земли, не так много (Магницкий, 1965; Любимова, 1968; Кропоткин, Поляк, 1973; Сорохтин, 1977б), и все они носят лишь приближенный характер. Проведение количественных оценок энергетического баланса Земли обычно наталкивается на ряд трудностей, основные из которых связаны с неопределенностью наших знаний о мощности отдельных энергетических процессов, о механизмах перераспределения энергии, о ее запасах в современной и особенно в первичной Земле. Однако главным препятствием к построению согласованного энергетического баланса Земли остается наше незнание и трудность объективной оценки той доли энергии, которую она потеряла в прошлые геологические эпохи в виде теплового излучения в космическое пространство. Тем не менее, используя теоретические основы излагаемой в данной монографии концепции геологической эволюции Земли, попытаемся, насколько это возможно, построить сбалансированную картину энергетики нашей планеты.

В качестве исходных данных воспользуемся полученными выше оценками мощности основных энергетических процессов и примем, что за время жизни Земли в ее недрах выделилось $0{,}41 \cdot 10^{38}$ эрг радиогенной энергии, не более $0{,}26 \cdot 10^{38}$ эрг приливной энергии и (в зависимости от принятой модели) $(1{,}46 \div 1{,}61) \cdot 10^{38}$ эрг гравитационной энергии. Радиогенная энергия и энергия приливного торможения Земли непосредственно переходят в тепло. Энергия гравитационной дифференциации Земли переходит в тепло не полностью,

так как часть ее расходуется на дополнительное упругое сжатие планеты. Для оценки этой доли энергии можно разбить процесс гравитационной дифференциации на два последовательных этапа: 1) изобарическое перераспределение компонентов в первоначально однородной планете, приводящее к возникновению устойчивой стратификации; 2) адиабатическое сжатие тела планеты до реальных давлений, существующих в ее недрах. Благодаря диссипации кинетической энергии конвективных движений, сопровождающих плотностную дифференциацию планетного вещества, гравитационная энергия первого этапа в конце концов полностью переходит в тепло. Вторая часть в большей своей доле расходуется на приращение внутренней энергии вещества, но частично приводит к его дополнительному адиабатическому разогреву.

В общем случае внутренняя энергия единицы массы вещества, с точностью до малых поправок в области высоких температур, может быть представлена в виде (Жарков. Калинин, 1968)

$$e(\xi, T) = e_n(\xi) + \theta f(\theta/T). \tag{6.1}$$

Здесь $\xi = V/V_0 = \rho_0/\rho$ — безразмерный объем; θ — характеристическая температура; $e_n(\xi)$ — потенциальная часть внутренней энергии, определяющая упругое сжатие рассматриваемой единицы массы. В интересующих нас интервалах давлений и температур $e_n(\xi) \gg \theta f(\theta/T)$, поэтому можно считать, что увеличение внутренней энергии планеты при дифференциации ее вещества в основном идет на дополнительное упругое сжатие ее недр.

Энергию дополнительного сжатия Земли можно рассчитать, определив предварительно энергию сжатия первичной E_1 и современной E_2 Земли. Тогда их разность

$$\Delta E = E_2 - E_1 \tag{6.2}$$

определит энергию дополнительного сжатия планеты, возникшего как следствие происшедшей плотностной дифференциации вещества в ее недрах.

Энергии сжатия первичной и современной Земли находятся по разности потенциальных энергий для соответствующих моделей реальной Земли $U_1(P, T)$ и $U_2(P, T)$ и ее «несжатых» моделей $U_1(0, T_0)$ и $U_2(0, T_0)$:

$$\begin{aligned} E_1 &= U_1(P, T) - U_1(0, T_0), \\ E_2 &= U_2(P, T) - U_2(0, T_0), \end{aligned} \tag{6.3}$$

где P и T — реальные распределения давления и температуры в Земле; T_0 — приведенная к поверхности адиабатическая температура Земли при $P = 0$.

Потенциальная энергия каждой из моделей реальной Земли рассчитывается с помощью интегралов вида (2.2) или (2.5). Потенциальная энергия «несжатых» моделей Земли находится по тем же интегралам, но подстановкой в них фиксированных значений плотности $\rho(0, T_0)$ для каждой из геосфер. В этом случае

$$U_1(0, T_0) = -\frac{3}{5}\frac{GM^2}{R} \tag{6.4}$$

и

$$U_2(0, T_0) = \frac{16}{15}\pi^2 G R_c^5 \rho_c(0, T_0)\left\{1 + \alpha^2(\beta^2 - 1) + \frac{5}{2}\alpha(1 - \alpha)(\beta^2 - 1)\right\},$$

где $\alpha = \rho_m(0, T_0)/\rho_c(0, T_0)$; $\beta = R_m/R_c$; $R_c = (3M_c/4\pi\rho_c(0, T_0))^{1/3}$;

$$R_m = \left\{\frac{3}{4\pi}\left(\frac{M}{\rho_m(0, T_0)} + \frac{M_c}{\rho_c(0, T_0)}\right)\right\}^{1/3}; \qquad R = \left(\frac{3M}{4\pi\rho_1(0, T_0)}\right)^{1/3};$$

$G = 6{,}67 \cdot 10^{-8}$ см^3/г$\cdot$с^2 — гравитационная постоянная (здесь индексы m и c относятся соответственно к параметрам мантии и ядра).

Строгий анализ перераспределения энергии в процессе гравитационной дифференциации Земли возможен только при использовании полных уравнений состояния вещества $\rho\ (P,\ T)$, справедливых во всем интервале давлений и температур, существующих в земных недрах. Однако в первом приближении оценка может быть получена и в рамках приближенной двухкомпонентной баротропной модели Кеонджяна и Монина (1975, 1976), дающей аналитические выражения для распределений плотности вещества в недрах Земли на

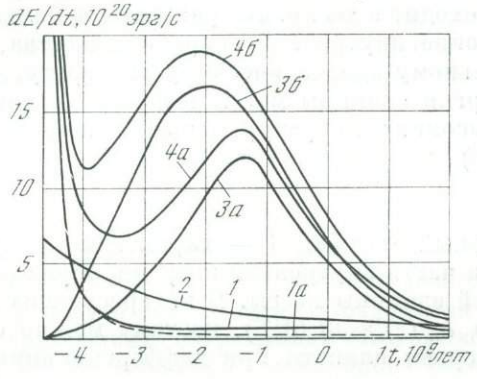


Рис. 7. Выделение тепловой энергии в «твердой» Земле

1 — энергия приливного торможения (Рускол, 1975); *1а* — то же, в мантии Земли;
2 — суммарная энергия распада радиоактивных элементов в мантии и коре Земли (Сорохтин, 1977);
3 — тепловая энергия гравитационной дифференциации:
а — по модели Кеонджяна—Монина,
б — по модели Наймарка—Сорохтина;
4 — суммарное энерговыделение в мантии и коре:
а — по модели Кеонджяна—Монина;
б — по модели Наймарка—Сорохтина

всех этапах ее эволюции. Согласно этой модели $U_1\ (P) = -23{,}37 \cdot 10^{38}$ эрг, $U_2\ (P) = -24{,}98 \cdot 10^{38}$ эрг, $\rho\ (0) = 4{,}03$ г/см^3, $\rho_m\ (0) = 3{,}53$ г/см^3 и $\rho_c\ (0) = 5{,}75$ г/см^3. Тогда по уравнениям (6.4) находим $U_1\ (0) = -20{,}21 \cdot 10^{38}$ эрг и $U_2\ (0) = -21{,}11 \cdot 10^{38}$ эрг, а энергии сжатия первичной и современной Земли по (6.3) соответственно равны $E_1 = 3{,}16 \cdot 10^{38}$ эрг и $E_2 = 3{,}87 \cdot 10^{38}$ эрг. Следовательно, энергия, израсходованная на дополнительное сжатие Земли (6.2), возникшее благодаря дифференциации вещества в ее недрах, по этой модели примерно равна $\Delta E = 0{,}71 \cdot 10^{38}$ эрг.

Аналогичный расчет, выполненный по модели Наймарка и Сорохтина (1977а, б), построенной для принятых составов мантии и ядра (см. § 2 и 3 гл. II) на основе данных по ударному сжатию породообразующих окислов и кратко описанной в § 4 и 5 гл. II, показывает, что $U_1\ (P,\ T) = -23{,}29 \cdot 10^{38}$ эрг, $U_2\ (P,\ T) = -24{,}75 \cdot 10^{38}$ эрг, $U_1\ (0,\ T_0) = -19{,}97 \cdot 10^{38}$ эрг, $U_2(0,\ T_0) = -21{,}20 \cdot 10^{38}$ эрг (при $T_0 = 1200 \div 1300°$ С). Следовательно, по этой модели $E_1\ (P,\ T) = 3{,}32 \cdot 10^{38}$ эрг, $E_2\ (P,\ T) = 3{,}55 \cdot 10^{38}$ эрг и $\Delta E = 0{,}23 \cdot 10^{38}$ эрг.

Учитывая, что в процессе плотностной дифференциации Земли согласно модели Кеонджяна — Монина выделилось $1{,}61 \cdot 10^{38}$ эрг, а по модели Наймарка — Сорохтина $1{,}46 \cdot 10^{38}$ эрг гравитационной энергии, находим, что в тепло перешло соответственно $0{,}90 \cdot 10^{38}$ и $1{,}23 \cdot 10^{38}$ эрг. Найденные оценки, по-видимому, характеризуют предельные значения искомой энергии.

Всего с учетом радиогенной и приливной энергии за время жизни Земли в ее недрах выделилось примерно $(1{,}6 \div 1{,}9) \cdot 10^{38}$ эрг тепловой энергии.

Как видно из рис. 7, выделение энергии за счет распада радиоактивных элементов и приливного торможения Земли преобладало над энерговыделением процесса гравитационной дифференциации земного вещества лишь на самых ранних этапах развития Земли. Примерно через миллиард лет после образования Земли ведущим энергетическим процессом становится процесс образования земного ядра.

В связи с малой скоростью выделения ядра в молодой Земле слабым был и конвективный механизм выноса тепла к поверхности. А это значит, что суммарная теплопроводность мантии тогда определялась главным образом толь-

ко кондуктивной составляющей и была сравнительно низкой — порядка 10^{-3} кал/см·с·град (в настоящее время тепловой режим нашей планеты в основном определяется конвективным теплопереносом, значительно превышающим кондуктивный). Следовательно, в те давние времена были малыми и теплопотери Земли, тем более что ее молодая литосферная оболочка еще не была разбита на отдельные плиты, с образованием и поглощением которых (в мантии) в настоящее время связана главная часть теплопотерь Земли.

Если считать, что за первый миллиард лет существования Земли ее теплопотери действительно определялись лишь кондуктивной составляющей теплового потока, то из решения уравнения теплопроводности можно оценить средний поток тепла через ее поверхность в это время:

$$\bar{q} = 2\lambda \bar{T}_m / \sqrt{\pi a t}, \tag{6.5}$$

где λ — коэффициент теплопроводности; a — коэффициент температуропроводности; $\bar{T}_m$ — средняя температура мантии (в начальный период развития Земли); t — возраст молодой Земли. Подставляя в (6.5) значения $\lambda = 5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град, $a = 5 \cdot 10^{-3}$ см^2/с, $\bar{T}_m = 1000°$ С и $t = 10^9$ лет $= 3{,}15 \cdot 10^{16}$ с, найдем, что $\bar{q} = 0{,}45 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с. Тогда тепловое излучение Земли в среднем происходило со скоростью $2{,}3 \cdot 10^{12}$ кал/с или $0{,}96 \cdot 10^{20}$ эрг/с, а суммарные теплопотери за весь период первых 10^9 лет равнялись только $0{,}03 \cdot 10^{38}$ эрг.

Следовательно, благодаря интенсивному выделению приливной и радиогенной энергии Земля в первые периоды своего существования должна была разогреваться. Лишь после подъема температуры до уровня обособления астеносферы от литосферы и увеличения интенсивности конвективных течений настолько, что первичная литосфера оказалась разбитой на плиты, начавшие перемещаться по поверхности Земли, в соответствии с направлениями астеносферных течений, теплопотери Земли должны были резко увеличиться, а ее разогрев, наоборот, резко сократиться. Судя по возрасту древнейших изверженных пород, событие это произошло около $3{,}7 \cdot 10^9$ лет назад, т. е. примерно через миллиард лет после образования Земли (более древние породы, по-видимому, не сохранились, поскольку первичная литосфера по своему типу относилась к океанской, и поэтому еще в течение первых тектонических циклов она практически полностью погрузилась в мантию).

За первый миллиард лет жизни Земли в ее недрах выделялось примерно $0{,}5 \cdot 10^{38}$ эрг тепловой энергии, из них: $0{,}25 \cdot 10^{38}$ эрг за счет приливного торможения планеты, $0{,}18 \cdot 10^{38}$ эрг в результате распада радиоактивных элементов и только $0{,}07 \cdot 10^{38}$ эрг за счет развития процесса гравитационной дифференциации. Поэтому на первичный разогрев Земли с учетом определенных выше теплопотерь в $0{,}03 \cdot 10^{38}$ эрг ушло примерно $0{,}47 \cdot 10^{38}$ эрг тепловой энергии. Этого количества тепла достаточно, чтобы дополнительно разогреть Землю примерно на 600° С. В связи с установлением после первого миллиарда лет эффективного режима конвективного теплопереноса дальнейший разогрев Земли уже не мог быть значительным. Судя по сравнительно узкому температурному диапазону плавления базальтов (около 200° С) и факту наличия этих пород среди древнейших магматических формаций мира, дальнейший разогрев Земли, по-видимому, не превосходил 100—150° С.

Следовательно, начальная температура Земли сразу же после ее образования отличалась от современной не более чем на 700—750° С. Этот вывод находится в соответствии с расчетами Сафронова (1969), согласно которым начальная температура Земли почти нигде не превышала 1500 К, а к центру даже снижалась до 800—1000 К. С развитием конвективного массообмена в Земле распределение температуры в ее мантии постепенно должно было приближаться к адиабатическому. После раскола литосферной оболочки (около $3{,}7 \cdot 10^9$ лет назад) и возникновения первых рифтовых зон и зон поддвига

плит должно было наступить примерное тепловое равновесие Земли, при котором ее средние теплопотери за времена, превышающие периоды конвективных циклов, приблизительно равнялись суммарной генерации тепла в земных недрах. Здесь следует, однако, подчеркнуть, что процесс химико-плотностной конвекции в принципе нестационарен, поэтому «мгновенные» значения теплопотерь в каждый данный момент времени могут существенно отличаться от их средних значений. Из этого, в частности, следует, что для расчета суммарных теплопотерь Земли мы не можем просто экстраполировать в прошлое современный уровень ее теплового излучения.

Таким образом, из общей тепловой энергии $(1{,}6 \div 1{,}9) \cdot 10^{38}$ эрг, выделившейся в Земле за время ее жизни, большая часть, примерно $(1 \div 1{,}3) \cdot 10^{38}$ эрг, должна была потеряться Землей с тепловым излучением за геологический период ее жизни, т. е. приблизительно за последние $3{,}7 \cdot 10^9$ лет. Таким суммарным теплопотерям отвечают средние тепловые потоки через земную поверхность $Q = (8{,}6 \div 11{,}2) \cdot 10^{20}$ эрг/с, что примерно в 2—3 раза превышает современный уровень теплового излучения Земли, оцениваемый величиной $4{,}2 \cdot 10^{20}$ эрг/с (см. гл. V, § 6). Существенно превышается современный уровень и расчетной средней скорости генерации суммарной тепловой энергии в Земле, оцениваемой (в зависимости от принятой модели) значениями $(6{,}3 \div 8{,}0) \cdot 10^{20}$ эрг/с. Это косвенно показывает, что мы живем в эпоху сравнительно слабой тектонической активности Земли. Об этом же свидетельствует и гистограмма распространенности изверженных и метаморфических пород разного возраста, составленная Дирнлеем (Dearnley, 1966) и приведенная на рис. 14 в гл. IV. Скорость образования магматических и метаморфических пород континентальной коры пропорциональна объемам океанской коры, пододвигаемой под островные дуги и активные окраины континентов, т. е. в первом приближении пропорциональна тектонической активности Земли (см. гл. IV, § 5, гл. VI, § 4). На диаграмме Дирнлея современной эпохе соответствует глубокий локальный минимум. Из приведенных данных вытекает, что в прошлые геологические эпохи (за исключением лишь раннего архея) тектоническая активность Земли была заметно более высокой.

Сравним теперь энергию тектоно-магматических процессов, развивающихся на земной поверхности, с приведенными выше расчетами энерговыделения в глубинах Земли. При этом, однако, необходимо учитывать, что дополнительного вклада в энергетический баланс Земли эти процессы не вносят, так как любые тектоно-магматические преобразования, происходившие в литосферной оболочке, в конце концов сводятся к выделению тепловой энергии, которая уже учитывалась выше. Для построения логически завершенной энергетической модели Земли нам важно лишь убедиться, что полная энергия этих процессов не превосходит энергию, генерируемую в земных недрах.

Энергию тектоно-магматических процессов, приведших к образованию континентальной коры, можно оценить, если учесть, что любой объем ее вещества в процессе своего образования прошел стадию переплавления. Принимая массу континентальной коры равной $2{,}25 \cdot 10^{25}$ г, среднюю температуру коры 300° С, теплоемкость коровых пород 0,3 кал/г·град, температуру плавления этих пород 800—1000° С и теплоту плавления пород примерно равной 100 кал/г, найдем, что на образование континентальной коры затрачено около $0{,}3 \cdot 10^{36}$ эрг энергии.

При поддвиге литосферных плит под островные дуги и активные окраины континентов в них развиваются пластические деформации, приводящие к излому плит и их погружению в мантию. Всего за геологическую историю Земли под такие активные структуры погрузилось около $1 \cdot 10^{27}$ см^3 литосферных плит. Предел пластичности пород литосферы можно принять равным $(0{,}5 \div 1) \cdot 10^9$ дин/см^2. В этом случае на пластические деформации литосферных плит должно было уйти около $1 \cdot 10^{36}$ эрг энергии. Примерно столько же

энергии рассеялось в зонах Заварицкого — Беньофа при трении пододвигаемых и надвигаемых плит друг о друга. Следовательно, под всеми современными и древними геосинклинальными зонами рассеялось не более $2 \cdot 10^{36}$ эрг энергии. Большая часть этой энергии, однако, никак не проявилась на поверхности, а была отведена в глубь Земли погружающимися частями пододвигаемых плит и пошла на разогрев мантии.

К энергии тектоно-магматических процессов следует отнести и энергию, высвобождающуюся при излияниях в рифтовых зонах Земли базальтов второго слоя океанской коры. Оценки показывают, что за время жизни Земли в ее рифтовых зонах выплавилось из мантии не менее $6{,}5 \cdot 10^{25}$ г базальтов, а следовательно, выделилось еще около $1{,}3 \cdot 10^{36}$ эрг энергии.

Таким образом, судя по приведенным оценкам, за геологическую историю Земли на тектоно-магматические процессы ушло примерно $3{,}6 \cdot 10^{36}$ эрг энергии. За это же время, как мы видели выше, в недрах Земли выделилось около $(1{,}1 \div 1{,}4) \cdot 10^{38}$ эрг тепловой энергии, что примерно в 30—40 раз выше суммарной энергии тектоно-магматических процессов, развивающихся в литосферной оболочке Земли.

Таким образом, из приведенных оценок видно, что выделившейся в недрах Земли энергии вполне хватает для развития на ее поверхности тектоно-магматических процессов.

Глава IV

ПРИРОДА ПРОЦЕССОВ, ПРИВОДЯЩИХ К ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ

1. ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА МАНТИИ, ПРИВОДЯЩИЕ К ВЫДЕЛЕНИЮ ЯДРА

Расслоение первоначально однородной Земли на окисножелезное ядро и остаточную силикатную оболочку означает, что на планетной стадии развития Земли существовал и действовал эффективный механизм химико-плотностной дифференциации вещества мантии.

С физической точки зрения мыслимы два основных процесса, могущих вызвать плотностное расслоение Земли: седиментационный (в том числе и механизм зонной плавки) и процесс гетерогенного выделения «ядерного» вещества в тонком пограничном слое между мантией и ядром, сопровождаемый плотностной конвекцией в силикатной оболочке Земли.

Время развития седиментационного процесса расслоения Земли может быть оценено отношением

$$\tau_{sd} = H_m/v_{sd}, \tag{1.1}$$

где H_m — толщина мантии; v_{sd} — скорость седиментации. Скорость седиментации можно определить как скорость опускания фрагментов тяжелого вещества в вязком веществе мантии по формуле Стокса

$$v_{sd} = 2r^2 g\Delta\rho/9\eta_m, \tag{1.2}$$

где r — радиус плотностной неоднородности; g — ускорение силы тяжести; $\Delta\rho$ — разность между плотностью ядерного вещества и средней плотностью мантии; η_m — вязкость мантии.

По современным оценкам верхняя мантия характеризуется вязкостями от 10^{19} до 10^{22} П (Takeuchi, Basegawa, 1965; Григорян и др., 1966; Артюшков, 1967; Ушаков, 1968, 1974; Ушаков, Красс, 1972). Вязкость нижней мантии значительно выше: по данным анализа затухания сейсмических волн она оценивается значениями 10^{23}—10^{25} П (McConnell, 1965), по расчету интенсивности мантийного массообмена вязкость нижней мантии возрастает от 10^{23} П в верхней части до $4\cdot10^{24}$ П на ее подошве (Сорохтин, 1974а). В связи с такими очень высокими значениями вязкости мантии процесс седиментации, если бы он развивался, шел бы чрезвычайно медленно. Действительно, даже принимая, что размеры плотностных неоднородностей достигают 1 км, а $\Delta\rho = 5$ г/см^3, при средней вязкости мантии 10^{23} П время расслоения Земли оказывается примерно равным 10^{14} лет, что почти в 10^5 раз превышает возраст самой Земли (при седиментации сантиметровых кристаллов $\tau_{sd} = 10^{24}$ лет).

Механизм зонной плавки мантии, предложенный Виноградовым (1967), в принципе значительно ускоряет процесс седиментации. Однако такой механизм может действовать только при условиях, что температурный градиент в мантии резко превышает адиабатический, а само мантийное вещество находится в состоянии, близком к плавлению. Для нижней мантии оба эти условия очень далеки от выполнения, так как благодаря конвективным движениям мантийного вещества в мантии постоянно поддерживается адиаба-

тическое распределение температуры с существенно более низкими (на 500—1500° С) ее абсолютными значениями по сравнению с температурами плавления силикатов на этих же глубинах.

Необходимо обратить внимание еще и на то, что седиментационный механизм дифференциации земного вещества в условиях столь вязкой мантии (которая к тому же никогда не расплавлялась полностью) не может привести к возникновению резкой границы между мантией и ядром. Скорее, наоборот, сам факт существования резкой границы, отделяющей ядро от мантии, убедительно свидетельствует о том, что рост ядра может происходить только за счет развития на этой поверхности раздела гетерогенного (поверхностного) процесса выделения окислов железа из вещества мантии. Возникающие благодаря такому процессу конвективные движения в силикатной оболочке Земли играют роль транспортеров, постоянно доставляющих к поверхности ядра свежие порции мантийного вещества и удаляющие вещество, уже прошедшее дифференциацию.

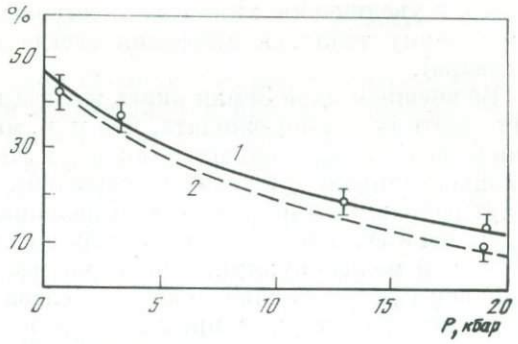


Рис. 1. Зависимость предельной (насыщенной) мольной концентрации FeS в ZnS от давлений при $T = 600°$ С

1 — экспериментальная кривая;
2 — теоретическая кривая (Киркинский, 1975)

Теория гетерогенного процесса выделения ядра еще далека от полной разработки. Тем не менее качественно природу этого процесса можно обрисовать уже сегодня. Благодаря тому, что в нижней мантии, по-видимому, происходит распад большинства силикатов на сумму окислов, мантийно вещество по своим свойствам приближается к твердому раствору простых окислов. Поведение твердых растворов при высоких давлениях теоретически и экспериментально исследовано Киркинским (1975). В частности, им показано, что предельная смесимость компонентов в твердом растворе с хорошим приближением может описываться термодинамическими зависимостями, выведенными для идеальных растворов. В этом случае зависимость предельной концентрации i-го компонента X_i в твердом растворе от давления P при постоянной температуре T определяется уравнением

$$(\partial \ln X_i/\partial P)_T = -\Delta V/RT, \qquad (1.3)$$

где ΔV — изменение объема при растворении одного моля твердого вещества в его насыщенном растворе; R — газовая постоянная.

Исследования показали, что даже в системе с большим объемным эффектом смешения количественный расчет по уравнению (1.3) вполне удовлетворителен (рис. 1). Из уравнения (1.3) следует, что насыщенный твердый раствор под влиянием высоких давлений будет распадаться (X_i будет уменьшаться), если только сумма мольных объемов компонентов меньше мольного объема их раствора (смеси), т. е. если $\Delta V > 0$.

К сожалению, нам не известна величина объемного эффекта смешения окислов железа с силикатами при сверхвысоких давлениях. Можно ожидать что после первого электронно-фазового перехода в железе стереометрия его окиси Fe_2O будет резко отличаться от строения других силикатообразующих окислов. По данным же Киркинского, смесимость компонентов с повышени-

ем давления заметно падает, когда кристаллические структуры реагирующих веществ различны. Это позволяет предположить, что твердые силикатные растворы, содержащие окись железа, при давлениях, превышающих уровень первого электронно-фазового перехода в железе ($P_1 \simeq 130$ кбар), будут распадаться. Подобно процессу микроликвации обычных стекол, распад такого твердого раствора может начинаться на флуктуациях его состава и должен сопровождаться образованием микрокристаллитов, состоящих преимущественно из чистой окиси железа.

Поскольку распад твердого раствора под влиянием высокого давления сопровождается уменьшением среднего мольного объема всего вещества, то масса образовавшихся кристаллитов постепенно должна возрастать. Рост кристаллитов может происходить только за счет диффузии окиси железа, направленной в сторону повышения ее концентрации в этих центрах. Таким образом, при положительном эффекте смешения компонентов ($\Delta V > 0$) физическая диффузия, происходящая под влиянием высоких давлений, должна приводить к увеличению химической гетерогенности вещества (в противоположность этому тепловая диффузия всегда приводит только к гомогенизации раствора).

Во внешнем ядре Земли окись железа находится в расплавленном состоянии, поэтому можно ожидать, что и в микрокристаллитах нижней мантии окись железа тоже оказывается в жидкой фазе. В этом случае связанные с конвективными движениями сдвиговые деформации мантийного вещества будут развиваться по участкам выделения Fe_2O. В результате вещество нижней мантии вблизи ее подошвы должно приобрести флюидальную текстуру, в которой межгранулярные пространства в тугоплавкой силикатной основе заполнены расплавленной окисью железа Fe_2O (подобно тому, как в астеносфере межгранулярные пространства в тугоплавком перидотитовом остове вещества заполнены базальтовыми жидкостями).

Если под влиянием сверхвысоких давлений в нижней мантии действительно развивается процесс распада твердых растворов с выделением микрокристаллитов окиси железа, а сама окись железа оказывается еще и расплавленной, то физические свойства мантийного вещества на этих уровнях неизбежно должны меняться. Судя по эмпирическим данным, соответствующие изменения как раз и наблюдаются вблизи подошвы нижней мантии — в слое D'', выделенном Гутенбергом (1963) по аномалиям в распространении сейсмических волн, проходящих около поверхности ядра. В частности, в этом слое мощностью порядка 200 км значительно уменьшаются вертикальные градиенты сейсмических скоростей, а в его нижних частях, возможно, наблюдается даже понижение скоростей поперечных волн (Берзон и др., 1968; Берзон, Пасечник, 1972).

Слой этот аномален и по своим реологическим свойствам, так как в нем заметно увеличивается поглощение сейсмических волн, а значения фактора добротности Q[1] для продольных волн падают от 1000 на глубинах около 1800 км до 115 вблизи поверхности ядра (Teng, 1968). Выделяется нижний слой мантии и по затуханию собственных колебаний Земли. В работе Жаркова и др. (1974) показано, что для объяснения экспериментальных данных по затуханию крутильных и сфероидальных колебаний Земли необходимо допустить существование в низах мантии на границе с земным ядром зоны мощностью порядка 300—500 км, характеризующейся пониженной добротностью $Q \simeq 100$ (по этим же данным на глубинах, меньших 2000 км, в нижней мантии $Q \simeq 1000$). Отмеченная аномалия настолько отчетлива (фактор добротности Q уменьшается в этом слое в 10 раз), что авторы упомянутой работы

[1] В сейсмологии фактор Q определяется обратной величиной той доли энергии, которая рассеивается в среде за один период колебаний (см., например, Ботт (1974)).

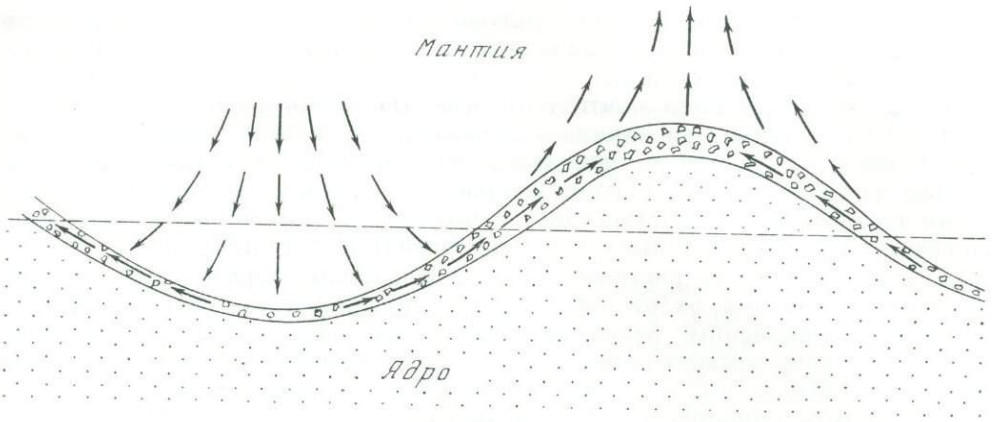


Рис. 2. Схема конвективных течений вблизи границы ядро—мантия и в переходном слое

предложили даже назвать нижний слой оболочки второй астеносферой Земли. С точки зрения рассматриваемой модели дифференциации мантийного вещества такое определение нижнего слоя вполне подходит, так как в зоне выделения жидкой фазы (расплавленной окиси железа) естественно ожидать и резкого снижения эффективной вязкости вещества, несмотря даже на то, что температура на этих уровнях (~2500° С) все еще примерно в два раза ниже вероятной температуры плавления силикатов ($\simeq$ 5000° С) (Uffen, 1952). Выделение жидкой фазы окиси железа должно приводить к резкому повышению электропроводности нижних слоев нижней мантии. Однако этот эффект, вероятно, менее заметен, так как в нижней мантии одновременно осуществляются переходы в проводящее состояние других породообразующих окислов, например SiO_2 и Al_2O_3 (Верещагин и др., 1974а, б).

Попадая благодаря конвективному массообмену на поверхность ядра, мантийное вещество вступает в непосредственный контакт с жидким «ядерным» веществом. Дальнейшая миграция окислов железа из микрокристаллитов и межгранулярных пространств мантийного вещества в ядро, по-видимому, происходит уже в относительно тонком переходном слое за счет выжимания из него жидкой и тяжелой фракции Fe_2O. Необходимые для развития этого процесса сверхгидростатические избыточные давления и пластические деформации возникают в таком слое опять же за счет конвективных движений, создающих заметные неровности на поверхности ядра.

Действительно, под нисходящими конвективными потоками, т. е. под более тяжелыми участками мантии, должны возникать мантийные выступы или корни нисходящих потоков, вдавленные в вещество ядра, а под восходящими потоками, наоборот, должен наблюдаться подъем поверхности ядра (рис. 2).

Очевидно, на поверхность мантийных выступов амплитудой Δh_{mc} должно действовать избыточное давление ΔP архимедовых сил:

$$\Delta P \simeq \frac{\Delta h_{mc}}{2} g \Delta \rho_{mc}, \tag{1.4}$$

где $g \simeq 10^3$ см/с^2 — ускорение силы тяжести на поверхности ядра; $\Delta \rho_{mc}$ — перепад плотности между мантией и ядром. При $\Delta h_{mc} \approx 10$ км величина этого давления довольно большая — порядка 10^9 дин/см^2. Поэтому под влиянием избыточных напряжений такой интенсивности в телах мантийных выступов должны возникать и постоянно поддерживаться сдвиговые деформации, стремящиеся выровнять образовавшиеся неровности и привести к растеканию ве-

щества выступов в стороны более высокого положения уровня поверхности ядра, т. е. в стороны восходящих потоков, соединяя тем самым конвективные течения в замкнутые ячейки.

Скорость перетекания мантийного вещества вдоль поверхности ядра не остается постоянной: она минимальна возле центров нисходящих и восходящих потоков, т. е. возле экстремальных точек на поверхности ядра, и максимальна на границах между этими потоками, т. е. в местах перегиба поверхности ядра (см. рис. 2). Отсюда следует, что в процессе перетекания мантийного вещества его пограничные слои, расположенные под нисходящими потоками, будут испытывать растяжения, сопровождаемые образованием поверхностных дислокаций, их открытием и дальнейшим ростом, приводящим к образованию заполненных расплавом Fe_2O микротрещин. Развитие таких дислокаций и микротрещин прежде всего должно происходить по содержащим жидкие окислы железа микрокристаллитам и межгранулярным пространствам. При этом заполняющие их окислы железа будут присоединяться к веществу ядра, питая тем самым процесс гравитационной дифференциации Земли.

Можно ожидать, что процесс такой эрозии на подошве нижней мантии в конце концов приведет к распаду вещества пограничного слоя на отдельные гранулы (зерна) и даже к их полному отделению от остаточного вещества мантии. В гравитационном поле Земли эти обособившиеся фрагменты мантийного вещества должны всплывать в жидком веществе ядра и в виде отдельных потоков и струй перемещаться в сторону наиболее высоких уровней поверхности ядра, под участки восходящих конвективных потоков. Скорость движения таких потоков на поверхности ядра зависит от рельефа подошвы мантии, размера гранул и вязкости ядерного вещества.

В процессе гравитационной дифференциации земного вещества и радиоактивного разогрева мантии ядро греется только снаружи, а в его центре сохраняются более низкие температуры, унаследованные им от начальных стадий развития Земли, поэтому градиент температуры в ядре должен быть ниже адиабатического. К такому же выводу пришли Хиггинс и Кеннеди (Higgins, Kennedy, 1971), анализируя возможные распределения температуры и плавления железа при давлениях, господствующих в земном ядре. Следовательно, в ядре должна существовать устойчивая стратификация, полностью исключающая возможность тепловой конвекции.

В процессе деформации и разрушения пограничного слоя нижней мантии может освобождаться и поступать в ядро только та часть окиси железа, которая находилась в приповерхностных, вскрытых этими деформациями межгранулярных пленках Fe_2O. Остальная и, по-видимому, бóльшая часть окиси железа остается в мантийном веществе и вновь вовлекается в конвективный массообмен. Поэтому коэффициент полезного действия рассмотренного механизма дифференциации не должен быть высоким.

Сохранившиеся после дифференциации мантийного вещества вкрапления Fe_2O вместе с восходящими конвективными потоками выносятся на уровни меньших давлений, на которых становятся устойчивыми окислы двухвалентного железа. На этих горизонтах вновь происходит рекомбинация типа

$$Fe_2O + O \rightarrow 2FeO$$

и рассасывание бывших кристаллитов за счет тепловой диффузии и резкого увеличения смесимости FeO с другими силикатообразующими окислами. Если бы восходящим потоком был захвачен достаточно большой объем «ядерного» вещества, то находящегося в его окрестностях свободного кислорода могло бы не хватить для окисления всего одновалентного железа до двухвалентного. В этом случае при рекомбинации должно было бы выделиться само-

родное железо:

$$Fe_2O \rightarrow FeO + Fe.$$

Не исключено, что именно таким путем могло возникнуть самородное железо минерала джозефинита, обнаруженного в ультраосновных породах гор Кламат на юго-западе штата Орегон, США (Samples..., 1974).

2. ПРОЦЕСС ОБРАЗОВАНИЯ ЯДРА

Мысль о постепенном образовании ядра Земли впервые, вероятно, была высказана в 1952 г. Юри (Urey, 1952a), который исходил из чисто геохимических представлений о характере процесса дифференциации земного вещества. Позже идею постепенного формирования ядра, также качественно, развил Ранкорн (Runcorn, 1962a; Ранкорн, 1972). В своих исследованиях он пошел несколько дальше и связал с этим процессом возникновение в мантии плотностной конвекции, приводящей на поверхности Земли к дрейфу континентов. Упоминание процесса гравитационной дифференциации как возможного источника тектонической активности Земли содержится во многих работах (Артюшков, 1968, 1970; Сорохтин, 1972, 1974; Витязев, Маева, 1976). Однако до последнего времени не найдено количественно обоснованного механизма разделения фракций на границе ядро — мантия и решения задачи о гравитационной (химико-плотностной) конвекции, возникающей из-за инверсии плотности нетермического происхождения в сферическом слое, моделирующем мантию Земли. Приближенно задача о гравитационной дифференциации Земли была решена Сорохтиным (1972, 1974б), строгое решение этой задачи, включая эволюцию планет, получено в работах Кеонджяна и Монина (1975, 1976). Рассмотрим теперь, следуя этим работам, процесс расслоения Земли.

Пусть имеется сферически симметричная и первоначально однородная планета массы M, состоящая из n веществ с удельными концентрациями $c_1, \ldots, c_n$, плотности которых $\rho_1, \ldots, \rho_n$ при любых встречающихся внутри планеты давлениях P и температурах T удовлетворяют неравенствам $\rho_1(P, T) > \ldots > \rho_n(P, T)$. Локальное уравнение состояния вещества такой планеты в силу гипотезы аддитивности Магницкого — Берча (Магницкий, 1952; Birch, 1952) имеет вид

$$\rho = \left[\sum_k \frac{c_k}{\rho_k(P, T)}\right]^{-1}, \tag{2.1}$$

а ее внутренняя структура на разных стадиях эволюции может быть рассчитана с помощью уравнения гидростатики, приводящегося в приближении сферической симметрии к виду

$$dP/dr = -\rho g, \qquad g = Gm/r^2, \qquad m = 4\pi \int_0^r \rho r^2\, dr, \tag{2.2}$$

где r — радиальная координата; G — гравитационная постоянная.

Уравнения состояния веществ при высоких давлениях строятся обычно с привлечением методов статистической физики и статистических или динамических экспериментальных данных, например метода потенциалов (Жарков, Калинин, 1968). Рассчитывая выявить лишь основные черты эволюции планет, ограничимся в дальнейшем баротропным приближением уравнения состояния; в этом случае знание закона $\rho(P)$ для вещества планеты является достаточным для интегрирования уравнения (2.2). Учитывая, что изменения плотности веществ планет земной группы заключены в сравнительно небольшом интервале $2 \leqslant \rho \leqslant 15$ г/см^3, а функции $\rho_k(P)$ для каждого из составных

веществ планеты с концентрациями c_k, по-видимому, достаточно гладки в пределах каждого слоя, будем аппроксимировать уравнения состояния параболами

$$\rho = \rho_k(P) = \alpha_k \rho_0(P);\ \rho_0 = (\rho_s^2 + P/2\pi GL^2)^{1/2} \tag{2.3}$$

с параметрами ρ_s, L, $\alpha_1 > \ldots > \alpha_n$, подобранными специальным образом по информации о современной структуре планеты. Тогда локальное уравнение состояния приводится к виду

$$P = \frac{2\pi GL^2}{\alpha^2}(\rho^2 - \alpha^2\rho_s^2), \qquad \alpha = \left[\sum_k \frac{c_k}{\alpha_k}\right]^{-1}. \tag{2.4}$$

При этом уравнение (2.2) легко интегрируется в каждом химически однородном слое и имеет общий интеграл

$$\rho = \frac{1}{\xi}(A\sin\xi + B\cos\xi), \qquad \xi = \alpha r/L. \tag{2.5}$$

В начальный момент гравитационной дифференциации концентрации c_k постоянны во всей планете и в (2.5) следует положить

$$\begin{aligned} &A = \alpha\rho_s\xi_n/\sin\xi_n, \qquad \xi_n = \alpha r_n/L, \quad B = 0, \\ &\xi_n(1 - \xi_n \operatorname{ctg}\xi_n) = \alpha^2 M/4\pi\rho_s L^3. \end{aligned} \tag{2.6}$$

Здесь r_n радиус планеты, определяемый по ее массе M последним из этих соотношений. По завершении процесса дифференциации планета распадается на n слоев $r_{k-1} \leqslant r \leqslant r_k$, $r_0 = 0$. Плотность в каждом из них будет распределена по закону (2.5) с различными значениями α, A_k, B_k: в k-м слое $\alpha = \alpha_k$, а $3n$ параметров r_k, A_k, B_k, определяющих такое расслоение, могут быть найдены из условий $\rho < \infty$ при $r = 0$, $P = 0$ при $r = r_n$ и непрерывности P и g на границах слоев, т. е.

$$\rho(r_k + 0)/\alpha_{k+1} = \rho(r_k - 0)/\alpha_k, \qquad \rho'(r_k + 0)/\alpha_{k+1}^2 = \rho'(r_k - 0)/\alpha_k^2,$$

и, наконец, равенства масс слоев значениям $c_k M$. Пусть рассматриваемая планета состоит, например, из двух веществ: «ядерного» с концентрацией $c_1 = c_0$ и параметром уравнения состояния $\alpha_1 > 1$ и мантийного с концентрацией $c_2 = 1 - c_0$ и параметром уравнения состояния $\alpha_2 = 1$. На некоторой стадии гравитационной дифференциации, характеризующейся долей x уже отдифференцировавшегося «ядерного» вещества (образовалось ядро массой $c_0 x M$), «ядерное» вещество распределено вместе с мантийным по оболочке с постоянными концентрациями $(c_0 - c_0 x)(1 - c_0 x)$ и $(1 - c_0)/(1 - c_0 x)$. Уравнение состояния вещества оболочки на этой фазе процесса имеет вид (2.4) с параметром $\alpha = \beta\alpha_1$, где

$$\beta = \frac{1 - c_0 x}{\alpha_1(1 - c_0) + c_0(1 - x)}. \tag{2.7}$$

С помощью указанных выше условий, но пока без фиксации масс слоев для радиального распределения плотности, имеем

$$\frac{\rho(\xi)}{\alpha_1\rho_s} = \begin{cases} \dfrac{\xi_2\cos\varphi\sin\xi}{\xi\cos\psi\sin\xi_1}, & 0 \leqslant \xi \leqslant \xi_1, \quad \xi = \dfrac{\alpha_1 r}{L}; \\ \dfrac{\beta\xi_2\cos(\beta\xi - \beta\xi_1 + \varphi)}{\xi\cos\psi}, & \xi_1 < \xi \leqslant \xi_2. \end{cases} \tag{2.8}$$

$$\cos\varphi = \frac{1}{\alpha\gamma}; \quad \sin\varphi = \frac{1}{\xi_1\gamma}\left(1 - \frac{1}{\alpha\beta}\right); \quad a = 1 - \xi_1\operatorname{ctg}\xi_1;$$

$$\gamma = \left[\frac{1}{a^2} + \frac{1}{\xi_1^2}\left(1 - \frac{1}{\alpha\beta}\right)^2\right]^{1/2}; \quad \psi = \beta(\xi_2 - \xi_1) + \varphi.$$

Соответствующее радиальное распределение давления может быть получено с помощью (2.4) и (2.8). Оно зависит от пяти параметров: радиусов ядра и всей планеты r_1 и r_2 и величин β, $\alpha_1\rho_s$, L/α_1 (первые три являются функциями x, а значит, и времени). Пусть для некоторого момента времени нам известны значения массы ядра c_0xM и оболочки $(1 - cx)M$, а также момента инерции планеты I. Тогда совместное решение уравнений

$$a\xi_2 \cos\varphi / \cos\psi = c_0xM;$$

$$\frac{\xi_2}{\beta\cos\psi}(\beta\xi_2\sin\psi - \beta\xi_1\sin\varphi + \cos\psi - \cos\varphi) = (1 - c_0x)M_1;$$

$$2\xi_1^2 + a(\xi_1^2 - 6) + \frac{1}{\beta^3\cos\varphi}[\beta^3(\xi_2^3\sin\psi - \xi_1^3\sin\varphi) + 3\beta^2(\xi_2^2\cos\psi - \xi_1^2\cos\varphi) -$$

$$- 6\beta(\xi_2\sin\psi - \xi_1\sin\varphi) - 6(\cos\psi - \cos\varphi)] = \frac{3}{2}I_1M_1\frac{\xi_2\cos\psi}{\cos\varphi}, \qquad (2.9)$$

$$M_1 = \alpha_1^2M/4\pi\rho_sL^3, \qquad I_1 = (Mr_2^2)^{-1}I$$

позволяет найти параметры модели.

Применим (2.8) и (2.9) к современному состоянию Земли, задав ее массу $M = 5{,}98\cdot10^{27}$ г, средний радиус $R = 6371$ км, безразмерный момент инерции $I_1 = 0{,}3308$, известный из сейсмических данных радиус ядра $R_c = 3451$ км и, наконец, относительную массу ядра $c_0x = 0{,}3218$, соответствующую модели «Земля-2» (Жарков и др., 1971). При таких значениях параметров из (2.9) получается $\alpha_1\rho_s = 5{,}754$ г/см^3, $L/\alpha_1 = 2390$ км и $\beta = 0{,}6136$; при этом на границе ядра плотность убывает скачком изнутри наружу от 9,52 до 5,84 г/см^3, давление равно 1,38 Мбар, а в центре Земли плотность равна

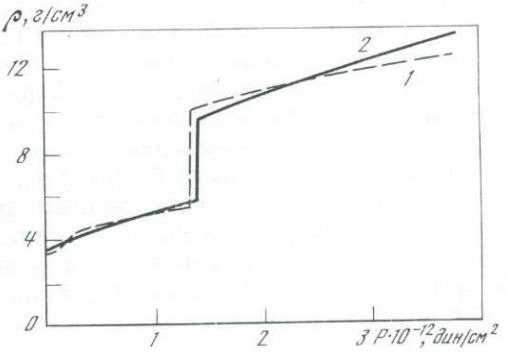


Рис. 3. Кривые сжимаемости $\rho(P)$ для Земли

1 — модель «Земля-2» (Жарков и др., 1971),

2 — модель Кеонджяна—Монина (1976)

13,86 г/см^3 и давление 3,82 Мбар. Сравнение полученных результатов с кривой сжимаемости, используемой в модели «Земля-2» (рис. 3), показывает, что параболы вида (2.4) с рассчитанными параметрами примерно соответствуют уравнению состояния вещества Земли даже в случае двухкомпонентной модели.

Если принять, что мантия Земли в настоящее время состоит из пиролита Рингвуда, содержащего по массе 6,58% железа, и, следуя Сорохтину (1971; 1974а), принять в качестве «ядерного» вещества Fe_2O[1], то концентрация последнего в мантии будет равна 7,52%. С другой стороны, она равна $(c_0 - c_0x)/(1 - c_0x)$, откуда при $c_0x = 0{,}3218$ получается $c_0 = 0{,}373$, а доля уже отдифференцировавшегося «ядерного» вещества оказывается равной 0,863. Так что процесс гравитационной дифференциации на Земле недалек до

[1] Предположение о таком составе мантии и ядра, конечно, не является принципиальным для построенной модели.

своего завершения. Наконец, с помощью (2.7) находим параметр уравнения состояния «ядерного» вещества $\alpha_1 = 1{,}681$; следовательно, $\rho_s = 3{,}42$ г/см^3, $L = 4017$ км.

Использование параметров модели α_1, ρ_s, L и найденного для Земли значения c_0, позволило получить параметры внутренней структуры Земли на различных стадиях x ее гравитационной дифференциации (Кеонджян, Монин, 1975). По формуле (2.7) вычислялось $\beta(x)$; затем из совместного решения первых двух уравнений (2.9) находились r_1 и r_2; после этого с помощью (2.8) рассчитывались плотность ρ_c в центре Земли и скачок плотностей ρ_1^-, ρ_1^+ на границе ядра; по формуле (2.4) вычислялись давления P_c и P_1 в центре Земли и на границе ядра; из третьего уравнения (2.9) находился момент инерции I; наконец, с помощью соотношений

$$\mathscr{E}(x) = U(0) - U(x),$$
$$U(x) = -12\pi \int_0^{r_2(x)} P(x) r^2 dr \tag{2.10}$$

находилась освободившаяся в процессе дифференциации гравитационная энергия. Такая же процедура может быть применена к остальным планетам земной группы. Считая качественный состав каждой планеты аналогичным земному и задаваясь ее массой M_i, можно подобрать концентрацию ядерного вещества c_i так, чтобы получить известный из астономических данных радиус планеты R_0^i. При этом используются первые два уравнения (2.9), и структура планеты оказывается зависящей от эволюционного параметра $0 \leqslant x \leqslant 1$.

Для получения зависимости параметров планеты от времени необходимо знание закона $x_i(t)$. Последний может быть построен из следующих соображений. В рамках рассматриваемой модели предполагается, что рост ядра происходит за счет поступления тяжелой фракции из мантии. С другой стороны, относительная резкость границы ядро—мантия показывает, что реакция выделения из мантии соединений железа развивается в тонком переходном слое между ядром и мантией. Поскольку толщина этого слоя значительно меньше радиуса ядра, то естественным представляется считать эту реакцию гетерогенной (поверхностной) (Сорохтин, 1972). В этом случае скорость образования ядра в первом приближении может быть принята пропорциональной константе скорости гетерогенной реакции k, концентрации тяжелого компонента в веществе мантии и площади активной поверхности ядра:

$$c_0 M \frac{dx}{dt} = 4\pi k r_1^2 \frac{c_0 - c_0 x}{1 - c_0 x}. \tag{2.11}$$

Функция $r_1(x)$ может быть найдена из соотношения

$$c_0 x M = \frac{4}{3}\pi r_1^3(x)\,\bar{\rho}_c,$$

где $\bar{\rho}_c = \rho_\infty(1 + \delta - \delta x)$ — средняя плотность ядра, которая в общем случае может слабо (квазилинейно) убывать с ростом x ($\delta \approx 10^{-2}$). Коэффициент k, вообще говоря, зависит от температуры и давления на поверхности ядра, а стало быть и от времени; кроме того, в (2.11) входит средняя концентрация ядерного вещества в мантии, тогда как из-за наличия переходного слоя концентрация на границе ядро—мантия может, конечно, быть иной. Однако в первом приближении эти эффекты не учитывались. Уравнение (2.11) удобно записать в виде

$$\frac{dx}{dt} = k_0 \left(\frac{x}{1 - (\delta x)/(1+\delta)}\right)^{2/3} \frac{1-x}{1-c_0 x}; \qquad k_0 = \frac{4\pi r_\infty^2 k}{(1+\delta)^{2/3} M}, \tag{2.12}$$

где r_∞ — предельное значение радиуса ядра (при $x=1$). В предположении малости δ и постоянства k получается

$$t = \frac{3}{k}\left\{b\zeta + (1-b)\left[\frac{1}{3}\ln\frac{\sqrt{1+\zeta+\zeta^2}}{1-\zeta} + \frac{1}{\sqrt{3}}\operatorname{arctg}\frac{\zeta\sqrt{3}}{2+\zeta}\right]\right\},$$
$$b = \frac{2\delta}{3(1+\delta)} + c_0, \quad \zeta = x^{1/3}. \tag{2.13}$$

Коэффициент k определяется по возрасту Земли (для нее $t = 4{,}6$ млрд. лет при $x = 0{,}863$) и оказывается равным 3,341 г/см²·год. С помощью (2.13) может быть рассчитана эволюция во времени параметров структуры планеты, причем скорость изменения любого из них легко получается с помощью (2.12) и (2.13):

$$(df/dt)_{t=t_0} = (df/dx)_{x=x(t_0)}(\dot{x})_{t=t_0}. \tag{2.14}$$

Применим теперь, следуя работам Кеонджяна и Монина (1975, 1976), построенную модель к расчету эволюции внутренней структуры Земли и планет ее группы. Параметрами, позволяющими подстраивать модель к данным о современных размерах планет, служат концентрации тяжелой компоненты c_0 и эволюционный параметр x. Причем расчет этих параметров в рамках данной модели осуществляется с точностью до погрешностей в астрономических данных о современных радиусах планет практически однозначно. Исключением является Луна. Ее средняя плотность (3,34 г/см³) меньше минимальной возможной плотности вещества в нашей модели $\rho_s = 3{,}42$ г/см³. По сейсмическим данным Луна имеет мощную кору (с гораздо большей относительной массой, чем у Земли), поэтому для нее целесообразно строить модель с добавлением третьего, более легкого корового вещества. Вместо этого здесь мы приводим расчеты гипотетической планеты Квазилуны с массой Луны и концентрацией железа 13% (полученной для Луны в результате оценки ее средней магнитной восприимчивости по данным о возмущении ею магнитного шлейфа Земли). Радиус Квазилуны оказался примерно на 68 км меньше лунного, а средняя плотность 3,68 г/см³, но рассмотрение этой гипотетической планеты позволяет хотя бы качественно судить об эволюции Луны.

В табл. 1 приведены результаты расчетов для Земли, Венеры, Марса, Меркурия и Квазилуны (в этом порядке они нумеруются далее). Значения эволюционного параметра, относящиеся к современному моменту времени, являются, таким образом, ординатами функций $x_i(t)$ на рис. 4 при $t = 0$. Более полное представление о рассчитанной структуре планет дает рис. 5, где приведены радиальные распределения плотности (современное состояние.

Остановимся подробнее на данных для Земли. В процессе эволюции плотность в ее центре несколько возрастает, давление же растет быстрей пропорционально $\rho_c^2 - \alpha_1^2\rho_s^2$. Плотности на границе ядра ρ_1^+ и ρ_1^-, естественно, убывают, однако скачок плотности $\rho_1^+ - \rho_1^-$ немного растет. Момент инерции Земли I за всю историю убывает примерно на 14%, на столько же возрастает скорость ее вращения — эффект, противоположный приливному трению, но слабее его в несколько раз (поэтому результирующая скорость вращения Земли уменьшается). Сокращение радиуса Земли — на 25 км за всю историю — вряд ли является репрезентативным результатом. Например, учет разогрева планеты из-за выделения гравитационной энергии может в какой-то степени скомпенсировать эту незначительную контракцию. Максимум скорости дифференциации $\dot{x}(t)$ для рассматриваемой модели Земли был достигнут примерно 1,35 млрд. лет назад ($t_m = 3{,}25\cdot10^9$ лет). Этот возраст соответствует готской тектоно-магматической эпохе, разделяющей нижний и сред-

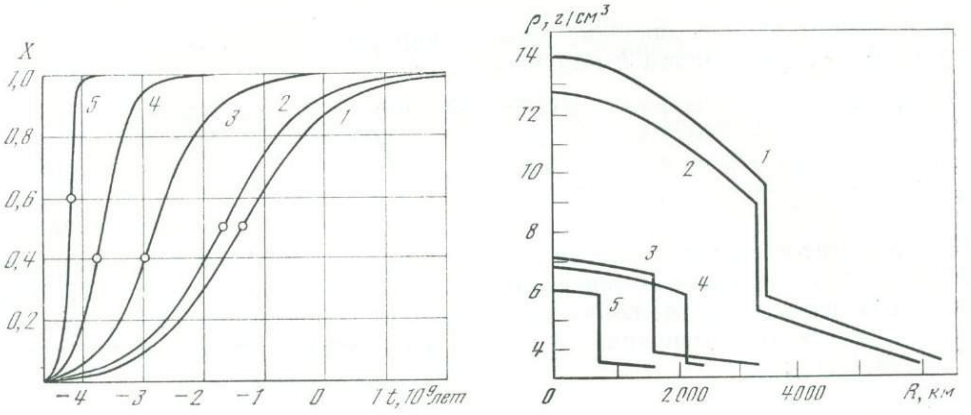


Рис. 4. Эволюционные кривые планет земной группы

1 — Земля; *2* — Венера; *3* — Марс; *4* — Меркурий; *5* — Квазилуна. Кружками обозначено время максимальной скорости эволюции

Рис. 5. Радиальные распределения плотности планет Земной группы

1 — Земля; *2* — Венера; *3* — Марс; *4* — Меркурий; *5* — Квазилуна

ний рифей, во время которой, по-видимому, произошли коренные изменения структурного плана коры и сформировалась система подвижных поясов неогея. Из (2.13) следует, что функция x (t) достигает своего предельного значения $x = 1$ лишь при $t \to \infty$. Примем условно, что процесс дифференциации практически прекращается при $x = 0{,}99$. Если механизм процесса, осуществляющего дифференциацию, имеет конвекционный характер, такое положение наступит при уменьшении архимедовых сил до величины, уже не обеспечивающей преодоление вязкого трения. Тогда полное время эволюции t_∞ оказывается для Земли равным 6,5 млрд лет и, следовательно, тектонические процессы на ней будут продолжаться еще примерно 1,9 млрд. лет.

Качественные изменения, происходящие в процессе эволюции в структуре остальных планет земной группы, сходны с описанными для Земли.

Наиболее близкой к Земле по всем рассчитываемым параметрам является Венера. Плотность и давление в ее недрах на всех стадиях эволюции чуть меньше, чем у Земли. Примерно на 100 км меньше современный радиус ее ядра. Современный эволюционный возраст Венеры $x^* = 0{,}92$ выше, чем у нашей планеты, а скорость дифференциации меньше. Рассчитанный для Венеры безразмерный момент инерции $I_1 = 0{,}334$ близок к значениям, полученным по ряду моделей Козловской (1966, 1968). Расчетные значения ρ (r) для Марса и Меркурия (см. рис. 5) меньше аналогичных значений, полученных ранее (Козловская, 1966, 1968; Reynolds, Summers, 1969) в предположении о железном и окисножелезном составе ядра. Компенсация меньших значений плотности осуществляется за счет относительного увеличения ядра. Для Марса его радиус составляет почти половину полного радиуса планеты. Это больше, чем по данным Рейнольдса и Саммерса (Reynolds, Summers, 1969), и значительно больше, чем в работе Козловской (1966). Точно такая же компенсация осуществляется и для Меркурия. При этом размер его ядра (2144 км) лишь незначительно уступает его полному радиусу (2439 км) и превышает все предыдущие модельные оценки. Естественным критерием значимости полученных результатов для Марса является известный из астрономических данных его момент инерции. В рассматриваемой модели его безразмерное значение равно 0,3712, что достаточно близко к значению, найденному по вращению Фобоса и Деймоса (0,375).

Таблица 1. Эволюция основных параметров планет Земной группы

Эволюционный параметр x	Радиус ядра r_1, км	Радиус планеты r_2, км	Плотность в центре ядра ρ_c, г/см³	Плотность на поверхности ядра ρ_{cm}, г/см³	Плотность на подошве мантии ρ_{mc}, г/см³	Давление в центре планеты P_c, 10^{12} дин/см²	Давление на поверхности ядра P_{cm}, 10^{12} дин/см²	Момент инерции I, 10^{44} г·см²	Безразмерный момент инерции I_1	Гравитационная энергия $\mathscr{E}$, 10^{35} эрг	Скорость эволюции $\dot{x}$, 10^{-9} лет$^{-1}$	Возраст планеты t, 10^9 лет
Земля: $R_0 = 6371$ км; $\varkappa = 1$; $c_0 = 0{,}373$ ($c_{Fe} = 0{,}326$); $k_0 = 0{,}891$; $t_m = 3{,}25 \cdot 10^9$ лет												
0,0	0	6393	11,34	—	—	2,30	—	9,00	0,3681	0	0	0
0,2	2091	6386	12,38	10,86	7,43	2,89	2,04	8,902	0,3650	0,32	0,26	2,25
0,4	2652	6381	12,99	10,49	6,96	3,23	1,83	8,53	0,3505	0,73	0,347	2,95
0,6	3043	6376	13,38	10,09	6,48	3,51	1,63	8,31	0,3419	1,11	0,335	3,56
0,8	3361	6372	13,75	9,65	6,00	3,75	1,44	8,10	0,3335	1,49	0,226	4,28
0,863*	3451	6371	13,86	9,52	5,84	3,82	1,38	8,03	0,3308	1,61	0,150	4,60
1,0	3635	6368	14,08	9,25	5,50	3,97	1,25	7,88	0,3250	1,86	0	6,46
Венера: $R_0 = 6050 \pm 5$ км; $\varkappa = 0{,}815$; $c_0 = 0{,}358$ ($c_{Fe} = 0{,}313$); $k_0 = 0{,}994$; $t_m = 2{,}94 \cdot 10^9$ лет												
0,0	0	6071,5	10,37	—	—	1,79	—	6,677	0,3717	0	0	0
0,2	1993	6065	11,27	10,01	6,80	2,258	1,612	6,512	0,3632	0,275	0,29	2,03
0,4	2514	6061	11,72	9,68	6,41	2,51	1,46	6,35	0,3549	0,518	0,382	2,66
0,6	2884	6057	12,08	9,35	6,01	2,71	1,31	6,199	0,3467	0,761	0,366	3,22
0,8	3183	6053	12,38	9,03	5,60	2,89	1,16	6,046	0,3386	1,006	0,24	3,87
0,92*	3342	6051	12,54	8,83	5,35	2,98	1,08	5,95	0,3337	1,154	0,12	4,6
1,0	3441	6049,5	12,64	8,71	5,18	3,05	1,03	5,89	0,3305	1,252	0,0	5,93
Марс: $R_0 = 3394 \pm 2$ км; $\varkappa = 0{,}10766$; $c_0 = 0{,}183$ ($c_{Fe} = 0{,}16$); $k_0 = 1{,}689$; $t_m = 1{,}65 \cdot 10^9$ лет												
0,0	0	3397,1	6,65	—	—	0,267	—	0,292	0,3931	0	0	0
0,2	944	3396,1	6,78	6,61	4,19	0,31	0,253	0,288	0,3881	0,0036	0,48	1,24
0,4	1189	3395,1	6,85	6,57	4,11	0,332	0,242	0,284	0,3831	0,0069	0,60	1,65
0,6	1363	3394,4	6,90	6,54	4,02	0,35	0,231	0,281	0,3784	0,0102	0,54	2,02
0,8	1499	3394	6,95	6,50	3,94	0,365	0,22	0,277	0,3751	0,0135	0,34	2,49
1,0*	1615	3393,4	6,99	6,47	3,85	0,377	0,209	0,274	0,3712	0,0167	0	4,03
Меркурий: $R_0 = 2439 \pm 2$ км; $\varkappa = 0{,}0543$; $c_0 = 0{,}792$; ($c_{Fe} = 0{,}693$); $k_0 = 5{,}748$; $t_m = 0{,}47 \cdot 10^9$ лет												
0,0	0	2440,7	6,60	—	—	0,252	—	0,0761	0,3932	0	0	0
0,2	1236	2440	6,68	6,38	5,46	0,276	0,184	0,0747	0,3865	0,0018	1,88	0,32
0,4	1563	2439,8	6,71	6,24	5,17	0,286	0,14	0,0735	0,3805	0,0034	2,78	0,41
0,6	1796	2439,4	6,73	6,11	4,81	0,293	0,103	0,0724	0,3747	0,0048	3,18	0,47
0,8	1983	2439,1	6,75	6,00	4,33	0,298	0,069	0,0713	0,3692	0,00617	2,77	0,54
1,0*	2144	2438,8	6,76	5,89	3,50	0,303	0,038	0,0703	0,3639	0,00748	0	0,66
Квазилуна: $R0 = 1738$ км; $\varkappa = 0{,}0123$; $c0 = 0{,}1486$ ($c_{Fe} = 0{,}13$); $k_0 = 3{,}283$; $t_m = 0{,}86 \cdot 10^9$ лет												
0,0	0	1682,3	5,96	—	—	0,058	0	0,0083	0,3982	0	0	0
0,2	444	1682,1	5,98	5,945	3,72	0,063	0,053	0,00821	0,3942	0,000050	0,93	0,65
0,4	559,5	1681,6	5,99	5,94	3,67	0,067	0,051	0,00812	0,3899	0,000098	1,14	0,86
0,6	640,4	1680,9	6,00	5,93	3,62	0,070	0,049	0,00802	0,3857	0,000143	1,03	1,05
0,8	705	1680,4	6,01	5,92	3,57	0,072	0,047	0,00793	0,3817	0,000186	0,64	1,30
1,0	759	1680	6,02	5,91	3,52	0,075	0,046	0,00785	0,3778	0,000228	0	2,13

* Современный момент

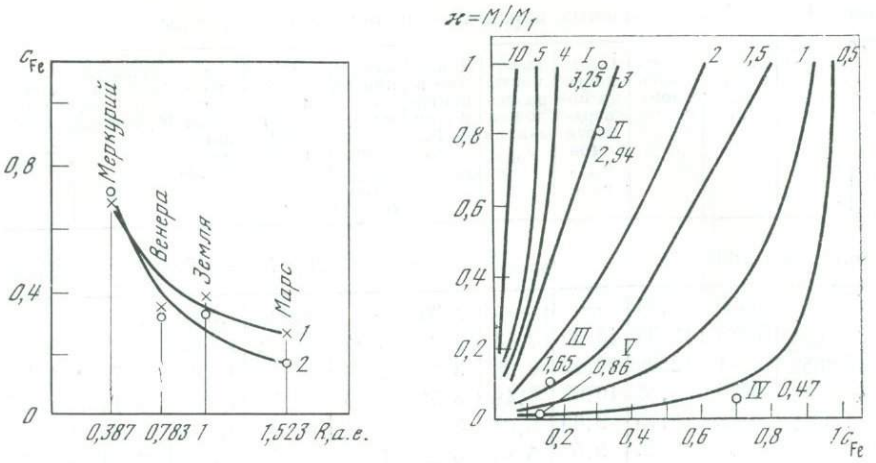


Рис. 6. Содержание железа в планетах Земной группы

1 — по данным Рейнольдса и Саммерса (Reynolds, Summers, 1969); *2* — по данным Кеонджяна и Монина (1976)

Рис. 7. Поле $t_m(\varkappa, c_{Fe})$-времени максимальной скорости эволюции (в 10^9 лет)

Полученные значения концентрации «ядерной» компоненты c_i в планетах и эквивалентные количества железа представляют определенный интерес с точки зрения космогонической теории Шмидта. Оказалось, что содержание железа при удалении от Солнца в целом убывает от 69% у Меркурия до 16% у Марса (рис. 6). Некоторую аномалию в этом смысле представляет Земля, содержание железа в которой (32,6%) чуть больше, чем в Венере (31,3%); эта аномалия частично компенсируется малым содержанием железа в Луне.

Коэффициенты k_0, приведенные в табл. 1, определяют темпы эволюции планет: чем старше в фиксированный момент времени планета эволюционно, тем больше для нее значение k_0, пропорциональное отношению r_g^2/M. Таким образом, скорость эволюции меньше у более массивных планет, а при фиксированной массе выше у планеты с большим ядром и, стало быть, с большей концентрацией тяжелого компонента. С этой точки зрения становится понятным распределение эволюционных кривых на рис. 4. Наибольшей скоростью дифференциации характеризуется богатый железом Меркурий: эволюция структуры этой планеты закончилась в первые 0,7 млрд. лет его существования. Затем она закончилась у Луны, самой маленькой из рассматриваемых планет ($t_\infty = 2{,}13$ млрд. лет). Эволюция более массивного Марса закончилась сравнительно недавно, примерно 0,5 млрд. лет назад. Что касается Венеры и Земли, то их эволюция еще не завершена, причем для Земли она находится на более ранней стадии ($x^* = 0{,}863$). Аналогичная зависимость эволюционного возраста планет земной группы от массы была получена в работе Токсоза и Джонстона (Toksöz, Johnston, 1974) на базе термических моделей.

Рассчитав эволюционные законы для ряда гипотетических планет с различными массами и концентрациями тяжелого компонента, можно описать поле функции $t_m(\varkappa, c_{Fe})$ — времени максимума скорости гравитационной дифференциации (рис. 7). При фиксированной массе этот максимум наступает раньше у более богатых железом планет (по гипотезе Шмидта, расположенных ближе к Солнцу). С другой стороны, при фиксированном составе с увеличением массы планеты эпоха максимальной активности запаздывает.

Энергетические характеристики процесса расслоения Земли на оболочки, следующие из построенной модели, вычисляются аналитически. Так, инте-

гралы $U(x)$ и $U(0)$ в выражении (2.10) для энергии $\mathscr{E}(x)$, освобождающейся при гравитационной дифференциации недр планеты, сводятся к виду

$$U(x) = -N\left\{\left(\frac{\xi_2\cos\varphi}{\cos\psi\sin\xi_1}\right)^2\frac{\xi_1-\sin\xi_1\cos\xi_1}{2}+\right.$$
$$\left.+\frac{1}{2\beta}\left(\frac{\xi_2}{\cos\psi}\right)^2(\psi+\sin\psi\cos\psi-\varphi-\sin\varphi\cos\varphi)-\frac{\xi_2^3}{3}\right\}, \quad (2.15)$$
$$U(0) = -N\left\{\frac{1}{2\beta_0}\left(\frac{\xi_2^0}{\sin\beta_0\xi_2^0}\right)^2(\beta_0\xi_2^0-\sin\beta_0\xi_2^0\cos\beta_0\xi_2^0)-\frac{1}{3}(\xi_2^0)^3\right\},$$

$$N = 24\,\pi^2G\,(\alpha_1\rho_s)^2(L/\alpha_1)^5.$$

При этом ξ_1 и ξ_2 при $x \neq 0$ находятся из (2.9), а ξ_2^0 из уравнения

$$\beta_0\xi_2^0\,(1-\beta_0\xi_2^0\,\mathrm{ctg}\,\beta_0\xi_2^0) = \beta_0^2M_1. \quad (2.16)$$

В табл. 1 приведены значения $\mathscr{E}(x)$, рассчитанные по (2.10), (2.15), (2.16) для каждой из планет. Скорость выделения гравитационной энергии в планете определяется формулой

$$\dot{\mathscr{E}}(t) = (\partial\mathscr{E}/\partial x)\dot{x}.$$

Максимум энерговыделения приходится на время $t_m = 3{,}5\cdot10^9$ лет, т. е. он происходил примерно $1{,}4\cdot10^9$ лет тому назад.

Разумеется, рассмотренная модель позволяет выявить лишь самые общие черты процесса образования геосфер планет Земной группы. Количественная значимость описанных результатов зависит от двух существенных ограничений: во-первых, вне рамок модели остается сам механизм дифференциации по плотности (построение такого механизма представляется нам важнейшей проблемой теоретической геофизики); во-вторых, используемое уравнение состояния вещества планеты может рассматриваться лишь как формальная аппроксимация распределения плотности земного вещества с глубиной по сейсмическим данным. Второе ограничение не является принципиальным и в значительной степени устранено в работах Наймарка и Сорохтина (1977а, б). Исходя из гипотезы перцолитового состава вещества мантии, окисножелезного (Fe_2O) состава внешнего ядра и железоникелевого состава внутреннего ядра, они по данным динамических экспериментов со сжатием породообразующих окислов, железа и никеля (Альтшулер и др., 1968; Альтшулер, 1965; Альтшулер, Шарипджанов, 1971б) рассчитали распределение $\rho(P, T)$ современной Земли. В модели использовались обычные в таких случаях уравнения (2.1) и (2.2) и дополнительное предположение о близком к адиабатическому распределению температуры $T(P)$ (что находится в полном согласии с представлением о мантии, целиком охваченной конвективными течениями). Полученное радиальное распределение плотности оказалось близким к распределениям в модели «Мля-2» и модели Буллена А1, которые построены по сейсмическим данным.

3. СВЯЗЬ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ С ПРОЦЕССОМ ОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМНОГО ЯДРА

Впервые важная роль процесса образования земного ядра в тектонической активности Земли была отмечена Ранкорном еще в 1962—1965 гг. (Runcorn, 1962a, b, 1965). Позднее этот вопрос рассматривался в работах Сорохтина (1972, 1974а), Кеонджяна и Монина (1975, 1976).

В настоящее время имеется множество доказательств того, что тектонические процессы на поверхности Земли непосредственно связаны с конвективными движениями вещества в глубинах мантии. Главными из них можно счи-

тать: дрейф континентов, молодость дна океанов, наличие глобальной системы рифтовых зон, в которых поднимается на поверхность мантийное вещество и образуется молодая океанская кора, раздвигающаяся затем в стороны от этих зон; существование глобальных поясов сжатия, под которыми океанская кора погружается в мантию, а также целый ряд других фактов, многие из которых будут рассматриваться подробнее в последующих разделах монографии.

Поскольку тектонические движения на поверхности Земли вызываются конвективными перемещениями глубинного вещества в ее недрах, то тектоническую активность Земли удобно характеризовать (и определять) конвективным массообменом в мантии. Пусть n — доля массы мантии, прошедшая дифференциацию на поверхности ядра за время t. В этом случае величина конвективного массообмена в мантии определяется произведением nM_m, а скорость развития этого процесса в первом приближении может быть принята пропорциональной скорости выделения ядра и обратно пропорциональной массе мантии M_m:

$$d\,(nM_m)/dt = (M/M_m)\,(dM_c/dt), \tag{3.1}$$

откуда

$$n = \frac{M}{M_m}\int_0^{M_c}\frac{dM_c}{M_m}. \tag{3.2}$$

Учитывая, что $M_m = M_g - M_c$ и $M_c = xc_0M_g$, после интегрирования получим

$$n = \frac{n_0}{1-c_0x}\ln\frac{1}{1-c_0x}. \tag{3.3}$$

Если все вещество мантии побывает на поверхности ядра и пройдет там дифференциацию, то $nM_m = M_m$. Следовательно, за каждый конвективный цикл параметр n увеличивается ровно на единицу, а само значение n при этом показывает число завершившихся к моменту t полных конвективных циклов.

Дифференцируя параметр n по времени t, из (3.3) найдем

$$\frac{dn}{dt} = \frac{n_0c_0}{(1-c_0x)^2}\left[1+\ln\frac{1}{1-c_0x}\right]\frac{dx}{dt}. \tag{3.4}$$

Подставляя в (3.4) значение производной $\dot{x}$ из (2.12), получим (в случае $\delta=0$)

$$\frac{dn}{dt} = n_0c_0k_0\frac{(1-x)}{(1-c_0x)^3}x^{2/3}\left[1+\ln\frac{1}{1-c_0x}\right]. \tag{3.5}$$

Уравнение (3.5) позволяет определить значение параметра n_0, если известна продолжительность τ_q современного конвективного цикла, так как $\Delta n/\Delta t \simeq -1/\tau_q$. Для предварительной оценки периода τ_q можно воспользоваться высказанным Ранкорном (Runcorn, 1965) естественным предположением о связи тектонической активности Земли с гравитационной конвекцией вещества в ее недрах, а также уточняющим предположением, что тектонические циклы на поверхности Земли совпадают с конвективными циклами в мантии (Сорохтин, 1972). В этом случае период τ_q приблизительно равен средней продолжительности тектонических циклов в фанерозое. Учитывая, что каледонский цикл продолжался примерно с середины кембрия (-535 ± 20 млн. лет) до середины девона (-385 ± 10 млн. лет), следующий — герцинский — цикл завершился на рубеже палеозоя и мезозоя (-230 ± 10 млн. лет) и, наконец, киммерийский цикл сменился продолжающимся ныне альпийским циклом в позднем мелу (около 80 млн. лет назад), находим, что $\tau_q \simeq 1{,}5\cdot10^8$ лет. Переходя от производной в (3.5) к отношению конечных разностей $\Delta n/\Delta t$ и принимая $\Delta n = 1$; $\Delta t = \tau_q = 1{,}5\cdot10^8$ лет и значения

параметров по модели Наймарка—Сорохтина: $c_0 = 0{,}364$; $k_0 = 8{,}314 \times \times 10^{-10}$ год$^{-1}$ и $x_q = 0{,}863$, найдем $n_0 \simeq 41{,}5$.

Подставляя теперь найденное значение n_0 в уравнение (3.3), можно теоретически оценить число завершившихся к настоящему времени тектонических циклов: $n_q = 22{,}8$. Найденное значение n_q близко к полученному ранее значению этого параметра: $n_q = 19{,}7$ (Сорохтин, 1972, 1974б). Для нахождения следующего приближения теоретическую зависимость (3.3) необходимо уже сопоставить с имеющимися эмпирическими данными по возрастам тектонических циклов и магматических формаций. Помимо более точного нахождения значения n_q, такое сопоставление может уточнить положение во времени отдельных тектономагматических циклов докембрия, обычно определяемых с большими ошибками. Кроме того, удачное сопоставление позволило бы по-новому осветить саму природу тектонической активности Земли и показать ее связь с процессом образования земного ядра.

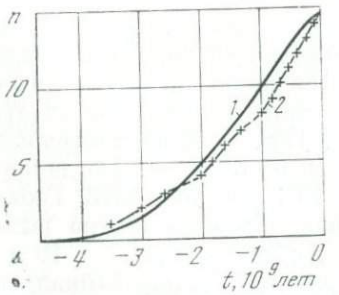


Рис. 8. Зависимость числа тектонических циклов n от возраста Земли t согласно общепринятой периодизации тектонической истории Земли

1 — теоретическая кривая; *2* — значения n (t) для основных этапов тектонического развития Земли, определенные по данным, приведенным в работе Хаина (1971а)

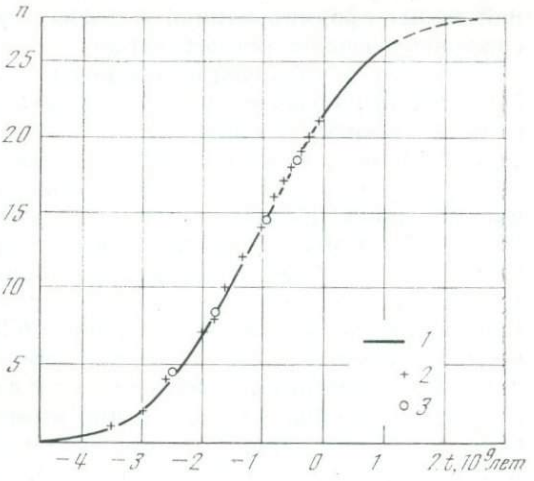


Рис. 9. Зависимость числа тектонических циклов n от возраста Земли t

1 — теоретическая кривая; *2* — положения тектономагматических рубежей докембрия по Хаину (1971а); *3* — положения максимумов на диаграмме Дирнлея (Dearnley, 1966)

Первоначально было выполнено сопоставление теоретических данных с возрастами общепринятых тектонических эпох и циклов, которые приведены, например, в монографии Хаина (1971а). Каждой тектонической эпохе или циклу присваивался свой номер в зависимости от ее возраста: самой древней катархейской эре или белозерскому циклу — номер 1, кольскому циклу — 2, кеноранскому — 3 и т. д. Затем был построен график, на который наносились точки с координатами номера эпохи или цикла и их возраста. Всего на этом графике, отображающем эмпирическую зависимость номера тектонического цикла от возраста, оказалось 14 точек (рис. 8). Далее, путем подбора параметров n_0 в уравнении (3.3) по этой эмпирической кривой была подобрана зависимость n (t).

Обращает на себя внимание особенность эмпирической кривой: она явно распадается на три участка, в пределах каждого из которых тектонические циклы расположены более или менее равномерно, а промежутки времени между участками существенно превышают периоды тектонических циклов на смежных ветвях кривой. Создается впечатление, что на эмпирической кривой пропущена часть точек. Такая ситуация вполне понятна, поскольку поло-

жение тектонических рубежей докембрия на оси времени часто определяется недостаточно точно, о чем свидетельствует, например, разброс определений возрастов некоторых тектонических границ в архее и протерозое.

Возрасты более молодых тектонических циклов известны значительно точнее. Так, судя по многочисленным данным о периодизации фанерозоя и верхнего протерозоя (Богданов, 1969; Тугаринов, Войткевич, 1970; Хаин, 1971а, 1973а; Салоп, 1973; Геохронология СССР, 1973, 1974; и др.), на этом интервале времени можно выделить пять возрастных разделов: 650—670; 540 ± 20; 380 ± 10; 230 ± 10 и 80—100 млн. лет, —соответствующих временным границам между байкальским, салаирским, каледонским, герцинским, киммерийским и альпийским циклами.

В докембрии наиболее устойчиво определены три главных рубежа, резко разграничивающие условия формирования континентальной коры при смене тектоно-магматических мегациклов: 2600 ± 100; 1900 ± 100 и $1000 \pm \pm 100$ млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1970; Хаин, 1971а, 1973а; Салоп, 1973). Эти рубежи докембрия и один из наиболее четких рубежей фанерозоя ($540 \cdot 10^6$ лет) совпадают с положениями левых частей максимумов на гистограмме распространенности магматических и метаморфических пород разных возрастных групп, построенной Дирнлеем (Dearnley, 1966) (рис. 14). В первом приближении эта гистограмма характеризует объем континентальной коры, сформированной в разные геологические эпохи, поэтому такое совпадение весьма примечательно.

Судя по периодизации позднего протерозоя, между рубежами 1000 и 540 млн. лет назад существовало четыре тектонических цикла: гренвильский [1], делийский, байкальский и салаирский. Если распространить эту закономерность чередования тектоно-магматических циклов на все предыдущие циклы, то окажется, что мы сейчас живем в середине 2-го тектонического цикла. Однако при этом трудно совместить максимумы гистограммы распространенности магматических и метаморфических пород с теоретической зависимостью $n\,(t)$, поскольку временной интервал между центральными максимумами оказывается заметно более широким, чем между крайними. Если же предположить, что между рубежами 2600 и 1900 млн. лет существовало не четыре, а шесть циклов, то совпадение зависимости $n\,(t)$ как с выделенными геохронологическими рубежами, так и с максимумами на гистограмме Дирнлея будет уже более полным. При этом рубеж $2{,}6 \cdot 10^9$ лет знаменует собой начало 5-го тектонического цикла, а рубежи $1{,}8 \cdot 10^9$, 10^9 и $0{,}45 \cdot 10^9$ лет отмечают переходы соответственно к 9, 15 и 19-му циклам. Современный — альпийский—цикл оказывается 22-м.

При сопоставлении теоретической зависимости $n\,(t)$ с эмпирическими данными необходимо учитывать, что коэффициент k_0 в уравнениях (2.13) и (3.5) зависит от скорости протекания гетерогенной реакции выделения «ядерного» вещества на поверхности ядра. Скорость этой реакции должна зависеть как от температуры, так и от давления. Температурная зависимость определяется законом Аррениуса:

$$k = A \exp\left(-W/RT\right), \tag{3.6}$$

где W — энергия активации; R — газовая постоянная; T — температура в кельвинах. Зависимость от давления дается уравнением (1.3), из которого можно получить

$$k = B\left[1 - \exp\left(-\frac{\Delta V}{RT}P\right)\right]. \tag{3.7}$$

[1] Возраст гренвильского цикла иногда принимают старше 1000 млн. лет, но это неправильно, так как в канадской провинции Гренвилл, по имени которой назван цикл, консолидация коры происходила в период от 1000 до 900 млн. лет назад (Тугаринов, Войткевич, 1970; Ozard et al., 1973).

В процессе роста ядра и увеличения его радиуса температура и давление в зоне развития реакции (т. е. на поверхности ядра) постепенно уменьшаются. Оба эти фактора, как следует из выражений (3.6) и (3.7), приводят к общему эффекту — к снижению скорости гетерогенной реакции перехода окислов железа из мантии в ядро. В первом приближении примем, что зависимость $K = K(P, T)$ слабая и что снижение температуры и давления на поверхности ядра происходит пропорционально увеличению его радиуса Δr_c. При постоянстве средней плотности ядра (Наймарк, Сорохтин, 1977б) имеем: $r_c \sim \sim x^{1/3} = \zeta$, поэтому $\Delta r_c \sim \Delta\zeta = \zeta_q - \zeta$, где $\zeta_q = 0{,}952$ — современное значение параметра ζ, отвечающего значению $x_q = 0{,}863$. В этом случае суммарную зависимость коэффициента k от параметра ζ приближенно можно записать в виде

$$k = k_0 \exp(\alpha\Delta\zeta). \tag{3.8}$$

Наилучшее совпадение кривой $n(t)$ с эмпирическими данными было получено при следующих значениях параметров: $n_0 = 39{,}1$, $\alpha = 0{,}39$ (остальные параметры в формулах (2.9) и (3.3) остались без изменения). При этом современное значение числа тектонических циклов оказалось равным $n_q = 21{,}5$ (см. рис. 9).

Совпадение тектонической кривой с экспериментальными данными можно рассматривать как свидетельство существования тесной связи между процессом образования ядра Земли и тектоническими движениями на ее поверхности, а также в качестве весомого довода в пользу принятой гипотезы о соответствии тектонических циклов перестройкам конвективных движений в мантии. Это основные и наиболее важные выводы, вытекающие из приведенных расчетов.

Выполненные расчеты показывают, что тектоническое развитие Земли будет продолжаться еще сравнительно долго — $(1{,}7 \div 2{,}0)\cdot 10^9$ лет и прежде чем начнется остывание нашей планеты пройдет еще семь тектонических циклов (см. рис. 9, табл. 2).

По аналогии с эволюционным параметром Земли (см. уравнение (2.2)), определяющим относительную долю x вещества, перешедшего в ядро, полезно ввести еще и параметр тектонического развития Земли, показывающий, какая часть конвективного массообмена в мантии уже завершена:

$$y = [nM_m/n_\infty M_{m\infty}, \tag{3.9}$$

где под n_∞ и $M_{m\infty}$ соответственно понимаются значения n и M_m при $t \to \infty$, т. е. при $x = 1$. Подставляя в (3.9) выражение для n из (3.3) и учитывая, что $M_m/M_{m\infty} = (1 - c_0 x)/(1 - c_0)$, выразим параметр тектонического развития Земли через эволюционный параметр x:

$$y = \ln(1 - c_0 x)/\ln(1 - c_0) \tag{3.10}$$

или

$$y = 2.21 \ln \frac{1}{1 - c_0 x}. \tag{3.10'}$$

Для рассматриваемой модели Земли $n_\infty = 27{,}8$, $M_{m\infty} = 3{,}8\cdot 10^{27}$ г, а современное значение параметра y равно 0,833.

Зависимость (3.10) описывает общий или интегральный эффект тектонического развития Земли, например, среднюю массу образовавшейся континентальной коры, средний уровень дегазации мантии и т. д. Для получения дифференциальных характеристик этих же процессов (например, для оценки средней скорости образования континентальной коры или средней скорости дегазации мантии) зависимость (3.10) необходимо продифференцировать по

Таблица 2. Периодизация тектонической истории Земли (млн. лет)

Предлагаемая периодизация			Периодизация докембрия по данным разных авторов			
Номер цикла	Тектонические циклы	Теоретический возраст циклов	Тугаринов, Войткевич, 1970	Хаин, 1971а	Салоп, 1973	Геохронологическая таблица, 1974
28		+1650				
27		+1040				
26	Будущие циклы	+670				
25		+420				
24		+240				
23		+80				
22	Альпийский	0				
21	Киммерийский	80				
20	Герцинский	230				
19	Каледонский	330				
18	Салаирский	530				
17	Байкальский	670	650±50		650	630±20
16	Делийский	800		800		
15	Гренвильский	930				
14		1060	1000±100	1000	1000	950±50
13	Готский	1200				
12		1330	1400±100	1350	1300	1350±50
11		1450				
10		1580		1600	1600	1650±50
9	Карельский	1720				
8		1870	1900±100	1800	1900	1900±100
7	Балтийский	2040				
6		2200				
		2390				

Таблица 2 (окончание)

Предполагаемая периодизация			Периодизация докембрия по данным разных авторов			
Номер цикла	Тектонические циклы	Теоретический возраст циклов	Тугаринов, Войткевич, 1970	Хаин, 1971а	Салоп, 1973	Геохронологическая таблица, 1974
5	Кеноранский					
		2600	2600±100	2600	2600	2700±100
4		2800				
3	Кольский					
		3050	3000±100	3000		
2		3400	3500±150	3500	3500	3300—3500
1	Белозерский					
		4600	4500±150			4600±200
	Образование Земли					

времени, тогда

$$\frac{dy}{dt} = -\frac{c_0}{(1-c_0x)\ln(1-c_0)}\frac{dx}{dt}. \tag{3.11}$$

Подставляя в (3.11) выражение $\dot{x}$ из (2.12), с учетом зависимости (3.8) получим другую форму для производной $\dot{y}$:

$$\frac{dy}{dt} = \frac{c_0k_0}{\ln[1/(1-c_0)]}\frac{(1-x)}{(1-c_0x)^2}x^{2/3}\exp(\alpha\Delta\zeta). \tag{3.12}$$

Зависимость (3.12) воспроизведена на рис. 10. Как видно из этой кривой максимум конвективного массообмена в мантии существовал примерно, $1{,}8\cdot10^9$ лет назад, т. е. в момент развития на Земле наиболее мощных тектономагматических событий карельской эпохи. Карельская эпоха диастрофизма,

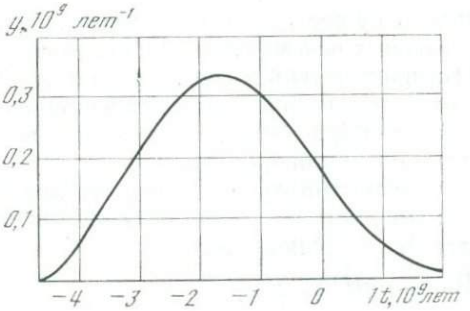


Рис. 10. Средняя скорость y конвективного массообмена в мантии

проявившаяся на рубеже 1700 ± 100 млн. лет назад, имела выдающееся значение в геологической истории Земли, так как именно в это время были сформированы наиболее крупные массивы континентальной коры, образовавшие затем ядра современных материков (Хаин, 1971а). В раннем архее (до $3\cdot10^9$ лет назад) средняя тектоническая активность Земли была относительно слабой, но со временем постепенно возрастала. В настоящее время также наблюдается спад средней активности, который в будущем будет продолжаться.

При использовании зависимости (3.12), однако, необходимо помнить, что действительные и неосредненные распределения во времени характеристик тектонических процессов могут быть значительно более сложными (см. § 5).

Отметим еще одну упоминавшуюся выше (см. гл. III) интересную особенность тектонического развития молодой Земли. Поскольку в момент образования Земли средняя ее температура была значительно более низкой, а конвективный массообмен — более вялым, то интенсивность конвективных движений еще была недостаточной для того, чтобы разломать первичную литосферу на отдельные плиты. Не существовало поэтому и взаимных перемещений плит. Следовательно, не развивались тогда и тектонические процессы, приводящие к образованию земной коры и дегазации мантии; в тектоническом отношении Земля была еще пассивной планетой, и ее поверхность была лишена гидросферы и атмосферы. По-видимому, лишь около $3{,}7 \cdot 10^9$ лет назад был превзойден «порог прочности» литосферной оболочки Земли, и в дальнейшем ее тектоническое развитие уже пошло по тому пути, который привел к образованию современной земной коры, гидросферы и атмосферы.

Отмеченной особенностью развития молодой Земли, в частности, можно не только объяснить, почему нигде на ее поверхности мы не встречаем пород старше $(3{,}7 \div 3{,}9) \cdot 10^9$ лет, но и почему объем континентальной коры, сформировавшейся ранее $3{,}5 \cdot 10^9$ лет, столь незначителен. Это связано с тем, что в первом (белозерском) тектоническом цикле формирование континентальной коры началось не с самого его начала (т. е. не сразу после образования Земли), а лишь в конце. В последующие эпохи объемы возникшей за цикл континентальной коры существенно возросли, так как ее формирование уже происходило непрерывно в течение всего цикла. При этом резкое увеличение наращиваемых объемов континентальной коры, наблюдавшееся на рубеже архея и раннего протерозоя (в кеноранский цикл) и продолжавшееся далее в протерозое, объясняется уже не только увеличением скорости конвективного массообмена мантии, но и чисто внешним фактором — насыщением океанской коры водами Мирового океана, уровень которого к тому времени уже достиг гребней срединно-океанских хребтов (см. гл. VII).

4. ХАРАКТЕР КОНВЕКТИВНЫХ ДВИЖЕНИЙ В СРЕДЕ С ФАЗОВЫМИ ПЕРЕХОДАМИ И ИХ СВЯЗЬ С ГРАВИТАЦИОННЫМИ АНОМАЛИЯМИ

Вопрос о существовании крупномасштабных конвективных движений, пронизывающих всю мантию Земли, до сих пор вызывает оживленные споры среди геофизиков-теоретиков. Во многом это связано с тем, что обычно рассматривается только чисто тепловая конвекция, а судя по известному критерию Релея (Rayleigh, 1916), возможность ее возникновения в нижней мантии действительно маловероятна.

Согласно критерию Релея, тепловая конвекция в слое вязкой жидкости возникает лишь в случае, если число Релея Ra превышает некое предельное (критическое) значение:

$$\mathrm{Ra} = \rho g H^3 \Delta T \alpha / a\eta, \tag{4.1}$$

где ρ — плотность; g — ускорение силы тяжести; H — толщина слоя; ΔT — сверхадиабатический перепад температуры в слое; α — коэффициент объемного расширения; a — коэффициент температуропроводности; η — коэффициент динамической вязкости. Для сферического слоя критическое значение числа Релея примерно равно $\simeq 2 \cdot 10^3$ (Жарков и др., 1971).

Вязкость нижней мантии обычно принимают по оценкам Маккензи (McKenzie, 1966): для трехслойной модели Земли $\eta \geqslant 10^{26}$ П; характерные для нижней мантии значения других параметров: $\rho \simeq 5$ г/см^3, $H = 2{,}5 \cdot 10^{-8}$ см,

$\alpha = 10^{-5}$ град$^{-1}$ и $a = 10^{-2}$ см^2/с, откуда по (4.1) найдем, что тепловая конвекция в нижней мантии может возникнуть лишь при нереально высоких перепадах температуры, превышающих адиабатическое распределение не менее чем на 2600° С. Такие сверхадиабатические перепады температуры в мантии должны постоянно поддерживаться за счет каких-то очень мощных внутренних источников тепла, так как тепловая конвекция приводит к выравниванию температуры по адиабатическому закону. Поэтому чисто тепловая конвекция в нижней мантии маловероятна или, скорее, даже вовсе невозможна.

Тем не менее данные о раздвижении дна океанов и дрейфе материков убедительно свидетельствуют о существовании крупномасштабных перемещений литосферных плит на поверхности Земли. Все многочисленные попытки объяснить это явление внешними воздействиями, например приливами Луны и Солнца, центробежными силами вращения Земли, вращением Солнечной системы вокруг центра Галактики, расширением, сжатием или пульсацией Земли и т. д. потерпели неудачу после расчета эффектов этих воздействий или из-за несовместимости таких гипотез с законами физики.

Нельзя также объяснить раздвижение дна океанов простым погружением более плотных океанских плит в мантию вдоль зон Заварицкого — Беньофа. Наличие перед глубоководными желобами краевых валов, образованных за счет упругого изгиба пододвигаемых плит, явно говорит об активном процессе заталкивания таких плит в мантию, а не об их пассивном опускании (засасывании) под влиянием силы тяжести. Не удается объяснить перемещение плит и их гравитационным соскальзыванием с мантийных поднятий (хотя это явление и могло бы способствовать процессу смещения плит). При таком механизме относительная скорость движения малых плит всегда была бы выше скорости перемещения больших плит, так как у последних сопротивление скольжению больше, чем у первых. В действительности же обычно наблюдается обратная зависимость (Маккензи, 1975).

Благодаря усилиям многочисленных исследователей (Hess, 1962; Dietz, 1961; Vine, Matthews, 1963; Heirtzler et al., 1968; Wilson, 1965; Morgan, 1968; Le Pichon, 1968; Isacks et al., 1968; и др.) и особенно после подтверждения результатами бурения теоретических прогнозов о возрасте и составе пород океанского дна (Initial Reports, 1969—1977; Лисицын, 1974а, б) можно считать, что факт крупномасштабных перемещений литосферных плит установлен. Приемлемым механизмом, приводящим в движение литосферные плиты, к тому же еще и объясняющим большинство тонких особенностей тектоники плит (о чем неоднократно будет говориться в последующих главах), следует признать конвективные течения мантийного вещества.

Посмотрим, насколько современные теоретические представления соответствуют выводу о существовании конвективных течений в мантии. Для этого напомним, что наиболее мощным глобальным процессом на Земле является процесс гравитационной дифференциации земного вещества на плотное окисножелезное ядро и остаточную силикатную оболочку. Такой процесс с неизбежностью должен порождать в силикатной оболочке Земли плотностную конвекцию, но не чисто тепловую, как это часто предполагается, а химико-плотностную, в которой главным источником движений являются плотностные неоднородности вещества, возникающие в результате изменения его химического состава при дифференциации.

Условие, определяющее начало возникновения химико-плотностной конвекции, можно найти по аналогии с критерием Релея для чисто тепловой конвекции (Сорохтин, 1974а, б). Действительно, безразмерное число Релея (в 4.1) представляет собой отношение двух факторов: подъемной силы, возникающей при тепловом расширении вещества (т. е. фактора, способствующего конвекции), к фактору, препятствующему конвекции и характеризующему интенсивность рассеивания тепловых неоднородностей среды и ее

сопротивление сдвиговым деформациям (т. е. конвективным движениям). Учитывая сказанное, заменим в выражении (4.1) произведение $\Delta T\alpha$ на эквивалентное ему отношение $\overline{\Delta\rho}/\rho$, где под $\overline{\Delta\rho}$ следует понимать средний перепад плотности, образующийся за счет изменения химического состава вещества мантии в процессе его дифференциации на поверхности ядра. Пользуясь далее аналогией уравнения диффузии, определяющего скорость рассасывания неоднородностей химического состава, с уравнением теплопроводности, определяющим скорость выравнивания температуры в среде, мы должны заменить в знаменателе выражения (4.1) коэффициент температуропроводности a на коэффициент диффузии D. В этом случае новое модифицированное число Релея, определяющее развитие химико-плотностной конвекции в мантии, можно выразить отношением

$$R_g = \Delta\rho g H^3/(D\eta). \tag{4.2}$$

В выражении (4.2) наиболее неопределенным является значение знаменателя. Для его оценки можно воспользоваться теорией диффузионной вязкости (Магницкий, 1965), согласно которой вязкость кристаллического вещества и коэффициент диффузии связаны между собой простой зависимостью

$$\eta = A\,[kT/(Dd)](l/d)^2, \tag{4.3}$$

где A — постоянная, примерно равная 0,03; $k = 1{,}38\cdot10^{-16}$ эрг/град — постоянная Больцмана; $T \simeq 2500$ К — средняя температура нижней мантии; $l \simeq 0{,}1$ см — характерные размеры кристаллов; $d \simeq 3\cdot10^{-8}$ см — характерный параметр кристаллической решетки вещества нижней мантии. Подставляя в (4.3) приведенные значения параметров, найдем, что $D\eta \simeq 3{,}8\cdot10^{10}$ дин. Благодаря распаду силикатов в нижней мантии на сумму окислов можно ожидать, что мантийное вещество на этих уровнях приближается к твердым растворам. Для идеальных растворов $l = d$, в этом случае $D\eta \simeq 3{,}5\cdot10^{-7}$ дин. Поэтому для нижней мантии можно принять следующие крайние пределы изменения значения искомого произведения: $10^{-7} < D\eta < 10^{10}$ дин.

Подставляя теперь в (4.2) найденные пределы и принимая $\Delta\rho \simeq 0{,}05$ г/см^3; $g = 10^3$ см/с^2 и $H = 2{,}5\cdot10^8$ см, найдем, что новое модифицированное число Релея для нижней мантии лежит в пределах $10^{17} < R_g < 10^{34}$ и на много порядков превышает свое критическое значение.

Столь большое значение преобразованного числа Релея вовсе не означает, что конвекция обязательно должна быть интенсивной; оно показывает лишь, что интенсивность химико-плотностной конвекции полностью определяется только вязкостью среды η и перепадами плотности $\Delta\rho$ в ее химических неоднородностях и совершенно не зависит от процесса диффузии. Следовательно, при заданных η и $\Delta\rho$ химико-плотностная конвекция в мантии всегда будет развиваться с предельно возможной скоростью, но она может быть очень низкой, если вязкость мантии η достаточно большая, а перепады плотности $\Delta\rho$, генерируемые на поверхности ядра, незначительные.

Если вещество мантии реагирует на медленные деформации, подобно вязкой жидкости, то из приведенной оценки с очевидностью следует важный вывод: любые изменения химического состава мантийного вещества, вызванные его дифференциацией на поверхности ядра, неизбежно приведут к появлению в мантии конвективных движений, даже если вызванные такой дифференциацией флуктуации плотности лишь незначительно нарушают гравитационную устойчивость мантии. Весь вопрос связан лишь со временем развития такого процесса: при очень высокой вязкости конвективные движения будут медленными, а при малой вязкости, наоборот, разовьется быстрая конвекция. Экспериментально такую закономерность показал Рамберг (1970) на моделях неустойчиво стратифицированных сред при их деформациях в сильных полях ускорения, создаваемых с помощью центрифуги.

Реологические свойства мантии окончательно еще не выяснены. Большинство из предложенных моделей и даже их комбинации не являются полностью адекватными всей совокупности геофизических и геологических данных о реологии Земли. По аналогии с поведением металлов при разных нагрузках и температурах в первом приближении обычно предполагают, что земное вещество характеризуется как упругопластичными, так и вязкими свойствами (Ботт, 1974; Земля..., 1974). Поведение упругопластичных тел при малых нагрузках описывается законом Гука, а при напряжениях, превышающих предел текучести, в таких телах развиваются пластические течения вещества, приводящие к появлению остаточных деформаций. Вязкоупругие тела при медленных деформациях ведут себя подобно вязкой жидкости, а при быстрых — как упругие тела.

Упругопластичное поведение вещества скорее характерно для литосферных плит и земной коры. Для описания реологических свойств мантии больше подходит модель вязкоупругого тела. Так, на медленные воздействия земное вещество реагирует подобно вязкой жидкости, о чем, например, свидетельствует фигура Земли, достаточно хорошо отвечающая условиям равновесия вращающейся жидкости. Подъем Фенноскандии, недавно освободившейся от ледниковой нагрузки, изостатическое равновесие покрытых ледниками Гренландии и Антарктиды и, наконец, сами конвективные движения свидетельствуют о вязких свойствах вещества мантии. Для перехода вещества астеносферы и мантии в эффективно жидкое состояние с вязкостью, превышающей 10^{21}—10^{22} П, вовсе не требуется, чтобы оно частично плавилось (Froidevaux, Schubert, 1975). С другой стороны, кратковременные воздействия, вызывающие собственные колебания Земли, ее нутацию, приливные деформации и особенно распространение сейсмических волн в мантии, указывают на существенно упругую реакцию мантийного вещества, хотя во всех этих процессах проявляются и отклонения от идеальной упругой среды, приводящие к постепенному затуханию возбужденных колебаний.

Судя по скоростям дрейфа континентов и литосферных плит, скорости деформации мантийного вещества при конвективных течениях не должны превышать 10^{-13}—10^{-14} $с^{-1}$, тогда как скорости деформации других периодических возмущений, связанных, например, с собственными колебаниями Земли, нутацией, приливами и т. д., обычно превышают 10^{-4}—10^{-7} $с^{-1}$. Но при снижении скорости деформации относительная роль диффузионного механизма вязкости существенно повышается (Ботт, 1974). Эта закономерность позволяет предположить, что конвективные движения в мантии развиваются по модели течений вязкой жидкости и могут описываться уравнением Навье—Стокса.

При решении задачи о конвекции в мантии очень важно знать характер распределения вязкости в этой оболочке. Вязкость верхней мантии под Фенноскандией была впервые определена Хаскеллом (Haskell, 1935) по скорости компенсационного подъема этой территории после того, как она освободилась от нагрузки ледникового покрова, растаявшего здесь около 10 тыс. лет назад. По оценкам Хаскелла, $\eta_a = 3 \cdot 10^{21}$ П; по Макконнеллу (McConnell, 1965), вязкость верхней мантии увеличивается от $3 \cdot 10^{21}$ до $1 \cdot 10^{22}$ П на глубине 400 км и до $2 \cdot 10^{22}$ П на глубине 1000 км. По определениям Такеучи (Takeuchi, 1963), Артюшкова (1967), Ушакова и Красса (1972), учитывавших конечную мощность слоя астеносферы ($\sim 150 \div 200$ км) и использовавших данные по подъему не только Фенноскандии, но и Канадского щита, вязкость астеносферы оказалась в пределах $(1 \div 3) \cdot 10^{20}$ П.

По-видимому, литосфера под древними щитами континентов обладает максимальной толщиной, так как за долгое время своего существования она успела охладиться и раскристаллизоваться на наибольшую глубину ($\sim$200—300 км) по сравнению с другими участками Земли. Об этом же го-

ворят и данные магнитотеллурических зондирований в таких районах (Земля..., 1976). Поэтому слой астеносферы под древними плитами начинается глубже границы фазового перехода от пироксеновых к гранатовым лерцолитам, расположенной примерно на глубине 100 км. С уплотнением вещества после фазового перехода должна повышаться его температура плавления, а следовательно, и его вязкость. Можно ожидать, что этим явлением и объясняются сравнительно высокие значения вязкости астеносферы, полученные по данным подъема Фенноскандии и Канадского щита. Верхние слои астеносферы под более тонкими океанскими плитами (мощностью от 10 до 70 км) состоят из менее плотных модификаций мантийного вещества (из пироксеновых и даже плагиоклазовых лерцолитов), поэтому под такими плитами вязкость астеносферы должна быть значительно меньшей, около 10^{19} П. К аналогичным выводам пришли Фройдево и его коллеги (Froidevaux et al., 1977), исходя из теоретических представлений и анализа экспериментальных данных. Они показали, что даже наименьшие значения вязкости астеносферы под континентами по крайней мере на порядок выше, чем вязкость вещества в астеносфере под океанами.

В связи с происходящими в слое Голицына и в нижней мантии резким уплотнением вещества и полиморфными перестройками кристаллических структур силикатов с образованием форм наиболее плотных упаковок атомов есть основания считать, что вязкость вещества в этих геосферах должна резко повышаться с глубиной. Однако прямых определений вязкости для нижней мантии пока не имеется.

Оценки этих значений, полученные Маккензи (McKenzie, 1966, 1967) по отклонению истинной фигуры Земли от равновесной формы вращающейся жидкости, делались для статической модели мантии и, следовательно, неприменимы к конвектирующей мантии. Голдрайх и Тумр (Goldreich, Toomre, 1969), считая, что движение полюса вращения Земли происходит благодаря изменениям положения главного момента инерции Земли, нашли, что средняя вязкость нижней мантии не превышает $5 \cdot 10^{24}$ П.

Теоретические определения вязкости нижней мантии часто основываются на использовании формулы (4.3) (Жарков, 1960; Gordon, 1965; McKenzie, 1967). В выражении (4.3) остаются неопределенными величинами коэффициент самодиффузии $D(T, P)$ и характерные размеры кристаллов l. Поэтому все расчеты вязкости по этой формуле оказываются очень неустойчивыми, приводящими к разбросу оценок от 10^{20} до 10^{23} П. По оценкам Кеонджяна и Монина (1977а, б), основанным на исследовании кажущихся перемещений полюса по поверхности Земли (см. § 6), вязкость мантии заключена в пределах 10^{23}—10^{25} П. Судя по интенсивности возможного конвективного массообмена в нижней мантии, ее вязкость близка к 10^{24}П (Сорохтин, 1974а).

Определенные и обоснованные выводы о вязкости вещества при сверхвысоких давлениях можно сделать также на основании экспериментов по изучению явления диффузии. На основании таких экспериментов было выяснено, что коэффициент самодиффузии является функцией температуры и давления, а его величина зависит от отношения абсолютной температуры T к температуре плавления вещества $T_s(P)$ при давлении P (Кейес, 1966). Из этой экспериментально установленной закономерности следует, что отношение энергии активации вязкого течения к температуре плавления вещества постоянно $E_\eta(P)/T_m(P) = \text{const}$. Такая же зависимость получается и теоретически (Магницкий, 1965). Судя по расчетам Аффена (Uffen, 1952) и Жаркова (1960), с увеличением давления температура плавления силикатов возрастает быстрее, чем адиабатическая температура мантии. Учитывая это и закон Аррениуса (3.6), можно заключить, что с увеличением давления существенно возрастает и вязкость мантийного вещества. Оценка этого эффекта показывает, что такое возрастание вязкости в нижней мантии может достигать не-

скольких порядков. Как это уже отмечалось в § 1, судя по работам Тенга и Жаркова, вблизи подошвы мантии вязкость мантийного вещества вновь уменьшается (Teng, 1968; Жарков и др., 1974). Возможно, вязкость в переходном слое падает на несколько порядков.

Таким образом, гидродинамической особенностью оболочки Земли является то обстоятельство, что ее наиболее вязкий слой — нижняя мантия — расположен между двумя менее вязкими слоями: астеносферой верхней мантии и переходным слоем между мантией и ядром.

Распределение конвективных потоков в мантии должно проявляться в региональном гравитационном поле Земли и влиять на форму геоида (Стейси, 1972; Ботт, 1974). К сожалению, пока еще не удается провести однозначную интерпретацию ундаций геоида, так как их происхождение зависит от нескольких причин: разности плотности вещества в восходящих и нисходящих потоках, положения границ, полиморфных переходов мантийного вещества (уровень которых, в свою очередь, зависит от давления и температуры), глубины погружения «корней» нисходящих потоков в земное ядро и, наконец, от существующих в верхней мантии условий, определяющих гидродинамическое сопротивление астеносферного слоя в зависимости от мощности и подвижности литосферных плит.

Разность плотности вещества в конвективных потоках должна приводить к появлению положительных гравитационных аномалий и положительных ундаций геоида над более плотными нисходящими потоками. Существование под такими потоками погруженных в ядро «корней» будет несколько снижать этот эффект, но не очень существенно, поскольку влияние плотностных неоднородностей в верхних горизонтах мантии (даже при условии ее изостатического равновесия) сказывается на гравитационном поле Земли сильнее, чем плотностные неоднородности на уровне поверхности ядра. При учете динамических эффектов, связанных с существованием конвективных течений в мантии, такая компенсация проявится еще меньше. Расчеты показывают, что связанные с этими процессами аномалии могут достигать нескольких десятков миллигал, а вызываемые ими отклонения уровня геоида от равновесного сфероида — десятков метров.

По теории глобальной тектоники основные теплопотери Земли происходят благодаря охлаждению и кристаллизации астеносферного вещества при образовании океанских литосферных плит и за счет кондуктивной передачи тепла от астеносферного вещества литосферным плитам (см. гл. V, § 6). Если суммарные теплопотери Земли превышают генерацию тепла в астеносфере, то средняя температура нисходящих течений окажется более низкой, чем восходящих: $T_{\downarrow} < T_{\uparrow}^{1}$. В этом случае границы, на которых осуществляется большинство полиморфных переходов мантийного вещества к более плотным кристаллическим структурам в слое Голицына, должны переместиться на более высокие уровни над нисходящими потоками и на более низкие — над восходящими. Связано это с тем, что давления фазовых переходов обычно зависят от температуры. Так, например, по данным Акимото и Фудзисавы (Akimoto, Fujisava, 1968), давление (в килобарах) перехода оливина в шпинелевую фазу (определяющее скачок плотности $\sim 0{,}35$ г/см^3 на глубине около 350 км) описывается простой зависимостью

$$P = 78 + 0{,}062T,$$

где T — в °С. По расчетам Бота (1974), при такой зависимости изменение температуры среды всего на 11° вызывает смещение границы перехода на 2 км

[1] При химико-плотностной конвекции, связанной с изменениями химического состава вещества, условие $T_{\downarrow} < T_{\uparrow}$ не является обязательным и в общем случае может нарушаться, но всегда остается условие $\rho_{\downarrow} > \rho_{\uparrow}$.

и появление региональной аномалии порядка 12 мГал (такой аномалии соответствует отклонение поверхности геоида от равновесного эллипсоида вращения примерно на 39 м). Если же суммарные теплопотери Земли меньше генерации тепла в астеносфере, то могут возникнуть аномалии обратного знака.

Если бы литосферная оболочка Земли была однородной, неподвижной и повсеместно характеризовалась постоянной мощностью, то крупномасштабные ундации геоида должны были бы однозначно отражать структуру конвективных движений в мантии. Реальная ситуация, однако, значительно сложнее. Гидродинамические условия в астеносфере под океанами и континентами существенно разные. Относительно тонкие океанские литосферные плиты мощностью от 10 до 70 км залегают на верхних маловязких слоях астеносферы и не создают серьезных препятствий для астеносферных течений. Поэтому если пространство между восходящими и нисходящими потоками перекрыто только океанскими плитами, то можно ожидать, что в таких регионах крупномасштабные гравитационные аномалии и ундации геоида останутся наименее искаженными. Примером, по-видимому, может служить Тихий океан, на западе которого наблюдается значительное повышение уровня геоида, явно соответствующее избытку масс и нисходящему потоку в нижней мантии, а на востоке (кроме районов, прилегающих к Центральной и Южной Америке), наоборот, уровень геоида снижается, что говорит о существовании здесь недостатка масс и восходящих потоков (см. рис. 1, гл. II). На существование в западной части Тихого океана нисходящих течений в мантии указывают также широко распространенные здесь зоны поддвига плит, в то время как на востоке и юго-востоке океана (исключая прибрежные районы Центральной и Южной Америки) развиты рифтовые зоны срединных хребтов, что свидетельствует о возможности расположения под этими структурами восходящих потоков.

Более мощные континентальные плиты ($H_l \simeq 200$—300 км) своими корнями погружены в нижние и очень вязкие слои астеносферы, поэтому такие плиты, которые можно сравнить с сидящими на мели гигантскими айсбергами [1], представляют серьезные препятствия для астеносферных течений. Если континентальные плиты располагаются вблизи восходящих потоков, они могут служить упором для астеносферных течений в верхних частях этого слоя, вызывая в таких районах подъем дна океана и появление положительных гравитационных аномалий, т. е. аномалий, свойственных нисходящим потокам при отсутствии эффекта подпора астеносферных течений. По-видимому, примером такого района может служить Северная Атлантика (на это указывают и активно развивающиеся здесь рифтовые структуры при отсутствии зон поддвига).

Динамический эффект астеносферных течений может давать значительный вклад в суммарную картину наблюдаемого гравитационного поля и приводить к своеобразному рисунку аномалий. Этот эффект изучался Каракиным и Лобковским (1977), разработавшими комплексную гравимеханическую модель астеносферы, специально приспособленную для аналитического и численного исследования гравитационных эффектов, вызванных вязким течением астеносферы.

Следует отметить значительные трудности, возникающие при попытках разделить «динамический» и «статический» факторы возмущения гравитационного поля. Здесь под «статической» компонентой подразумевается вклад в гравитационное поле трехмерных аномальных масс, расположенных в недрах мантии (например, охлажденные массы глобального нисходящего потока

[1] Этим явлением, вероятно, можно объяснить относительно медленный дрейф континентов по сравнению со скоростью перемещения океанских плит, например, в Тихом океане.

конвективной ячейки). «Динамический» фактор обусловлен избыточным давлением в астеносфере, возникающим при вязком течении в ней.

Так, типичный динамический эффект возникает при взаимодействии астеносферного потока с зонами Заварицкого — Беньофа, когда погружение плиты происходит на фоне астеносферных течений, которые, встречая на своем пути препятствие в виде опускающейся части пододвигаемой плиты, вынуждены его обтекать. Гидродинамические эффекты такого обтекания могут сказываться на геометрии зон поддвига. В частности, перепад давления на стенках литосферной плиты, несомненно, будет влиять на угол ее погружения в мантию, т. е. на угол наклона фокальной поверхности, ее форму и т. д. Сила давления астеносферных течений, как показывают расчеты, достаточно велика, чтобы вызвать целый комплекс аномальных геофизических и геоморфологических признаков, которые наблюдаются в районах зон поддвига. Например, при ортогональном обтекании одиночной зоны Заварицкого — Беньофа максимальный перепад давления на стенках погружающейся литосферной плиты может быть определен (Каракин, Лобковский, 1977) в виде

$$\delta P_{\max} = \frac{2\pi\eta_a \bar{v}_a l}{h^2} \ln \frac{1 + \sin(\alpha/2)}{1 - \sin(\alpha/2)}, \qquad (4.4)$$

где $\bar{v}_a$ — средняя скорость горизонтального астеносферного потока; η_a — вязкость астеносферы; h — мощность астеносферы; l — линейный размер области астеносферных течений; α — длина зоны Заварицкого — Беньофа в радианной мере.

Примем в формуле (4.4) следующие значения параметров: $h = 10^7$ см, $l = 10^8$ см, $\alpha = \pi/6$, $\bar{v}_a = 10$ см/год, $\eta_a = 10^{19}$ П. Тогда величина перепада давления получается порядка 10^8 дин/см^2. Из приведенной оценки ясно, что силы взаимодействия между астеносферными течениями и погружающимися плитами достаточно велики, чтобы создать соответствующий вращательный момент в погружающейся ветви плиты в ту или иную сторону, что в конечном счете и приводит к разным углам входа плит в мезосферу. Согласно этой схеме в зонах погружения плит под Южную Америку астеносферный поток направлен в ту же сторону, что и погружающаяся плита, и поджимает ее снизу, приводя к пологому углу наклона зоны Заварицкого — Беньофа. Наоборот, поддвиг под островные дуги юго-западного борта Тихоокеанской впадины происходит, вероятно, в условиях относительного встречного астеносферного потока, который загибает погружающиеся плиты в противоположную сторону и приводит к более крутым углам падения сейсмофокальных зон. Очевидно, что этот же динамический эффект парусности литосферных плит в зонах поддвига будет приводить к вполне определенному и характерному «динамическому» вкладу в аномальное гравитационное поле Земли. Этот вклад в целом будет пропорционален избыточному давлению в астеносфере, а соответствующее аномальное поле в окрестности погружающейся плиты будет иметь вид пологой ступеньки (рис. 11), что в действительности наблюдается на картах гравитационных аномалий в районах островных дуг (Каула, 1975; B. Marsh, J. Marsh, 1976). Рассчитанному перепаду давления $\delta P = 10^8$ дин/см^2 отвечает амплитуда аномалий в свободном воздухе $\Delta g \simeq$ $\simeq 30$ мГал, что соответствует наблюдаемым региональным аномалиям окраинных бассейнов западной части Тихого океана (Кариг, 1974). К аналогичному гравитационному эффекту приводит вторичная конвекция в астеносфере, развивающаяся под окраинными бассейнами в тылу островных дуг (см. гл. V, § 8).

Другой пример проявления динамического эффекта астеносферных течений относится к пассивным переходным зонам от океанов к континентам. Пассивные переходные зоны соединяют континент и океан в пределаах одной

литосферной плиты, чем и объясняется отсутствие сейсмической активности указанных областей. Несмотря на относительно спокойный тектонический режим пассивных континентальных окраин, с ними связаны интересные особенности поведения гравитационного поля. В целом гравиметрические исследования показывают, что пассивные переходные зоны изостатически неуравновешены. Другая характерная особенность гравитационного поля заключается в изменении градиентов аномалий силы тяжести, а также в изломе изолиний этих аномалий в пределах пассивных переходных зон. По-

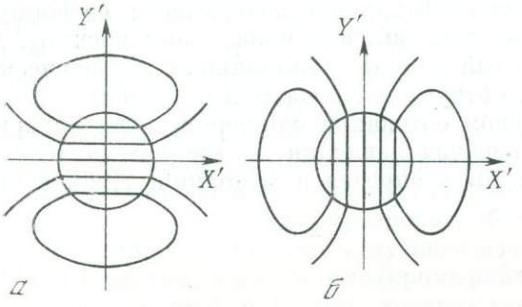


Рис. 11. Теоретические схемы линий тока (*а*) и изолиний гравитационных аномалий (*б*); $\mu' =$ = const на плоскости стереографической проекции Z'

На границе континентальной ($r < 1$) и океанской областей линии терпят излом

следняя закономерность хорошо выявляется на глобальных картах гравитационного поля Земли и уровня геоида, полученных на основе спутниковых данных (Каула, 1975; B. Marsh, J. Marsh, 1976) (см. рис. 1, гл. II).

Поскольку под континентами литосфера более мощная, чем под океанами, то изменение ее толщины приводит к нарушению изостазии, возникновению резких градиентов в гравитационном поле и изломам изолиний аномалий силы тяжести в пассивных переходных зонах (Каракин и др., 1974). В общем случае задача о движении литосферы переменной толщины относительно мезосферы решена Каракиным и Лобковским (1977). Полученный результат можно проиллюстрировать на простейшем примере движения одного материка, имеющего форму сферического сегмента, центр которого находится на экваторе. Пусть для простоты угол раствора сегмента равен Θ_0, ось вращения литосферы проходит через оба географических полюса, а центр стереографической проекции совпадает с северным полюсом. Тогда распределение «динамических» гравитационных аномалий $\mu = ReW(z')$ будет выражаться через комплексную функцию $W(z')$ следующим образом (Каракин, Лобковский, 1977):

$$W(z') = \begin{cases} \dfrac{A(h_2 - h_1)\sin\Theta_0}{(h_2^3 + h_1^3)} z', & r' < 1, \\ \dfrac{A(h_2 - h_1)\sin\Theta_0}{(h^3{}_2 + h_1^3)} \dfrac{1}{z'}, & r' > 1, \end{cases} \tag{4.5}$$

где z' — комплексная переменная на плоскости стереографической проекции; $r' = |z'|$; h_1 и h_2 — толщина астеносферы соответственно под континентом и океаном: $A = 6\omega\eta_a R_0^2/\rho g$; ω — угловая скорость вращения континента; η_a — вязкость астеносферы: ρ — плотность астеносферы; R_0 — средний радиус Земли. На рис. 11 показаны линии тока установившихся астеносферных течений, вызванных поступательным движением гипотетического материка формы сферического сегмента, и изолинии соответствующих этому течению гравитационных аномалий $\mu = \text{const}$. Обращает на себя внимание характерная структурная особенность поля аномалий: при переходе через границу континента изолинии скачком изменяют свое направление, причем величина этого скачка зависит от величины вектора скорости поступательного

движения континента и направления «текущего» элемента границы. Интересно отметить, что, судя по картам гравитационных аномалий земного шара (Каула, 1975; B. Marsh, J. Marsh, 1976), излом изолиний этих аномалий часто приурочен как раз к береговой границе «пассивного типа» (см. рис. 1, гл. II). Это позволяет с определенной уверенностью интерпретировать явление берегового эффекта на основе комплексной гравимеханической модели. Общее аналитическое решение задачи дает принципиальную возможность вычислить береговой эффект пассивной континентальной окраины произвольной конфигурации. В частности, преломление изолиний гравитационных аномалий на береговом контуре Австралии позволяет определить, что направление движения этого материка происходит на северо-восток. Это согласуется с мобилистскими представлениями о перемещении Австралии в кайнозое.

Заметим, что принцип суперпозиции (уравнения гравимеханической модели линейны) дает возможность отделить задачу о перемещении континентов от задачи о движущих силах этого перемещения. Суммарная картина течений в астеносфере, а следовательно, и распределения «динамических» гравитационных аномалий будут определяться суперпозицией решения с источниками и стоками (Каракин, Лобковский, 1977), отражающего движущий механизм конвекции в мантии, и решения, характеризующего вклад возмущений, вносимых относительным движением материков.

Горизонтальная неоднородность верхней жесткой оболочки Земли, связанная с неодинаковой мощностью континентальной и океанской литосферы, а также с различной вязкостью астеносферы под континентами и океанами накладывает определенные гидродинамические условия на конвективные процессы в мантии. Если бы интенсивность конвективных мантийных течений под континентами и океанами была бы одинаковой, а геометрические формы этих течений подобны, тогда (в силу большей вязкости астеносферы под континентами, чем под океанами) к континентальной литосфере были бы приложены большие силы со стороны мантийных потоков, и континенты должны были бы перемещаться быстрее океанских плит. В действительности наблюдается противоположная картина. Отсюда следует вывод, что либо интенсивность конвективных движений под океанами больше, чем под континентами, и за счет этого увеличиваются скорости перемещения океанских плит, либо геометрическая форма конвекционных ячеек под континентами и океанами существенно разная, и под океанской литосферой возникают более резкие вертикальные градиенты горизонтальных компонент скоростей, что приводит к увеличению скорости движения литосферных плит. Последнее предположение представляется более вероятным, хотя не следует полностью исключать и первую точку зрения.

Строгий учет влияния неоднородностей верхней мантии на развитие конвективных движений в земной оболочке может быть выполнен только путем численного моделирования процесса химико-плотностной конвекции на ЭВМ. До проведения таких расчетов влияние переменной мощности литосферных плит на характер конвективных течений в мантии можно описывать лишь на качественном уровне.

Главная особенность строения мантии под океанами определяется наличием здесь слоя астеносферы с резко пониженной вязкостью η_a (по сравнению с вязкостью нижней мантии η_m). Но в мантии с четко выраженной астеносферой (при $\eta_a \ll \eta_m$) должны возникать конвективные структуры, в которых вертикальные потоки существуют только в нижней мантии, а в астеносфере образуются преимущественно горизонтальные течения (Takeuchi, Sakata, 1970; Сорохтин, 1972, 1974а, б). Это приводит к тому, что через тонкий астеносферный слой будет перетекать большая часть вещества потоков, образующих замкнутую конвективную ячейку в мантии. В результате скорости астено-

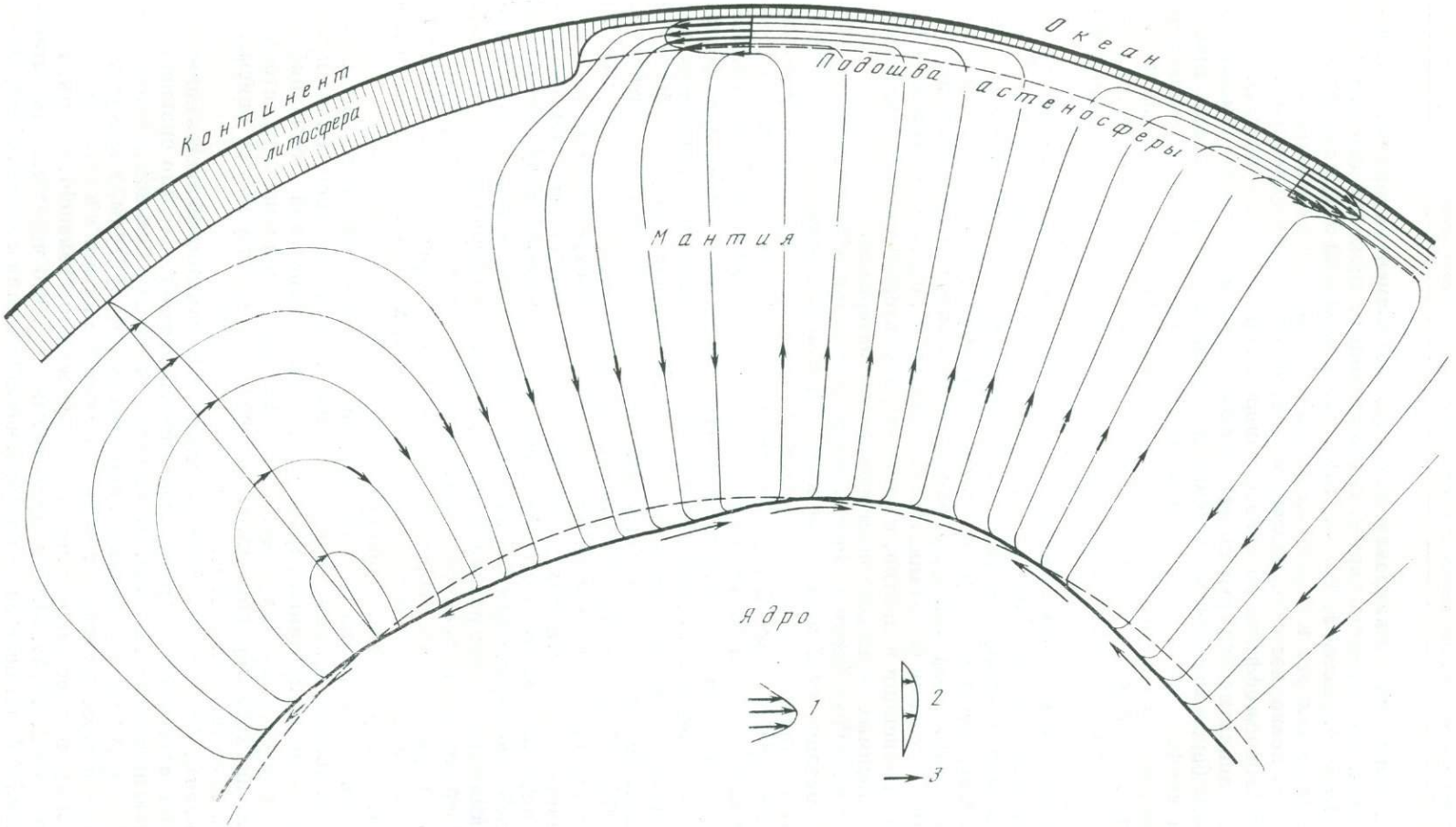


Рис. 12. Качественная картина возможных течений под океанами и континентами

1 — эпюры скоростей в астеносфере; *2* — то же, в мантии; *3* — направления течений в переходном слое ядро — мантия

сферных течений под океанскими плитами оказываются тем большими, чем тоньше слой астеносферы и меньше отношение η_a/η_m. Судя по балансу конвективного массообмена, скорости астеносферных течений, по-видимому, могут достигать нескольких десятков сантиметров в год (Сорохтин, 1972, 1974а, б).

Под континентами слой астеносферы вырождается и подошва континентальной литосферы фактически погружается в мезосферу Земли, поэтому под континентами должно наблюдаться более равномерное распределение вязкости и поэтому горизонтальные составляющие конвективных течений под ними возникают в большей части нижней мантии. Но поскольку в этом случае сечения горизонтальных потоков под континентами будут значительно более широкими, их скорости соответственно окажутся более низкими (рис. 12). Этим, по-видимому, и объясняются значительно меньшие скорости дрейфа континентальных плит (и спаянных с ними океанских плит) по сравнению со скоростями движения чисто океанских плит.

Из приведенных соображений и примеров видно, насколько сложно без детального анализа использовать гравитационные аномалии и ундации геоида для определения геометрии конвективных потоков в мантии Земли.

Под влиянием конвективных течений литосферные плиты стремятся переместиться из областей развития восходящих течений к местам существования нисходящих потоков вещества. Таким перемещениям плит, правда, препятствуют их жесткость и взаимодействия друг с другом. Тем не менее можно ожидать, что в общем плане отмеченная закономерность все же проявляется. Поэтому, используя комплекс таких признаков, как направления относительных смещений литосферных плит, расположение континентов и новообразованных участков океанского дна, рифтовых зон, зон поддвига океанских плит под островные дуги и активные окраины континентов, а частично и данные по региональным гравитационным аномалиям, в первом приближении все же можно составить представление о расположении восходящих и нисходящих потоков в нижней мантии.

Так, в современной Земле, очевидно, существует мощный нисходящий поток под западной частью Тихого океана, включая окраины Восточной и Юго-Восточной Азии, Австралию и Новую Зеландию. Менее обширный, но столь же четко вырисовывающийся нисходящий поток должен существовать под Южной Америкой и прилегающими к ней участками Тихого океана. Не исключено, что этот поток простирается и под Южную Атлантику. Судя по развитию мировой системы рифтовых зон и направлениям раздвижения литосферных плит, восходящие потоки должны существовать под Северной Атлантикой, Африкой, Индийским океаном, Антарктидой, под юго-восточной и восточной частями Тихого океана (за исключением районов, прилегающих к Южной Америке) и под западными районами Северной Америки. Таким образом, строение конвективных течений в мантии, по-видимому, можно представить структурой типа «теннисного мяча», при которой восходящий и нисходящий потоки в мантии охватывают друг друга широкими ортогональными дугами, простирающимися по длине почти на три четверти окружности Земли (рис. 13). При такой структуре конвективных течений практически все рифтовые зоны и срединно-океанские хребты оказываются приуроченными к восходящим потокам, а все современные геосинклинальные зоны — к нисходящим потокам.

5. ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ

Медленная тепловая конвекция в однородном вязком слое при полном тепловом балансе, когда теплоприток к нижней границе слоя равен теплопотерям через его верхнюю поверхность, может быть строго стационарной.

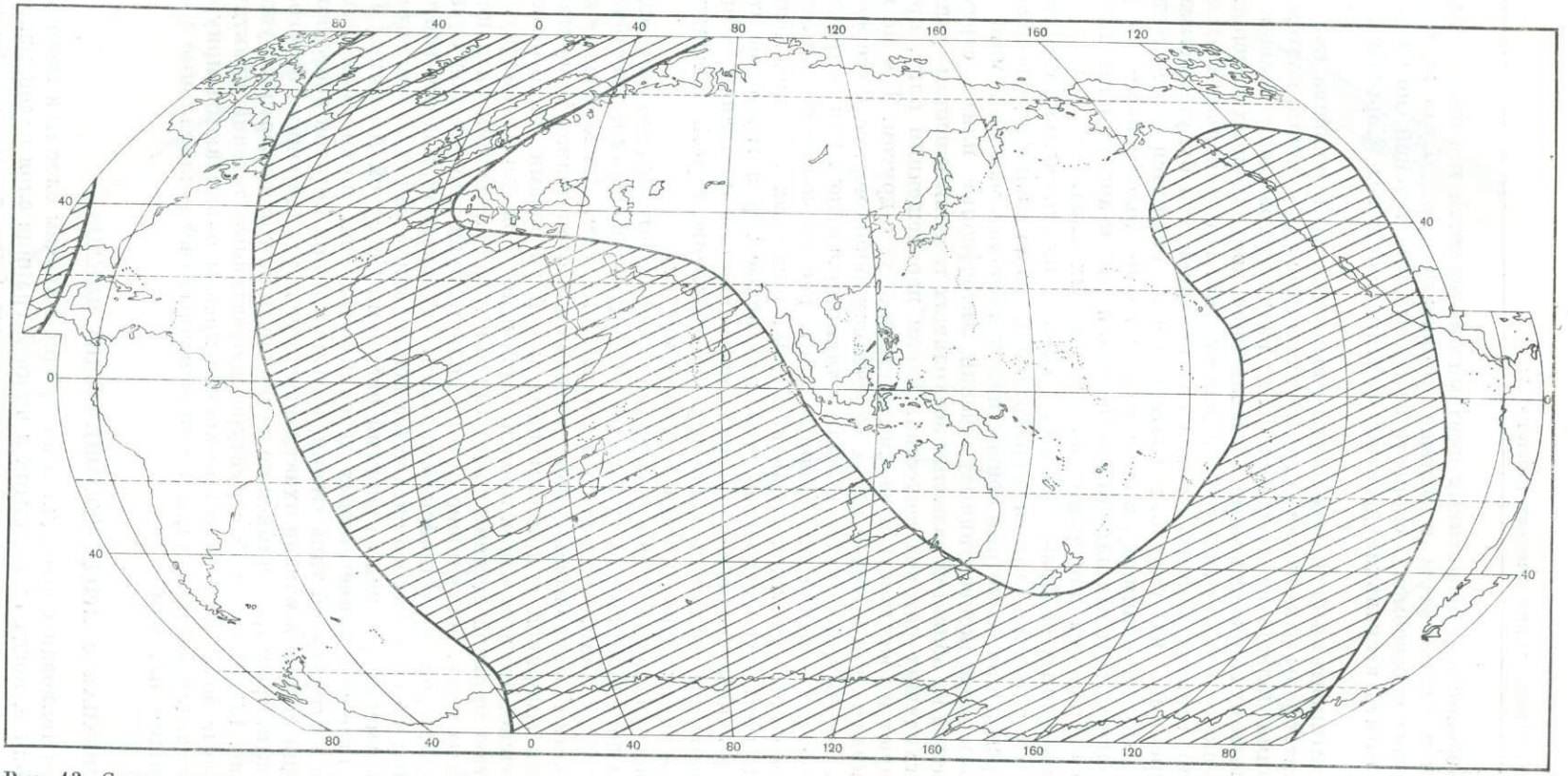


Рис. 13. Схема вероятного расположения восходящих мантийных потоков (заштриховано) в проекции на дневную поверхность

В отличие от этого случая химико-плотностная конвекция всегда нестационарна, поскольку она вызывается необратимыми изменениями плотности в среде. Поэтому со временем режим химико-плотностной конвекции должен меняться, а с этим явлением естественнее всего связывать и изменения тектонической активности Земли.

Строгого решения нестационарной задачи для химико-плотностной конвекции пока не существует, поэтому возможную схему развития такого процесса придется рассматривать лишь на качественном уровне.

В настоящее время конвективные движения в мантии, по-видимому, образуют структуру, близкую к двуячеистой. В прошлом существовали эпохи, когда под влиянием конвективных течений превалировали центростремительные направления дрейфа, приводившие к объединению отдельных континентальных платформ в единые суперконтиненты типа вегенеровской Пангеи в палеозое или Мегагеи Штилле в протерозое. О том, что в прошлые геологические времена все континенты меняли свои современные положения, говорят многие геологические данные. Построенные на их основе палеогеографические реконструкции (см. гл. XI) показывают, что в раннем палеозое большинство северных материков еще было раздроблено на отдельные не связанные друг с другом платформы. К концу палеозоя, в позднем карбоне—перми, практически все континенты оказались спаянными в единый суперматерик — Пангею. Однако палеозойская Пангея просуществовала относительно недолго — уже в триасе и особенно в юре центростремительные тенденции дрейфа континентов сменились продолжающимся и сейчас процессом дробления и раздвижения материков.

Можно ожидать, что на протяжении всей истории Земли континенты неоднократно собирались воедино, а затем вновь дробились на отдельные части. В моменты столкновений материков и образования единых суперконтинентов, по-видимому, должны были развиваться и наиболее грандиозные геологические процессы, приводившие к консолидации максимальных объемов континентальной коры. Относительный прирост объема коры за те или иные геологические периоды можно оценить, например, по частоте встречаемости изверженных и метаморфических пород разного возраста. Используя такие данные, Гэстил (Gastil, 1960) нашел, что периоды наибольшей тектонической активности Земли существовали 2700, 1800, 1100 и 350 млн. лет назад. На гистограмме возрастов изверженных и метаморфических пород (Dearnley, 1966) также выделяются четыре четких максимума с возрастами $2{,}6 \cdot 10^9$, $1{,}8 \cdot 10^9$, $0{,}95 \cdot 10^9$ и $(0{,}3 \div 0{,}4) \cdot 10^9$ лет (рис. 14), причем последний максимум совпадает по времени с началом формирования вегенеровской Пангеи.

В рассматриваемой модели конвектирующей мантии всплески тектонической активности естественно связывать с процессами перестройки конвективных структур. По расчетам Чандрасекара (Chandrasekhar, 1961), при медленной тепловой конвекции в однородном вязком сферическом слое мощностью H с внешним радиусом R размеры конвективных ячеек полностью определяются относительной мощностью слоя H/R. С уменьшением отношения H/R число ячеек в слое увеличивается. Для однородной сферы $H = R$ число ячеек $n = 1$, для оболочки, относительные размеры которой совпадают с размерами мантии Земли, $n = 5$. Исходя из этих предпосылок, Ранкорн (Runcorn, 1962b) предположил, что отмечавшиеся всплески тектонической активности Земли отвечали моментам последовательных перестроек конвективных структур от одноячеистой до пятиячеистой. Однако, как было показано выше, в оболочке Земли развивается не тепловая, а химико-плотностная конвекция. К тому же по вязкости мантия резко неоднородна и распадается по крайней мере на три слоя: астеносферу с вязкостью η_a, нижнюю мантию с η_{m1} и переходный слой между мантией и ядром с η_{mc}, для ко-

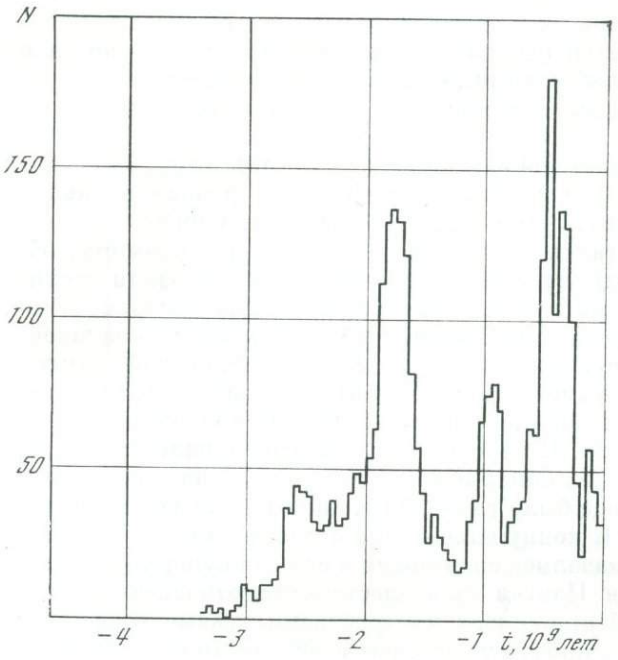


Рис. 14. Гистограмма возрастов изверженных и метаморфических пород (Dearnley, 1966)

N — количество образцов

торых $\eta_{m1} \gg \eta_a, \eta_{mc}$. При таком условии устойчивых мелких конвективных ячеек в мантии вообще не должно возникать. Поэтому решение Чандрасекара вряд ли применимо к Земле. Кроме того, непонятно, как в условиях существования нескольких ячеек могла возникнуть палеозойская Пангея.

Происхождение Пангеи в палеозое и возможные объединения материков в единые палеоконтиненты протерозоя, вероятно, объясняются возникновением в мантии одноячеистых конвективных структур, при которых дрейф литосферных плит происходит только в одном направлении — от центра восходящих потоков под океанским полушарием к центру нисходящих потоков под континентальным полушарием (Монин, 1977). Учитывая, что конвективные движения в современной мантии, по-видимому, характеризуются конфигурацией, близкой к двуячеистой структуре, а существование большего числа ячеек при $\eta_{m1} \gg \eta_a$ маловероятно, можно предположить, что чередование периодов объединения материков с периодами их дробления связано с последовательной сменой одноячеистых структур двуячеистыми и наоборот (Сорохтин, 1974а, б).

В связи с этой гипотезой, однако, следует отметить, что всплесков тектонической активности, которые можно сопоставить с моментами образования одноячеистых структур, за время жизни Земли было, по-видимому, всего четыре. К этому числу надо прибавить еще один (первый) одноячеистый цикл, вероятно, существовавший в самом начале развития Земли, и минимум пять периодов, отвечающих существованию двуячеистых структур. Итого, за геологическую историю можно выделить 10 периодов, в течение которых существовали разноплановые конвективные структуры, тогда как по периодизации тектоно-магматических процессов выделяется 22 цикла (см. § 3). В одном только фанерозое насчитывается 5 текстонических циклов (салаирский, каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский), тогда как по рассматриваемой гипотезе смена конвективных структур за это же время происходила не более трех раз.

Такое расхождение между числом тектоно-магматических циклов и возможным числом последовательно сменявшихся конвективных структур в ман-

тии, по-видимому, связано с тем, что тектонические циклы обычно выделяются по региональным признакам проявления тектонических движений и магматических внедрений, а не по колебаниям интенсивности общей тектономагматической активности Земли. В этом случае, помимо геологических структур, возникших в периоды существования уже полностью сформировавшихся конвективных ячеек, в виде индикаторов самостоятельных тектонических циклов могут приниматься и геологические объекты, образовавшиеся в промежуточные моменты и отвечающие планам распределения мантийных течений (и континентов на поверхности Земли) в периоды перестройки конвективных структур, особенно если такие перестройки происходили медленно.

Возможная схема перестроек мантийной конвекции рассмотрена Мониным и Сорохтиным (1977). Начнем с первой стадии развития конвективного процесса — одноячеистой структуры. Напомним, что образование химико-плотностной конвекции в мантии связано с постоянным и направленным изменением химического состава мантийного вещества в тонком пограничном с ядром слое. Прошедшее дифференциацию мантийное вещество становится более легким и постепенно всплывает в гравитационном поле Земли, формируя восходящий конвективный поток. В процессе возникшего таким путем массообмена вещество из восходящего потока постепенно перетекает через астеносферу в область нисходящего потока, поэтому плотность вещества в нисходящем потоке со временем также уменьшается. При этом в зонах с наименьшей скоростью массообмена, расположенных между смежными потоками, плотность вещества меняется мало, тогда как в остальных частях мантии она постепенно уменьшается (в том числе и в центре нисходящего потока).

Как только средняя плотность мантии становится ниже плотности вещества в таких застойных зонах, они начинают опускаться и вовлекаются в общий конвективный массообмен, сокращая тем самым сечение восходящего потока. Последнее обстоятельство должно привести к увеличению гидродинамического сопротивления мантии, а следовательно, к некоторому замедлению общего массообмена в мантии и к соответствующему снижению тектонической активности (рис. 15, *а*, *б*).

Благодаря отмеченной особенности процесса перераспределения плотности в мантии на второй стадии развития конвективного процесса центры нисходящих потоков постепенно перемещаются в места расположения бывших застойных зон. Под этими же зонами образуются и наиболее глубоко погруженные в ядро корни новых нисходящих потоков — главных поставщиков вещества, подвергающегося дифференциации на поверхности ядра. Поэтому легкие фракции мантийного вещества теперь будут попадать и под центральные участки бывшего нисходящего потока. В результате уже на следующей, третьей стадии эволюции конвективного процесса направление течений под ним меняется на обратное, и здесь возникает новый восходящий поток. Нисходящие течения при этом перемещаются в кольцевую зону, занимающую экваториальное положение по отношению к полюсам двух восходящих потоков (одного старого и одного нового), и в мантии возникает двуячеистая конвективная структура (рис. 15, *в*). С образованием второго восходящего потока гидродинамическое сопротивление мантии вновь увеличивается, что, в свою очередь, приводит к возрастанию общего массообмена в оболочке Земли, а следовательно, и к новому увеличению тектонической активности.

Двуячеистая структура также неустойчива, поскольку и ее эволюция происходит за счет постепенного вовлечения в конвективный массооборот застойных зон и вызванного этим процессом сокращения сечения восходящих потоков. Поэтому на четвертой стадии конвективный массообмен в мантии

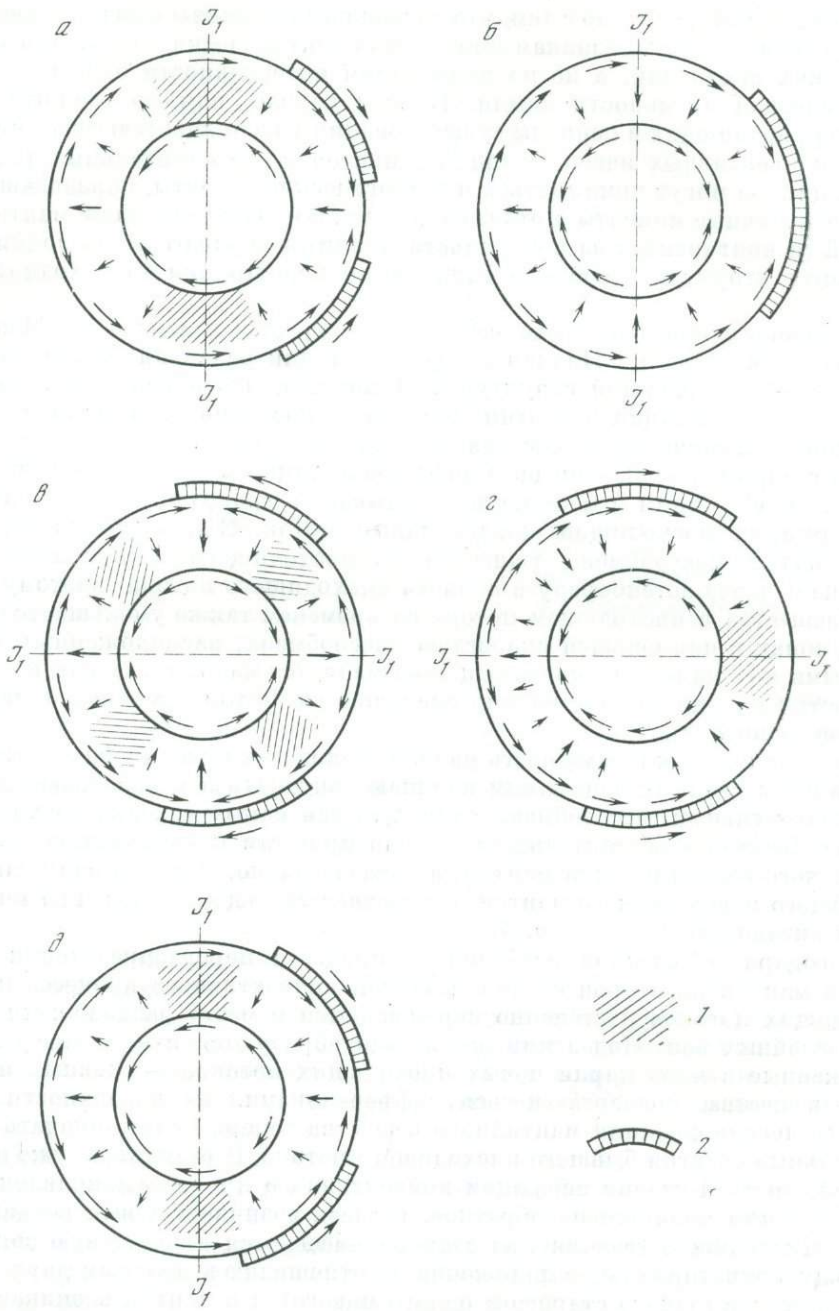


Рис. 15. Схема перестроек конвективных движений в мантии

а — исходная одноячеистая структура; *б* — переходная стадия от одноячеистой к двуячеистой структуре; *в* — двуячеистая структура; *г* — распад двуячеистой структуры; *д* — возврат к исходной одноячеистой структуре; *1* — застойные зоны; *2* — континенты; I_1 — главная ось момента инерции Земли

должен вновь резко сокращаться, одновременно вызывая значительное снижение тектонической активности. На этой стадии, вероятно, нарушается и общая симметрия конвективных движений, а распределение потоков в плане становится мозаичным. Не исключено также, что за счет расщепления бывшего кольцевого нисходящего потока на две части (рис. 15, *г*) между ними может возникнуть узкий восходящий поток кольцевой формы.

Происходящий тем временем на поверхности ядра процесс дифференциации продолжает поставлять порции легкого вещества к подошве нижней мантии. Но благодаря резкому сужению восходящих потоков на этой стадии легкие фракции не успевают переноситься конвективными течениями в верхние горизонты мантии. В результате усиливается общая гравитационная неустойчивость этой оболочки и подготавливаются условия для перехода к новой стадии развития конвективных движений в мантии. Сам переход, однако, начинается лишь после потери мантией гравитационной устойчивости и происходит за счет прорыва на поверхность скопившегося внизу легкого вещества.

Если такой прорыв происходит по оси старого восходящего потока (в котором плотность вещества всегда сохраняется наименьшей), то опять должна образоваться одноячеистая структура, подобная исходной, и полный цикл развития конвективных движений тем самым замыкается (рис. 15, *д*). Если же прорыв легких дифференциатов произойдет по кольцевой зоне новых восходящих потоков, то может вновь возникнуть двуячеистая структура, но только с обратной полярностью расположения потоков: с двумя осесимметричными нисходящими потоками и одним кольцевым восходящим течением. В этом случае возврат к одноячеистой структуре произойдет только еще через одну стадию развития конвективных движений, после распада и этой структуры.

Таким образом, возвращение конвективных движений к исходной структуре происходит за четыре или шесть циклов, в течение каждого из которых вещество мантии совершает почти оборот, переходя из восходящих потоков в нисходящие и наоборот. При этом не имеет принципиального значения, происходит ли за цикл действительно полный оборот всего вещества мантии или оборачивается только его часть. В последнем случае лишь несколько изменится (но не более чем в 2 раза) величина конвективного массообмена в мантии nM_m (но не значение параметра y!), полученная в предположении полного совпадения выделенных в фанерозое тектонических циклов с конвективными.

Перестройка конвективных структур в мантии неизбежно приводит к перестройке плана движений всего ансамбля литосферных плит. Поэтому от цикла к циклу меняется и общая картина расположения тектонически активных зон на поверхности Земли. Отмирают существовавшие прежде рифтовые зоны, тяготевшие к областям расположения восходящих потоков в нижней мантии. Вместо них образуются стабильные структуры или возникают геосинклинальные зоны, формирующиеся, как правило, над нисходящими потоками в мантии. Старые геосинклинальные зоны также перестраиваются: часть из них продолжает развиваться и даже расширяется, поскольку литосферные плиты движутся в сторону нисходящих потоков, а часть после радикальной перестройки плана конвективных течений, наоборот, полностью отмирает, и на их месте могут возникнуть противоположные по направленности развития рифтогенные структуры.

Все перестройки конвективных движений в мантии неизбежно должны вызывать соответствующие перестройки в дрейфе литосферных плит и «впаянных» в них континентов. При этом дрейф должен происходить от восходящих течений в нижней мантии к нисходящим. Следовательно, можно предположить, что за полный четырехстадийный цикл перестройки конвективных

структур, во время которого симметрия мантийных течений сначала меняется на 90°, а затем возвращается в исходное состояние, расположение континентов на поверхности Земли также будет соответственно меняться примерно на 90° с последующим возвращением к исходному состоянию. Действительно, в моменты образования одноячеистых структур с одним осесимметричным нисходящим потоком все материки должны соединяться в единые суперконтиненты, а во время существования двуячеистых структур, наоборот, суперконтиненты будут раскалываться на отдельные части, дрейфующие от бывшего континентального центра в сторону вновь возникших нисходящих потоков. Но такие изменения в симметрии расположения материков неизбежно должны приводить к поворотам всего тела Земли по отношению к ее оси вращения. Поэтому рассмотренная схема циклических перестроек конвективных движений качественно объясняет и описанную в следующем разделе закономерность перемещения полюса по поверхности Земли, согласно которой за время фанерозоя, охватывающего четыре тектонических цикла, т. е. один полный конвективный цикл, Земля успела повернуться относительно своей оси вращения примерно на 90°, после чего вновь вернулась в исходное положение.

Согласно новой тектонической теории, тектоническую активность Земли можно характеризовать значениями средних скоростей взаимных перемещений литосферных плит. Но скорость движения последних пропорциональна скоростям астеносферных течений v_a, величина которых, в свою очередь, должна быть пропорциональной скорости общего конвективного массообмена в мантии dy/dt и площади S_n отдельных потоков в нижней мантии.

Расположим систему координат таким образом, чтобы ось OZ в сферических координатах совпала с осью симметрии конвективного потока. Тогда площадь осесимметричного потока можно выразить через полярный угол ϑ_0, определяющий положение границы восходящего (нисходящего) течения в нижней мантии, на которой вертикальная составляющая скорости $v_r = 0$. В этом случае $S_n = 2\pi r^2 (1 - \cos \vartheta_0)$, а относительная площадь всех потоков данного направления $S \simeq KS_n/S_g = K (1 - \cos \vartheta_0)/2$, где $S_g = 4\pi r^2$ — суммарная площадь всех потоков в нижней мантии (восходящих и нисходящих); K — число осесимметричных потоков данного направления (число конвективных ячеек в мантии).

Поскольку интенсивность тектонических процессов пропорциональна скорости взаимных перемещений литосферных плит, тектоническую активность Земли удобно характеризовать функцией $\Phi(t) \sim \bar{v}_a(t) \sim K(1 - \cos \vartheta_0) dy/dt$. Подставляя теперь в функцию $\Phi(t)$, которую можно назвать функцией тектонической активности Земли, значения производной dy/dt из (3.12), получим:

$$\Phi = \Phi_0 \frac{K}{\ln \frac{1}{1 - c_0}} \frac{(1 - x)\, x^{2/3}}{(1 - c_0 x)^2} e^{\alpha \Delta \zeta} (1 - \cos \vartheta_0). \tag{5.1}$$

Кривую тектонической активности можно построить согласно приведенному выше качественному описанию процесса смены конвективных структур в мантии, последовательно принимая для разных стадий этого процесса следующие значения параметров: 1) $\vartheta_0 = 90°$, $K = 1$; 2) $\vartheta_0 = 45°$, $K = 1$; 3) и 5) $\vartheta_0 = 45°$, $K = 2$; 4) и 6) $\vartheta_0 \simeq 22°$, $K = 2$. Значения эволюционного параметра для разных геологических эпох при этом можно определить по зависимости $n(t)$, согласованной с периодизацией тектонической истории Земли (см. § 3), и зависимости $t(x)$, приведенной в § 2. Функция Φ приведена на рис. 16.

В главе VI показывается, что по теории тектоники литосферных плит объемы образующейся континентальной коры пропорциональны скорости

поддвига океанских плит под островные дуги и активные края континентов, т. е. также определяются функцией тектонической активности Земли Ф. Поэтому представляет интерес сопоставить выражение (5.1) с гистограммой распространенности изверженных и метаморфических пород разного возраста (Dearnley, 1966). Эта гистограмма в первом приближении характеризует и объемы континентальной коры, сформированной в разные геологические эпохи. Как видно из сравнения рис. 16 и 14, всплески тектонической активности, появляющиеся в периоды возникновения в мантии одноячеистых конвективных структур, неплохо коррелируются с максимумами на гистограмме

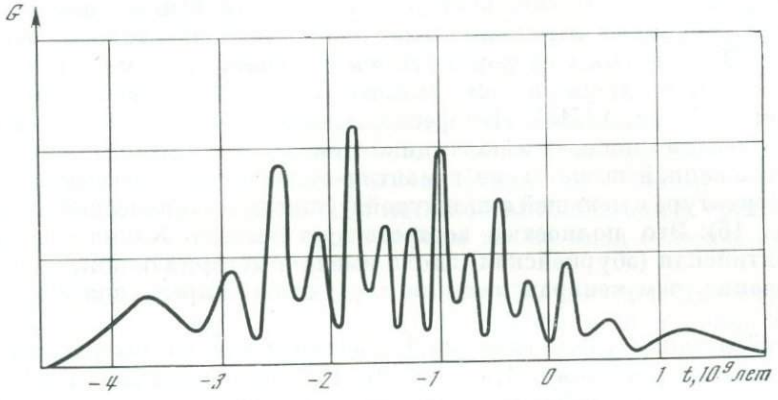


Рис. 16. Теоретическая кривая тектонической активности Земли

Дирнлея. Кроме того, в фанерозое всплеск на кривой тектонической активности, изображенной на рис. 16, совпадает с максимумом на кривой изменений кинетической энергии дрейфующих континентов, определенной по характеру смещений полюса в фанерозое (см. рис. 23).

Важно подчеркнуть, что кривая тектонической активности Земли, построенная по рассмотренной качественной схеме эволюции конвективных структур в мантии, оказалась квазипериодической. При этом каждой стадии развития конвективного процесса соответствует один выделенный геологами тектоно-магматический цикл, а каждому конвективному циклу — два тектонических цикла. На кривой тектонической активности конвективным циклам соответствуют участки с экстремальными значениями функции Ф. С полными циклами развития конвективных структур, включающими два или три простых конвективных цикла, можно сопоставить тектоно-магматические мегациклы. За всю геологическую историю Земли, по-видимому, существовало только пять таких мегациклов.

Эволюцию тектоно-магматических процессов с точки зрения рассмотренной схемы теперь необходимо сопоставить с этапами тектонического развития Земли. Наиболее наглядные сводки данных по этому вопросу приведены Хаиным (1971а, 1973б), выводами которого мы и воспользуемся ниже.

Первый, архейский мегацикл охватывает промежуток времени от момента образования Земли до рубежа $2{,}6 \cdot 10^9$ лет. Начинается архейский мегацикл наиболее древней белозерской эпохой диастрофизма ($4{,}65 \cdot 10^9 \div 3{,}54 \cdot 10^9$ лет), во время которой в мантии возникли первые конвективные движения. В начальный момент, по-видимому, должна была возникнуть одноячеистая конвективная структура. Однако интенсивность конвекции была еще очень слабой, поскольку в это время земное ядро только начало расти и обладало еще малым радиусом. Под влиянием постепенно усиливающихся кон-

вективных течений и благодаря радиоактивному и приливному разогреву первичной мантии, вероятно, около $3{,}7 \cdot 10^9$ лет назад первозданная литосферная оболочка Земли оказалась сломанной и на ее поверхности возникли первые рифтовые зоны и зоны поддвига. С этого момента началась активная дегазация мантии, проявился первый магматизм и начал развиваться процесс образования континентальной коры. В результате к концу белозерской эпохи уже образовались первые наиболее древние массивы континентальной коры, хотя площади распространения этих пород еще очень невелики.

Следующий, раннепротерозойский мегацикл ($2{,}6 \cdot 10^9 \div 1{,}87 \cdot 10^9$ лет) начинается мощным глобальным диастрофизмом кеноранской эпохи, которой в нашей схеме соответствует период существования одноячеистой конвективной структуры и максимальная скорость конвективного массообмена в мантии. В это время уже формируются довольно крупные глыбы континентальной коры, входящие в составы щитов практически всех древних платформ Земли (Хаин, 1971а). Интересно отметить, что во время развития балтийского тектоно-магматического цикла около $(2 \div 2{,}2) \cdot 10^9$ лет назад согласно изложенной выше схеме в мантии существовала двуячеистая конвективная структура с меньшей амплитудой функции тектонической активности Ф (см. рис. 16). Это полностью соответствует выводу Хаина, согласно которому балтийская (эбурнейская) эпоха имела в истории Земли, видимо, меньшее значение, чем кеноранская или следующая, карельская эпоха диастрофизма.

Третий мегацикл, охватывающий средний и начало позднего протерозоя, ограничивается рубежами $(1{,}97 \div 1{,}06) \cdot 10^9$ лет и начинается с карельской эпохи мощного диастрофизма, достигшего максимума активности около $1{,}8 \cdot 10^9$ лет назад. В течение этой эпохи в мантии вновь существовала одноячеистая конвективная структура и все древние материки, по-видимому, оказались объединенными в единый суперконтинент — Мегагею, по Штилле. Согласно Хаину, карельская эпоха диастрофизма имела выдающееся значение в геологической истории Земли. В эту эпоху сформировались крупные массивы континентальной коры, значительные участки которых образовали в дальнейшем основу многих материковых платформ.

В течение третьего мегацикла в мантии, по-видимому, дважды возникали двуячеистые конвективные структуры с противоположной полярностью расположения восходящих и нисходящих потоков. Второй раз такая структура образовалась около $1{,}3 \cdot 10^9$ лет назад в период готского тектоно-магматического цикла. Готский цикл, несмотря на то что он связан с функционированием в мантии двуячеистой конвективной структуры, также проявился в глобальном масштабе и стал крупным рубежом в тектонической истории Земли. Однако особенность существовавшей в то время конвективной структуры все же сказалась на общей картине развития тектоно-магматических процессов этого цикла. Так, по свидетельству Хаина (1971а, стр. 33), «...события готской эпохи имеют одну весьма любопытную и своеобразную черту: почти повсеместно они ограничиваются глыбовыми движениями, повторным метаморфизмом и гранитизацией, затрагивающими ранее консолидированные образования, а не свежий среднепротерозойский геосинклинальный материал», т. е. это время «знаменовалось общим дроблением континентальной коры», что как раз и характерно для периодов существования в мантии двуячеистых конвективных структур.

Четвертый, позднепротерозойский мегацикл опять начинается с глобального диастрофизма гренвильской эпохи, проявившегося практически на всех континентах. Можно ожидать, что в эту эпоху в мантии возникала одноячеистая конвективная структура и все материки вновь объединились в единый суперконтинент. Об этом, в частности, свидетельствует тот факт, что в результате гренвильской складчатости, метаморфизма и гранитизации

многие геосинклинальные пояса, заложенные еще в начале неогея (т. е. около $1{,}3 \cdot 10^9$ лет назад), претерпели консолидацию и примкнули к эпикарельским платформам (Хаин, 1971а). Закрытие геосинклиналей при столкновениях континентов объясняется тем, что континентальные плиты не могут пододвигаться друг под друга в связи с их исключительно большой толщиной (200—300 км), а также плавучестью континентальной коры (см. гл. VIII, § 3).

Выделяемая в этом мегацикле следующая, делийская (или дальсландская) тектоно-магматическая эпоха по рассматриваемой схеме приходится на период перестройки конвективных структур, и поэтому ее тектоническая активность не должна быть значительной. Этот вывод находится в полном соответствии с замечанием Хаина (1971а, с. 34), что «...значение данной эпохи тектоно-магматической активности, несомненно, ниже, чем значение гренвильской, от которой она отделяется интервалом всего в 150—200 млн. лет, и последующей байкальской (аналогичный интервал)». По той же причине слабой активностью отличался и салаирский тектонический цикл. Байкальскому (ассинскому) циклу, по-видимому, соответствовала уже полностью сформированная двуячеистая конвективная структура. Поэтому активность этого цикла была повышенной, хотя и не такой высокой, как у гренвильского. В связи с этим байкальский диастрофизм также имел большое значение в развитии континентальной коры.

Наконец, пятый — современный — мегацикл начинается диастрофизмом каледонской эпохи, достигшим максимальной активности в конце раннего палеозоя (около 450—400 млн. лет назад). Как и в предыдущие эпохи планетарного диастрофизма благодаря столкновениям отдельных материков в каледонский цикл закрылись многие геосинклинальные зоны, развивавшиеся прежде в межматериковых пространствах (например, геосинклинали континентального обрамления северной Палеоатлантики). В это время начала формироваться Пангея, на что указывают палеомагнитные и многие другие геологические данные (см. гл. XII). Такие центростремительные перемещения материков, приводящие к образованию единых суперконтинентов, могут возникать только при условии существования в мантии одноячеистых конвективных структур, о чем уже говорилось выше.

В герцинскую эпоху формирование Пангеи еще продолжалось, но в киммерийскую Пангея уже раскололась на отдельные части. В геологической летописи Земли это событие зафиксировано широким развитием мезозойских трапповых формаций. В дальнейшем материки продолжали раздвигаться, что указывает на смену режимов конвекции и на возникновение к этому времени двуячеистой структуры. В настоящее время, по-видимому, в мантии развивается переходный режим конвекции с наименьшим (за мегацикл) уровнем тектонической активности. Не исключено также, что в настоящее время уже началось образование новой одноячеистой конвективной структуры или же двуячеистой структуры, но с кольцевой зоной восходящих потоков (при шестистадийном цикле развития конвекции).

Если в следующем цикле, примерно через $80 \cdot 10^6$ лет, в мантии вновь установится одноячеистая конвективная структура, то в это время должна резко возрасти тектоническая активность Земли. С этого момента начнется развитие шестого тектоно-магматического мегацикла. Последний, седьмой мегацикл наступит примерно еще через миллиард лет.

Таким образом, приведенный качественный анализ возможной схемы эволюции конвективных движений в мантии позволяет сделать несколько важных выводов.

Во-первых, циклическое развитие тектонических процессов на поверхности Земли следует связывать с циклическим развитием конвективных движений в глубинах мантии. При этом цикличность развития процесса вызывается нестационарностью химико-плотностной конвекции в мантии и,

по-видимому, связана с последовательной сменой в мантии одноячеистых конвективных структур на двуячеистые и наоборот.

Во-вторых, тектоно-магматическая активность Земли не остается постоянной, а испытывает резкие колебания: в эпохи установления одноячеистых структур она повышается в несколько раз, в переходные моменты — становится наименьшей, а в периоды существования двуячеистых структур— промежуточной. По-видимому, за всю историю Земли одноячеистые конвективные структуры в мантии Земли возникали только пять раз: $(4{,}5 \div 4) \cdot 10^9$, $2{,}5 \cdot 10^9$, $1{,}8 \cdot 10^9$, $0{,}95 \cdot 10^9$ и $0{,}45 \cdot 10^9$ лет назад. Каждому такому периоду соответствовала эпоха глобального тектоно-магматического диастрофизма. Мы сейчас живем в эпоху перестройки конвективных движений в мантии, поэтому в настоящее время тектоническая активность Земли сравнительно невелика.

В-третьих, благодаря направленному дрейфу литосферных плит (и материков) к полюсам нисходящих мантийных потоков в эпохи существования одноячеистых конвективных структур должны были возникать единые суперконтиненты типа вегенеровской Пангеи конца палеозоя. В периоды установления двуячеистых конвективных структур такие суперконтиненты, наоборот, должны были раскалываться на части, перемещавшиеся затем в противоположные стороны.

6. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ДРЕЙФ И ПРИРОДА ДРЕЙФА ПОЛЮСОВ

Проблема возможности значительных перемещений в геологическом прошлом полюса вращения Земли привлекает внимание геофизиков в течение последних ста лет. Однако только в последнее десятилетие этот вопрос приобрел принципиальное значение в связи с интерпретацией данных палеомагнетизма и необходимостью учета новых «степеней свободы» — уже хорошо обоснованных фактов об относительном перемещении крупных участков литосферы по поверхности Земли. Необходимость исследований в данном направлении диктуется, например, желанием согласовать между собой данные палеомагнетизма об относительных перемещениях континентов и информацию о последних, восстановленную с помощью методов тектоники плит. Так, Ирвинг и Робертсон (Irwing, Robertson, 1969) показали, что в относительных траекториях плит, слагавших литосферу в третичный период, если исходить из теории разрастания дна океанов, преобладают восточно-западные составляющие. Однако согласно палеомагнитным данным начиная с мелового периода западная часть Атлантики и северная часть Тихого океана переместились к северу в среднем на 16°. Такие движения могут быть успешно объяснены, если предположить, что тело Земли за это время повернулось вокруг оси, перпендикулярной оси вращения, и это вызвало «кажущееся» перемещение полюса на значительные расстояния. Таким образом, естественным является утверждение, что данные палеомагнетизма аккумулируют в себе и относительные движения плит, и «кажущиеся» перемещения полюса. Вклад каждого из этих факторов в суммарную картину может быть оценен, если удастся построить тем или иным способом абсолютную траекторию полюса. Рассмотрим эту проблему, следуя недавним работам Кеонджяна и Монина (1977а, б)

Возможность значительных перемещений оси вращения Земли в целом относительно неподвижных в пространстве звезд тесно связана с неупругими свойствами мантии, так как повороты Земли относительно оси вращения должны сопровождаться соответствующими смещениями экваториального вздутия, создаваемого вращательными деформациями фигуры Земли. Макдональд (MacDonald, 1964) предположил, что отклонение фигуры Земли от гидростатически уравновешенной формы связано с уменьшением скорости ее

вращения из-за приливного трения. Используя точно известное из астрономических наблюдений замедление вращения и экстраполируя его назад до палеозойской эры, он показал, что современная фигура Земли соответствует гидростатически уравновешенной фигуре, которую Земля должна была иметь 10 млн. лет назад. Связывая такое запаздывание с вязкостью нижней мантии, Макдональд получил для средней вязкости Земли оценку 10^{26} П. Исходя из той же посылки о запаздывании, но используя двухслойную модель мантии и учитывая гравитационную энергию, Маккензи (McKenzie, 1968) нашел, что верхний 1000-километровый слой Земли обладает вязкостью 10^{22} П, а вязкость подстилающей мантии порядка 10^{26} П. Голдрейх и Тумр (Goldreich, Toomre, 1969) ставят под сомнение объяснение неуравновешенного экваториального вздутия запаздыванием в принятии Землей гидростатически уравновешенной формы, оценивают верхний предел вязкости нижней мантии в $5 \cdot 10^{24}$ П и считают блуждание полюса следствием изменения направления оси наибольшего главного момента инерции. Заметим, что аргументы Макдональда и Маккензи не учитывают возможности существования конвективных течений в мантии и связанных с ними возмущений поля плотности. Поэтому выводы этих авторов нельзя признать корректными. К тому же в рамках такой модели вообще не могли бы происходить перемещения полюсов.

Другие современные оценки эффективной вязкости Земли находятся также в широком диапазоне ($10^{23} \div 10^{26}$ П), использование различных значений из этого интервала в любой динамической модели движения полюса должно приводить к неоднозначным выводам; это делает необходимым привлечение дополнительных критериев к выбору реологических параметров и анализу результатов.

Причины «кажущегося» перемещения полюсов следует искать в неправильности распределения масс Земли относительно экваториального вздутия, создающей добавки I_{ij}' к основному тензору инерции, и во внутренних движениях в Земле. Вклад различных факторов, возмущающих поле масс, оценивается обычно сравнением соответствующих возбуждающих функций (Манк, Макдональд 1964; Монин, 1972), входящих в правые части уравнений Лиувиля. Неправильности распределения масс создают возбуждающую функцию:

$$\Psi_1 + i\Psi_2 = -\frac{1+\mu}{\mu(C-A)} \int e^{i\lambda} \sin\theta \cos\theta d\Omega \int \rho r^4 dr. \qquad (6.1)$$

Здесь и далее μ — безразмерная жесткость Земли; $C \approx 8{,}118 \cdot 10^{44}$ г·см^2; $A \approx 8{,}092 \cdot 10^{44}$ г·см^2 — моменты инерции Земли относительно оси вращения и экваториальных осей соответственно; θ — дополнение до широты; λ — восточная долгота; r — радиальная координата, отсчитываемая от центра масс. Трехмерное поле плотности $\rho(\theta, \lambda, r)$ Земли в настоящее время изучено недостаточно, и для оценки интегралов в (6.1) приходится прибегать к помощи упрощенных моделей распределения $\rho(\theta, \lambda, r)$.

При условии изостатической компенсации следует ожидать, что важную роль может играть само существование континентов и океанов. В самом деле, вследствие более высокого положения континентов над уровнем моря им отвечают большие радиальные расстояния r, и поэтому континенты могут вносить заметный вклад в моменты инерции. Простейшая модель распределения масс в системе континент — океан была рассмотрена Миланковичем (Milankovitch, 1934) и Манком (Munk, 1958). Она имеет вид

$$\rho = \varkappa \rho_o + (1 - \varkappa)\rho_{con}, \qquad (6.2)$$

где $\varkappa(\theta, \lambda)$ — характеристическая функция океанов, равная 1 на океанах и 0 на континентах; $\rho_o(r)$ и $\rho_{con}(r)$ — средние профили плотности в районах

океанов и континентов. По этой модели получается

$$\Psi_1 + i\Psi_2 = \frac{2\pi}{5}\,\frac{1+\mu}{\mu}\,\frac{N}{C-A}\,(a_2^1 + ib_2^1), \tag{6.3}$$

где

$$N = \int (\rho_{con} - \rho_o)\, r^4\, dr,$$

$$a_2^1 + ib_2^1 = \frac{5\pi}{2}\int \varkappa e^{i\lambda} \sin\theta \cos\theta\, d\Omega \tag{6.4}$$

суть коэффициенты при $P_2{}^1$ (cos θ) в разложении характеристической функции океанов в ряд по сферическим гармоникам. Манком (Munk, 1958) были рассмотрены два варианта задания границ между континентами и океанами: по береговой линии и изобате 1800 м. Соответствующие значения коэффициентов $a_2{}^1$ и $b_2{}^1$ различаются не слишком сильно, но второй вариант представляется более соответствующим современным геофизическим данным.

Следуя Ворзелу и Шуберту (Worzel, Shubert, 1955), для вычислений N Манк использовал стандартные разрезы ρ_o (r) и ρ_{con} (r), характеризующиеся следующими величинами. Континентальная кора толщиной 30 км, плотностью 2,75 г/см³ подстилается мантией с плотностью 3,25 г/см³; океаны глубиной 4 км расположены над корой толщиной 6 км, подстилаемой мантией той же плотности; плотность воды 1,025 г/см³. Условие изостатического равновесия между континентами и океанами дает разность глубин поверхности Мохоровичича под континентами и океанами 19,1 км, а высота континентов над уровнем моря оказывается равной 0,9 км. В этой модели получается $N = 1{,}78 \cdot 10^{39}$ г·см²; учитывая, что $C - A = 2{,}6 \cdot 10^{42}$ г·см² и $0{,}1 < |a_2{}^1| \approx \approx |b_2{}^1| < 0{,}2$, получаем из (6.3), что возбуждающая функция системы континент — океан имеет величину порядка 10^{-4}. Отметим, что Гималаи с массой $3 \cdot 10^{22}$ г и Анды с массой $1 \cdot 10^{22}$ г существенно превышают нормальный уровень континентов и вносят в эту возбуждающую функцию вклады порядка 5 и 1,5% соответственно. Вклад Альп еще меньше, а вклад ледяного щита Гренландии, изостатически скомпенсированного, по Эри, составляет всего 10^{-4} от вклада континентов (Манк, Макдональд, 1964; Монин, 1972).

Другие возбуждающие функции оказываются значительно меньшими. Так, движения воздуха в общей циркуляции атмосферы создают возбуждающую функцию со значениями порядка 10^{-7}, а крупные океанские течения — на порядок меньше. Возможные пластические течения вещества мантии создают возбуждающую функцию со значениями порядка не более 10^{-9}, такая оценка получается для пронизывающей всю мантию глобальной конвекционной ячейки с заведомо завышенной скоростью течения в 30 см/год и моментом импульса $5 \cdot 10^{29}$ г·см²/с (при этом не учитываются возможные вариации плотности, влияние которых может и не быть малым).

Таким образом, возбуждающая функция, создаваемая неоднородностями в распределении масс в Земле из-за наличия континентов и океанов, превосходит другие возбуждающие функции на несколько порядков. Этот фактор может быть интерпретирован как результат действия на кору в целом момента приложенных к континентам так называемых полюсобежных сил Этвеша, вынуждающих континенты двигаться к экватору. Сила Этвеша есть векторная сумма силы тяжести, приложенной к центру континента, и силы плавучести, приложенной к центру тяжести вытесненной континентом мантии. Сила Этвеша всегда направлена в сторону экватора, однако ее величина оказывается слишком малой для объяснения относительных движений континентов по гипотезе Вегенера, но суммарный момент силы Этвеша не мал. При условии конечной пластичности вещества мантии этот момент может оказаться достаточным для заметного поворота Земли в целом относительно оси вращения. На поверхности Земли такой поворот будет отмечен

кажущимся перемещением полюса. С этой точки зрения устойчивым для Земли будет только положение, при котором большинство континентальных блоков расположится на экваториальном выступе. При этом ось вращения Земли должна совпасть с осью наибольшего момента инерции. Нынешнему положению континентов соответствует стационарный полюс, находящийся где-то в центральной части Тихого океана. В соответствующей этому полюсу системе координат $OX_1'X_2'X_3'$ недиагональные элементы дополнительного тензора инерции (ответственного за невращательные деформации)

$$I_{ij}' = -\int \rho x_i' x_j' dv, \qquad i \neq j, \tag{6.5}$$

должны обращаться в нуль.

Пусть компоненты I_{ij}' тензора инерции в современной системе координат $OX_1X_2X_3$ известны (ось X_3 направлена из центра масс Земли на современный северный полюс, X_1 лежит в экваториальной плоскости и направлена на Гринвич, а X_2 в той же плоскости повернута на 90° к востоку), можно показать, что $\gamma_3 \geqslant \gamma_2 \geqslant \gamma_1$ — корни кубического уравнения

$$\mathrm{Det} \| I_{ij}' - \gamma \delta_{ij} \| = 0 \tag{6.6}$$

в общем случае есть главные моменты инерции Земли за вычетом экваториального выступа. Тогда направляющие косинусы β_i оси OX_3 (которой соответствует наибольший момент инерции γ_3) относительно современных осей OX_i будут определяться из уравнений

$$\sum_{j=1}^{3} (I_{ij} - \gamma_3 \delta_{ij}) \beta_j = 0, \tag{6.7}$$

и географические координаты стационарного полюса могут быть найдены из условий: $\cos\theta = \beta_3$, $\cos\lambda = \beta_2/\beta_1$. Соответствующий расчет при модельном распределении масс в Земле согласно (6.2) был произведен Миланковичем (Milankovitch, 1934), Манком и Хаубрихом (см. Munk, 1958), получившими сходные результаты (расчеты различаются главным образом за счет деталей задания характеристической функции океанов $\varkappa(\theta, \lambda)$). По Манку, стационарный полюс имеет координаты $\theta = 76°$, $\lambda = 199°$ (или в географических координатах 14° с. ш. и 161° з. д.), если граница континент — океан следует по изобате 1800 м, и $\theta = 75°$, $\lambda = 176°$, когда в качестве границы задается береговая линия. У Миланковича и Хаубриха получилось соответственно $\theta = 70°$, $\lambda = 192°$ и $\theta = 86°$, $\lambda = 178°$ — стационарный полюс также вблизи Гавайских островов.

Таким образом, можно утверждать, что в случае полной изостатической компенсации [1] и при удовлетворении некоторым реологическим условиям (отсутствие конечного сопротивления и не слишком большая вязкость мантии) сегодняшняя Земля стремится повернуться так, чтобы район Гавайских островов оказался на оси вращения.

Если теперь допустить горизонтальные относительные перемещения континентов с сохранением под ними «континентальных» профилей плотности, то характеристическая функция океанов $\varkappa(\theta, \lambda)$ становится функцией вре-

[1] Условия, налагаемые на точность выполнения изостатической компенсации, весьма сильные. Манк (Munk, 1958) показал, что 15 м нескомпенсированных донных осадков, возникших из-за эрозии тонкого слоя континентов, могут изменить знак N в (6.4). При этом изменится и направление движения полюса: он будет смещаться к точке с координатами $\theta = 20°$, $\lambda = 66°$, которая соответствует оси наименьшего момента инерции γ в (6.6). Соответствующая такой декомпенсации гравитационная аномалия в свободном воздухе равна 5 мГал. Распознать такой эффект на пестром фоне более крупных аномалий даже при современных методах наблюдений трудно. Однако существование декомпенсации одного знака сразу для всей Земли представляется ситуацией мало реальной, поскольку земная кора в среднем все же изостатически скомпенсирована.

мени. Вследствие перераспределения масс в системе континент — океан будет изменяться ориентация главных осей тензора момента инерции I_{ij}', и полюс будет следовать с некоторым отставанием (зависящим от вязкости мантии) за движущейся точкой, отвечающей мгновенному положению стационарного полюса (Монин, 1972). Соответствующий таким представлениям расчет требует нахождения нестационарных положений полюса в разные моменты времени по заданному распределению поля масс в системе континент— океан в прошлые геологические эпохи (Кеонджян, Монин, 1977а, б).

Исходным пунктом для изучения кажущегося движения полюса в модели служит уравнение Лиувилля

$$d\mathbf{M}/dt + \boldsymbol{\omega}\mathbf{M} = \mathbf{K}. \tag{6.8}$$

Это уравнение определяет закон сохранения момента импульса $\mathbf{M}$ Земли при отсутствии момента внешних сил ($\mathbf{K} = 0$), вращающейся с угловой скоростью $\boldsymbol{\omega}$, записанного в подвижной системе отсчета, жестко связанной с Землей в целом. Проекции $\mathbf{M}$ на оси декартовой системы координат $OX_1X_2X_3$ с началом отсчета в центре масс Земли имеют вид

$$M_i = I_{ij}\omega_j + M_i', \tag{6.9}$$

где $I_{ij} = \int (x^2\delta_{ij} - x_ix_j)\rho dv$ — тензор инерции, а $M_i' = \varepsilon_{ijk}\int x_iu_k\rho dv$ — проекции момента импульса внутренних движений в Земле; ε_{ijk} — единичный асимметричный тензор, а под повторяющимся индексом подразумевается суммирование. Пренебрегая моментами внешних сил и полагая вклад внутренних движений незначительным, запишем (6.8) покомпонентно

$$\frac{d}{dt}I_{ij}\omega_j + \varepsilon_{ijk}\omega_jI_{kl}\omega_l = 0. \tag{6.10}$$

Предполагая далее величину угловой скорости Земли приблизительно постоянной, введем для описания движения ее полюсов функцию $m(t) = \boldsymbol{\omega}/\omega$. В рамках жесткоупругой модели Земли, следуя Монину (1972), выделим в тензоре инерции I_{ij} вклад деформаций ее фигуры, связанных с ее вращением (упругий экваториальный выступ):

$$I_{ij} = \frac{2A+C}{3}\delta_{ij} + \frac{C-A}{\mu+1}\left(m_im_j - \frac{1}{3}\delta_{ij}\right)I_{ij}'. \tag{6.11}$$

Здесь, как и раньше, I_{ij}' — вклад невращательных деформаций; μ — безразмерная «эффективно-приливная» жесткость Земли (Монин, 1972), связанная с размерной соотношением

$$\mu = \frac{19}{2}\frac{\tilde{\mu}}{\rho g R_0}. \tag{6.12}$$

Для динамического описания возможного движения полюсов необходимо задаться подходящей реологической моделью тела Земли. Решающим для выбора модели является то обстоятельство, что по отношению к процессу, характеризующемуся геологическими масштабами времени, Земля, помимо упругих свойств, проявляет и свойства вязкой жидкости. Важным и до сих пор открытым является вопрос о наличии конечного сопротивления, способного препятствовать возникновению в Земле вязких течений. Однако на сегодня кажется целесообразным воспользоваться более простой реологической моделью Земли — вязкоупругой моделью Максвелла. Будем считать время вязкой релаксации упругих напряжений $\tau = \tilde{\eta}/\tilde{\mu}$ ($\tilde{\eta}$ — размерная динамическая вязкость) малым по сравнению с типичным временем перемещения полюса на заметные расстояния, так что оператор τD ($D \equiv d/dt$), входящий в основное реологическое уравнение модели Максвелла, будет малым. Для перехода от упругого тела к максвелловскому в первом приближении достаточно умножить жесткость μ на малый оператор τD. Учитывая это об-

стоятельство, вместо (6.11) получим

$$I_{ij} \approx \frac{2A+C}{3}\delta_{ij} + (C-A)(1-\mu\tau D)\left(m_i m_j - \frac{1}{3}\delta_{ij}\right) + I_j', \tag{6.13}$$

а момент импульса вращающейся Земли приведется к виду

$$I_{ij}m_j \approx Cm_i - (C-A)\mu\tau D m_i + I_{ij}'m_j. \tag{6.14}$$

Вследствие малости величин τD и I_{ij}'/C применение к равенству (6.14) малого оператора τD в первом приближении дает соотношение

$$\frac{d}{dt} I_{ij}m_j \approx C\frac{dm_i}{dt}. \tag{6.15}$$

Используя (6.14) и (6.15) в уравнениях Лиувилля (6.10), для произвольной ориентации системы $OX_1X_2X_3$ получим

$$\frac{dm_i}{dt} - \mu\tau\omega\frac{C-A}{C}\varepsilon_{ijk}m_j\frac{dm_k}{dt} + \varepsilon_{ijk}m_j\frac{\omega}{C}I_{kl}'m_l = 0. \tag{6.16}$$

Введем безразмерную вязкость $\eta = \frac{1}{2}\mu\tau\omega\frac{C-A}{C}$ Оценим порядки членов в (6.16): учитывая (6.12), имеем $\eta = 19\omega\tilde{\eta}/4\rho g R_0$ и при вязкости $\tilde{\eta} = 10^{24}$ П $\eta \approx 10^5$. Это позволяет пренебречь первым слагаемым в (6.16) по сравнению со вторым. После несложных преобразований из (6.16) имеем

$$dm_k/dt = \omega I_{kl}'m_l/2\eta C. \tag{6.17}$$

Введем по аналогии с (6.2) характеристическую функцию континентов так, что

$$\rho = \chi_{con}(\theta, \lambda, t)\rho_{con}(r) + [1 - \chi_{con}(\theta, \lambda, t)]\rho_o(r). \tag{6.18}$$

С помощью (6.18) запишем выражение для дополнительного тензора инерции I_{kl}', обусловленного распределением масс в системе континент — океан:

$$I_{kl}' = \int\left(\delta_{kl} - \frac{r_k r_l}{r^2}\right)[\rho_o(r)(1-\chi_{con}) - \chi_{con}\rho_{con}(r)]\, r^4 d\Omega\, dr. \tag{6.19}$$

Пусть S_{con} — суммарная площадь континентов, S_o — суммарная площадь океанов на земной поверхности, а S — ее полная площадь (в дальнейшем эти величины предполагаются постоянными), тогда среднее по поверхности значение континентальной функции есть $\bar{\chi}_{con} = 1S_{con}/S + 0\, S_o/S = S_{con}/S$, а среднее значение плотности $\bar{\rho} = \rho_o(r)(1-\bar{\chi}_{con}) + \rho_{con}(r)\bar{\chi}_{con}$. Используя эти соотношения, распределение плотности можно привести к виду

$$\rho = \bar{\rho}(r) + (\rho_{con} - \rho_0)[\bar{\chi}_{con}(\theta, \lambda, t) - \bar{\chi}_{con}]. \tag{6.20}$$

Подставляя (6.20) в (6.19), имеем

$$I_{kl}' = -N\int n_k n_l(\chi_{con} - \bar{\chi}_{con})\, d\Omega, \tag{6.21}$$

где N определяется формулой (6.4), а n_i — координаты единичного вектора произвольного направления из центра Земли, связанные с избранной «географической» системой, фиксированной относительно какого-то начального положения полюса так, что

$$n_1 = r_1/r = \sin\theta\cos\lambda; \quad n_2 = r_2/2 = \sin\theta\sin\lambda;$$
$$n_3 = r_3/r = \cos\theta. \tag{6.22}$$

Будем в дальнейшем называть эту систему координат абсолютной (древней).

Предположим, что геометрию земной поверхности можно описать в каждый момент из интересующего нас интервала времени взаимным расположением Q континентальных блоков с удельной площадью поверхности каждого

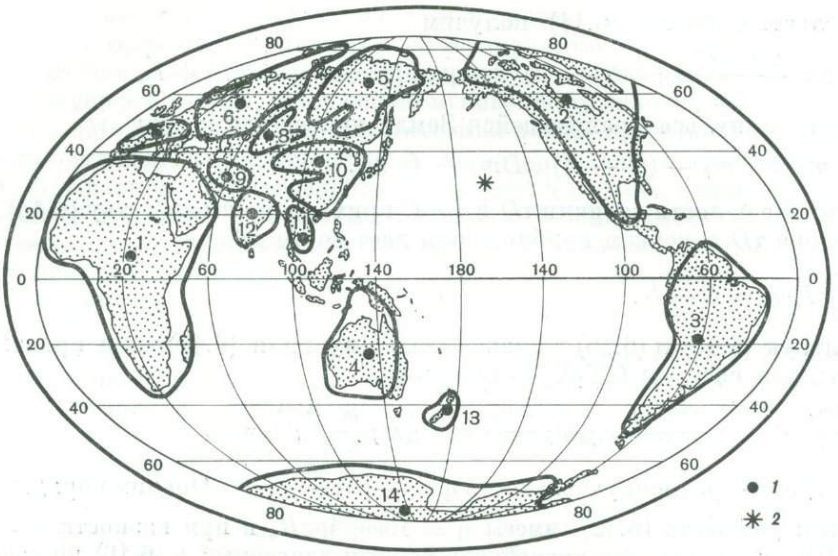


Рис. 17. Схема деления поверхности Земли на первичные палеостабильные блоки

1 — центры тяжести блоков; *2* — рассчитанное стациопарное положение Северного полюса при современном расположении континентальных блоков: 1 — Африка; 2 — Северная Америка; 3 — Южная Америка; 4 — Австралия; 5 — Сибирь; 6 — Восточная Европа; 7 — Средняя Европа; 8 — Казахстан; 9 — Иран; 10 — Китай; 11 — Индокитай; 12 — Индия, 13 — Новая Зеландия, 14 — Антарктида

S_q и центром тяжести в точке $Y_q(t)$. Тогда, представляя эти палеостабильные блоки системой материальных точек $Y_q(t)$ с «весом» S_q, можно записать

$$\chi_c(\theta, \lambda, t) = \sum_{q=1}^{Q} S_q \delta[Y - Y_q(t)], \tag{6,23}$$

где Y — произвольная точка на единичной сфере. Пусть $\mathbf{n}^q(t)$ — направление на $Y_q(t)$ ($\mathbf{n}^q = \{n_1^q n_2^q g_3^q\}$ в абсолютной системе), тогда в любой момент времени дополнительный тензор инерции $I_{kl}'(t)$ определяется приближенной формулой

$$I_{kl}'(t) = -N\left\{\sum_{q=1}^{Q} S_q n_k^q(t) - \frac{S_c}{S}\int n_k n_l \, d\Omega\right\}. \tag{6.24}$$

Используя этот результат в (6.17), окончательно получаем

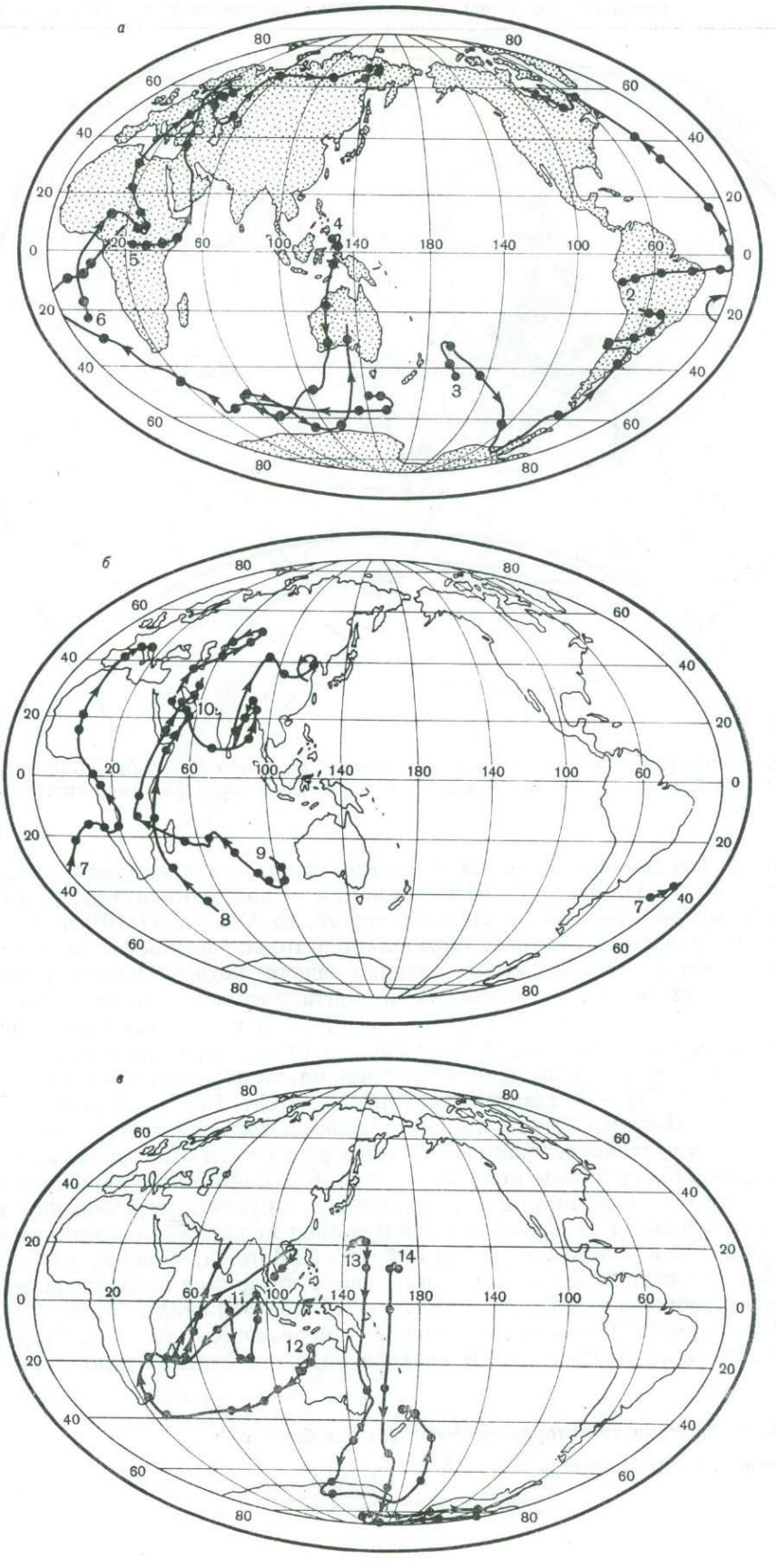
$$\frac{d\mathbf{m}}{dt} = -K\left\{\sum_{q=1}^{Q} S_q \mathbf{n}^q(\mathbf{m}\cdot\mathbf{n}^q) - \frac{S_c}{S}\int(\mathbf{m}\cdot\mathbf{n})\, d\Omega\right\}, \tag{6.25}$$

где $K = \omega N/2\eta C$, $\mathbf{n}^q(t) = \mathbf{m}(t) + \mathbf{p}^q(t)$, причем $\mathbf{p}^q(t)$ — заданные относительные векторные координаты центров тяжести континентальных блоков, отсчитываемые от палеополюсов.

Благоприятной особенностью построенных уравнений является то обстоятельство, что относительно мало надежные данные о реологических парамет-

Рис. 18. Относительные траектории центров тяжести палеостабильных континентальных блоков за период фанерозоя

а — блоки 1—6; *б* — блоки 7—10; *в* — блоки 11—14 (см. рис. 17). Точками обозначены интервалы в 50 млн. лет


а
б
в
80
60
40
20
0
20
60
100
140
180
140
100
60
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

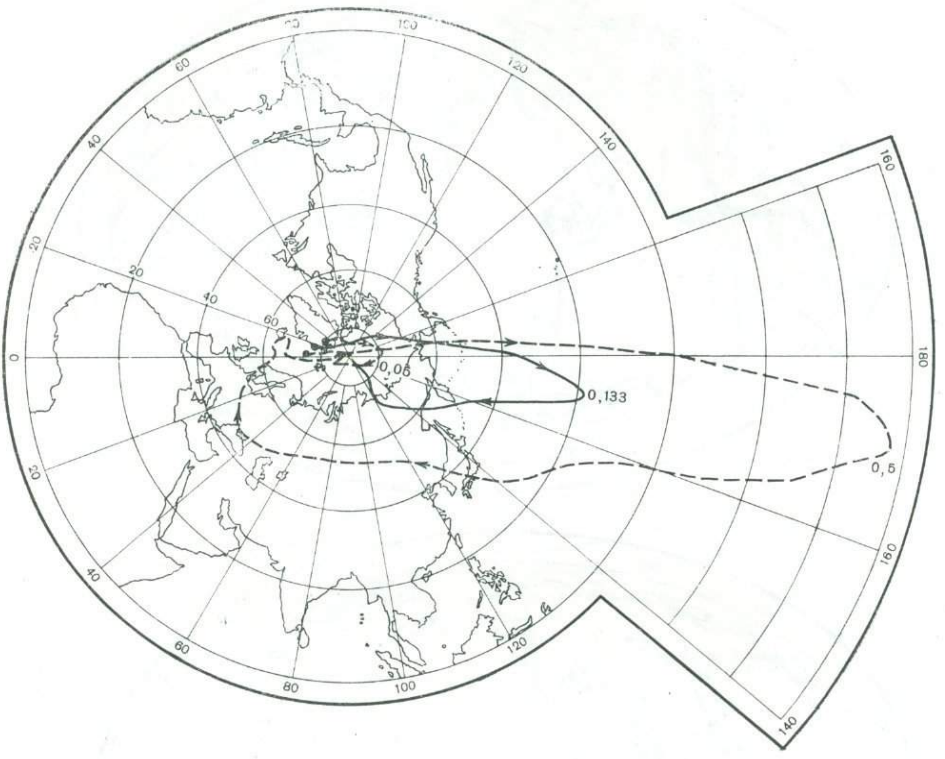


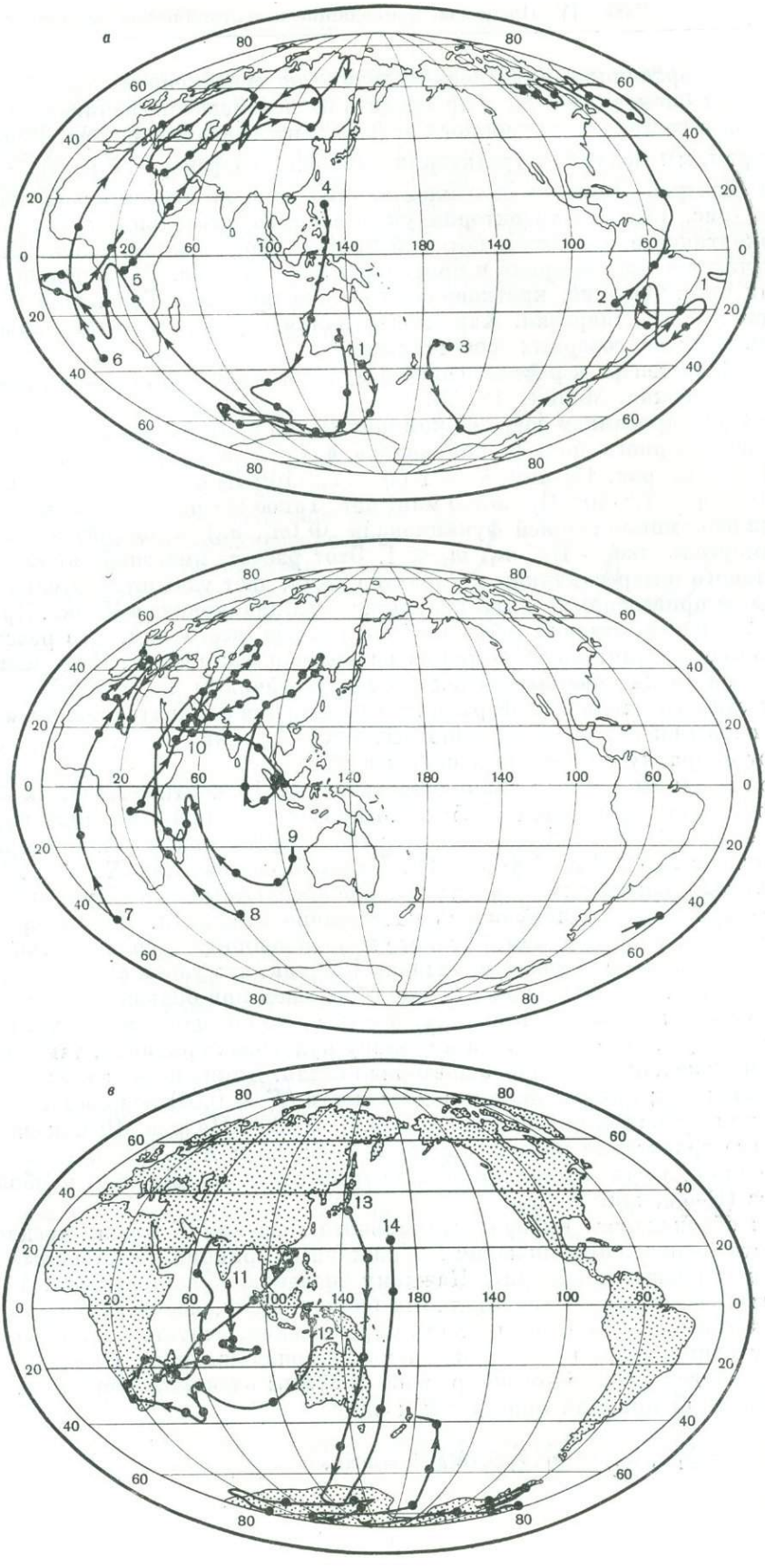
Рис. 19. Абсолютные траектории Северного полюса Земли при $K = 0{,}05$; 0,5 (штриховые линии) и при $K = 0{,}133$ (сплошная линия) в современной географической системе координат

рах мантии и о типичных профилях плотности под континентами и океанами входят в них в виде всего одной комбинации — коэффициента K. Если следовать Манку (Munk, 1958) в определении N, то $K = 0{,}784 \cdot 10^{23}\ \eta^{-1}$; в рамках рассматриваемой модели K определяется только вязкостью мантии. Из (6.25) в качестве частных случаев следуют задачи, которые рассматривались ранее другими исследователями: если континентальный блок всего один ($Q = 1$), то получается задача Голда (Gold, 1955) о движении полюсов под действием «жука», ползающего по поверхности Земли; если континенты не движутся, так что все $\mathbf{n}^q$ не зависят от времени, то получается задача Дарвина (Darwin, 1877) — Миланковича (Milankovitch, 1934)—Бюргерса (Burgers, 1955) — Инглиса (Inglis, 1957) о движении полюсов к их равновесному положению (в частности, упомянутые выше результаты Миланковича и Манка должны приблизительно получаться и из (6.25)). Полные уравнения (6.25) дают задачу о движении многих ползающих «жуков», перемещение которых задано лишь по отношению к движущимся полюсам (аналогичная задача обсуждается в работе Голдрейха и Тумра (Goldreich, Toomre, 1969)).

В качестве исходной информации о дрейфе материков использовались результаты Зоненшайна и Городницкого (1977), построивших палеогеографические карты Земли для восьми периодов фанерозоя (см. гл. XI). Маркируя границы древних континентов и океанов по геологическим данным, Зонен-

Рис. 20. Абсолютные траектории палеостабильных блоков

Условные обозначения см. рис. 18


а
80
60
40
20
0
20
60
100
140
180
140
100
60
1
2
3
4
5
6
10
9
7
8
в
11
12
13
14

шайну и Городницкому удалось выделить на современной карте Земли 14 первичных блоков (рис. 17) и проследить их перемещения начиная с раннего палеозоя в системе неподвижного полюса и нулевого меридиана. Используя эти карты, мы получили траектории движения за фанерозой $\mathbf{p}^q(t) = \{\overline{\theta}^q(t), \overline{\lambda}^q(t)\}$ центров тяжести континентальных блоков относительно палеополюсов (рис. 18). Эти траектории указывают на длительное существование суперконтинента Гондваны, который прошел через южный полюс. Его распад начался в юрское время и продолжался в кайнозое. Параллельно происходили формирование, кратковременное объединение с Гондваной и последующий распад Лавразии. Характерно наличие у перемещений большинства континентов северных составляющих.

Перейдем теперь к рассмотрению результатов интегрирования уравнений (6.25) (Кеонджян, Монин, 1977б).

При фиксированном современном положении континентов равновесное положение северного полюса получилось в точке с координатами $\theta = 62°$, $\lambda = 190°$ (см. рис. 17) при $K = 1$ ($\overline{\eta} = 7{,}8 \cdot 10^{22}$ П) за 90 млн. лет или при $K = 0{,}1$ ($\overline{\eta} = 7{,}8 \cdot 10^{23}$ П) за 570 млн. лет. Такое же равновесное положение получилось минимизацией функционала $\Phi(m_1, m_2) = (dm_1/dt)^2 + (dm_2/dt)^2$ в прямоугольнике $-1 \leqslant m_1, m_2 \leqslant 1$. Этот расчет, имеющий, кроме самостоятельного интереса, также и характер теста, дает удовлетворительное совпадение с приведенными выше результатами Миланковича и Манка. Причины незначительных отличий объясняются прежде всего тем, что рассматривались вместо самих континентов их палеостабильные части. Положение стационарной точки оказывается достаточно устойчивым по отношению к погрешностям во входной информации о положении блоков (вариации координат центра тяжести самого крупного из них — Африки — в области с радиусом 5° дают поправку к результату не более 2°).

При заданных относительных траекториях 14 континентальных блоков интегрирование уравнений (6.25) было произведено при значениях параметра $K = 0{,}01; 0{,}02; \ldots; 2; 3; \ldots; 10; 100; 1000$; (эффективная вязкость при этом меняется от $7{,}8 \cdot 10^{24}$ до $7{,}8 \cdot 10^{19}$ П) . Начиная со значения $K = 10$ и выше, результаты практически не менялись. Все абсолютные траектории северного полюса при $K > 0{,}6$ получились качественно сходными. Полюс смещался из кембрийского положения, близкого к современному, и сравнительно быстро следовал примерно вдоль меридиана 180° так, что уже в силуре — девоне оказывался на максимальном удалении (большем при большем K) от начального положения, а затем медленнее, и несколько смещаясь к западу, возвращался обратно, немного заходя в сторону нулевого меридиана, так что в наше время уже как бы началась повторная петля. Длина петли зависит от принятой вязкости; при очень большой вязкости ($K = 0{,}01$) она составляет всего 5°, при сравнительно малой ($K = 0{,}6$) $\approx 180°$. На рис. 19 показаны абсолютные траектории полюса при $K = 0{,}05$; 0,5 и $K = 0{,}133$; в последнем случае длина петли составляет 86°. Эта траектория представляет наибольший интерес (Кеонджян, Монин, 1977б)

Для объективного выбора оптимального значения K можно предложить в качестве первого приближения вариационный принцип, родственный принципу наименьшего действия. Каждому значению K соответствует 14 абсолютных траекторий континентальных блоков. Если, абстрагируясь от причин, вызывающих их относительные перемещения, считать блоки невзаимодействующими телами с массами, пропорциональными их площади S_q, то действие будет интегралом по времени от суммы их кинетических энергий и вариационный принцип приведется к виду

$$E(K) = \sum_{\sigma} E_\sigma(K) = \sum_{q} \{\sum_{q} S_q (\delta l_\sigma^q)^2\} = \min, \tag{6.26}$$

где δl_σ^q — длина σ-го отрезка абсолютной траектории q-го блока (причем каждый отрезок отвечает шагу интегрирования δt) [1]. Расчеты показали, что $E(K)$ растет с ростом K, но не монотонно и имеет наиболее резкий частный минимум при $K = 0{,}133$ (при $K = 0{,}125$; 0,133 и 0,15 значения $E(K)$ в условных единицах равны 0,142; 0,116 и 0,143). Это дает некоторое основание предпочитать значение $K = 0{,}133$ и соответствующую (при значении N, по Манку) эффективную вязкость мантии $\tilde{\eta} = 5{,}9 \cdot 10^{23}$ П, выбрав из всех рассчитанных траекторий полюса кривую, приведенную на рис. 19 (сплошная линия).

При выбранном значении K (и абсолютной траектории полюса) уже однозначно рассчитываются абсолютные траектории всех континентальных блоков. При $K = 0{,}133$ траектории блоков изображены на рис. 20. Вместо кажущейся тенденции относительных перемещений в северном направлении на абсолютных траекториях проявляется другая закономерность: быстрые перемещения по очень гладким траекториям в нижнем палеозое и петлеобразное «топтание на месте» в мезокайнозое, сейчас уже, возможно, закончившееся. Заметим, что в кайнозойских перемещениях блоков преобладают восточно-западные составляющие, что вполне соответствует теории разрастания дна океанов.

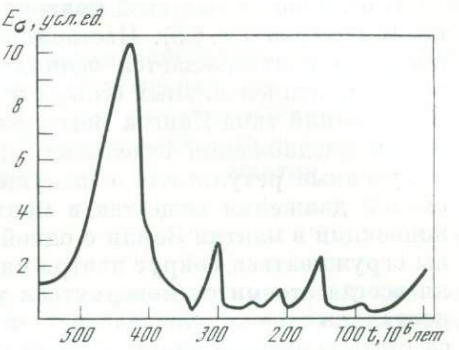


Рис. 21. Зависимость от времени суммарной кинетической энергии E_σ континентальных блоков за период фанерозоя

Представление о неравномерности перемещений континентальных блоков за период фанерозоя дает рис. 21. Квазипериодичный характер зависимости $E_\sigma(t)$ с периодом 130—150 млн. лет является возможным отражением циклических перестроек конвективных структур в мантии (см. § 5).

В рассматриваемой задаче движение полюса вызывается неравномерным и изменяющимся во времени распределением избыточных масс в Земле. Наиболее вероятной причиной таких движений является конвекция в мантии. Большинство исследований по конвекции (значительно возросшее в связи с прогрессом теории тектоники литосферных плит) ограничивается рассмотрением только тепловой конвекции, исходя в этом выборе, по-видимому, из соображений о наличии развитого математического аппарата, описывающего такую конвекцию, и традиций, восходящих еще к классическим работам Релея. Применение этого подхода к проблемам глобальной эволюции Земли, однако, наталкивается на ряд трудностей. Так, при существующих оценках вязкости мантии, основанных, например, на обобщении диффузионной теории на случай высоких давлений, конвекция со скоростями течений, отвечающими данным о дрейфе континентов, возможна только в верхней мантии. Однако размеры конвективных ячеек при этом оказываются заметно более мелкими, чем это необходимо для воссоздания наблюдаемой картины движения плит. Для нижней же мантии числа Релея получаются меньше критического на 1—2 порядка, и она оказывается конвективно устойчивой (Жарков и др., 1971). Оценка вязкости нижней мантии, полученная в рассматриваемой модели, дает числа Релея, несколько превышающие его критическое значение, и в

[1] Недостаток сформулированного критерия состоит в пренебрежении диссипативными силами, осуществляющими на самом деле движение блоков. Однако геометрический смысл используемого критерия очевиден: выбирается траектория полюса, обеспечивающая минимальное суммарное абсолютное перемещение континентов (в смысле затрачиваемой на это работы). Этот принцип в несколько ином виде используется и в палеогеографических реконструкциях.

принципе допускает термическую конвекцию, но характерная скорость такой конвекции все же остается недостаточной для объяснения реально наблюдаемых скоростей движения литосферных плит.

Необходимые скорости течений в мантии могут быть получены только за счет возникновения в ней крупномасштабной плотностной конвекции, охватывающей всю ее толщу. Возникновение такой конвекции возможно только благодаря процессу гравитационной дифференциации мантийного вещества на границе с ядром. В этом случае плотностные неоднородности мантии, вызывающие конвективные движения, будут определяться не температурным фактором, а изменениями ее химического состава (см. § 1 и 2).

В отличие от тепловой конвекции, химико-плотностная конвекция всегда нестационарна (см. § 5). Нестационарность существующей в Земле конвекции косвенно подтверждается осциллирующим характером относительных движений континентальных блоков и тем, что периоды существования крупных образований типа Пангеи Вегенера временами сменяются условиями дробления и раздвижения отдельных материков. Эти данные позволяют связать полученные результаты о кажущихся блужданиях полюса с качественной схемой движения вещества в мантии. В самом деле, при осесимметричной конвекции в мантии Земли с одной конвективной ячейкой континенты должны сгруживаться вокруг центра нисходящего потока, а в силу того, что Земля всегда стремится повернуться так, чтобы наибольшее количество континентальных блоков оказалось в экваториальной зоне, ось вращения стремится стать перпендикулярной к оси конвекции. При двух ячейках континенты должны расходиться в кольцевую зону нисходящих потоков, расположенную примерно симметрично между двумя центрами восходящих потоков, поэтому ось вращения Земли в этом случае стремится совпасть с осью конвективной структуры в мантии. В процессе смены одноячеистых структур на двуячеистые и наоборот (с сохранением их осей симметрии) Земля поочередно должна поворачиваться на 90° так, чтобы ее ось вращения то становилась бы перпендикулярной оси конвекции, то совпадала бы с ней.

Этой схеме удовлетворяет выбранная нами траектория движения полюса (см. рис. 19). Характер движения блоков (см. рис. 20) с чередованием быстрых коллективных перемещений с периодами малых колебаний вокруг положений временно́й устойчивости также неплохо согласуется с этими представлениями. Наконец, квазипериодичность энергии суммарных перемещений блоков (рис. 21) и ее убывание от палеозоя к нашему времени находятся в неплохом соответствии с качественными построениями и результатами, приведенными в § 5.

7. ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МАНТИИ

Переход тяжелых фракций (Fe_2O, FeS, Fe и Ni) из мантии в ядро, а легкоподвижных компонентов (K_2O, Na_2O, H_2O, O_2, N_2 и др.) в земную кору, гидросферу и атмосферу сопровождается изменением химического состава самой мантии. По мере образования ядра относительная концентрация элементов и окислов в мантии должна возрастать, поскольку с ростом ядра масса самой мантии постепенно уменьшается. Если через c_0 обозначить начальную концентрацию тяжелой фракции в мантии, а через $x = M_c/M_\infty$ — эволюционный параметр Земли (см. гл. IV, § 2), то концентрацию i-го малоподвижного элемента или окисла в мантии легко выразить через его концентрацию $c_0\ (i)$ в первичной Земле:

$$c\ (i) = c_0\ (i)/(1 - c_0 x). \tag{7.1}$$

Выражение (7.1) позволяет определить концентрацию в мантии только малоподвижных или очень распространенных компонентов, таких, как SiO

и MgO, переходом которых из мантии в другие геосферы можно пренебречь. Если же рассматриваемые соединения и элементы подвижны, то необходимо учитывать уменьшение их концентрации в мантии за счет миграции в другие геосферы. Так, например, суммарная концентрация тяжелой фракции в мантии со временем будет уменьшаться по следующему закону:

$$c = c_0 (1 - x)/(1 - c_0 x). \tag{7.2}$$

По такой же зависимости меняется концентрация в мантии никеля и сернистого железа, переходящих во внутреннее ядро Земли:

$$c\,(\mathrm{FeS} + \mathrm{Ni}) = c_0\,(\mathrm{FeS} + \mathrm{Ni})(1 - x)/(1 - c_0 x). \tag{7.3}$$

Благодаря происходящим в мантии обменным окислительным реакциям между железом и его окислами зависимость их концентраций от параметра x оказывается значительно более сложной. Так, для нахождения c (Fe) необходимо учесть, что часть свободного железа опускается во внутреннее ядро, уменьшая тем самым концентрацию железа в мантии на величину

$$\Delta c\,(\mathrm{Fe}) = c_0'\ (\mathrm{Fe}) x/(1 - c_0 x), \tag{7.4}$$

где c_0' (Fe) — предельное содержание железа во внутреннем ядре в конце эволюционного развития Земли (при $x = 1$). Другая часть железа окисляется в мантии (по реакции $\mathrm{Fe} + \mathrm{FeO} \rightarrow \mathrm{Fe_2O}$) и поступает во внешнее ядро.

В первом приближении примем, что до полного исчезновения свободного железа из мантии вещество внешнего ядра образуется только за счет этой реакции, согласно которой с каждой частью свободного железа должно соединяться 72/56 части FeO, образуя 128/56 частей $\mathrm{Fe_2O}$. В этом случае суммарная концентрация тяжелой фракции в мантии может быть выражена через концентрации железа и других компонентов:

$$c = \frac{128}{56} c\,(\mathrm{Fe}) + \frac{128}{144}\left\{c_0\,(\mathrm{FeO}) - \frac{72}{56}\left[c_0\,(\mathrm{Fe}) - c_0'\,(\mathrm{Fe})\,x\right]\right\}\frac{1}{1 - c_0 x} +$$

$$+ c_0\,(\mathrm{FeS} + \mathrm{Ni})\frac{1 - x}{1 - c_0 x}.$$

Учитывая уравнение (7.2), найдем искомую зависимость концентрации свободного железа в мантии от эволюционного параметра x:

$$c\,(\mathrm{Fe}) = \frac{56}{128}\left[c_0 - c_0\,(\mathrm{Fe_2S} + \mathrm{Ni})\right]\frac{1 - x}{1 - c_0 x} -$$

$$- \frac{56}{144}\left\{c_0\,(\mathrm{FeO}) - \frac{72}{56}\left[c_0\,(\mathrm{Fe}) - c_0'\,(\mathrm{Fe})\,x\right]\right\}\frac{1}{1 - c_0 x}. \tag{7.5}$$

Аналогичную зависимость можно получить и для концентрации окиси двухвалентного железа в мантии:

$$c\,(\mathrm{FeO}) = \frac{72}{128}\left[c_0 - c_0\,(\mathrm{FeS} + \mathrm{Ni})\right]\frac{1 - x}{1 - c_0 x} + \frac{72}{144}\left\{c_0\,(\mathrm{FeO}) -\right.$$

$$\left. - \frac{72}{56}\left[c_0\,(\mathrm{Fe}) - c_0'\,(\mathrm{Fe})\,x\right]\right\}\frac{1}{1 - c_0 x}. \tag{7.6}$$

Как следует из уравнений (7.1)—(7.6), в процессе развития Земли (с ростом x) содержание железа и его соединений в мантии постепенно падает, а остаточные концентрации других наиболее распространенных и малоподвижных окислов, наоборот, возрастают.

Из уравнения (7.5) следует также интересный вывод, что свободное железо в мантии могло существовать только до определенного момента времени, так как при некотором критическом значении параметра x_1 его концентрация в мантии снижается до нуля. Подставляя в уравнение (7.5) значения начальных концентраций тяжелой фракции, железа и его соединений $c_0 = 0{,}364$, $c_0\,(\mathrm{Fe}) = 0{,}131$, $c_0\,(\mathrm{FeO}) = 0{,}236$, $c_0'(\mathrm{Fe}) = 0{,}02$, $c_0\,(\mathrm{FeS} + \mathrm{Ni}) = 0{,}009$, рассчитанных по принятой лерцолитовой модели мантии (см. табл. 5 в гл. II), найдем, что $x_1 = 0{,}7805$. Этому значению эволюционного параметра согласно (2.13) с учетом (3.8) соответствует возраст $t_1 = 4{,}11 \cdot 10^9$ лет. Современный возраст Земли равен $t_q = 4{,}65 \cdot 10^9$ лет, следовательно, свободное железо из мантии исчезло сравнительно недавно — лишь 540 млн. лет назад. Примечательно, что это событие, определяющее переход от восстановительных условий в мантии к окислительным, близко совпадает по времени с началом пышного расцвета жизни на Земле на рубеже протерозоя и фанерозоя.

В связи с отмеченной особенностью изменений содержания железа в мантии уравнениями (7.5) и (7.6) можно пользоваться только в интервале значений параметра $0 \leqslant x < x_1 = 0{,}7805$. Для моментов времени, соответствующих $x > x_1$, необходимо учитывать, что после исчезновения из мантии свободного железа образование «ядерного» вещества в нижней мантии будет происходить уже по другим реакциям — только за счет распада окислов железа $2\mathrm{FeO} \rightarrow \mathrm{Fe_2O} + \mathrm{O}$, $\mathrm{Fe_2O_3} \rightarrow \mathrm{Fe_2O} + \mathrm{O_2}$. Выделяющийся при этих реакциях кислород частично будет поступать в атмосферу Земли, однако в условиях верхней мантии при давлениях ниже давления первого электронно-фазового перехода в железе ($P_1 \simeq 130$ кбар) большая часть этого газа должна расходоваться на окисление двухвалентного железа до трехвалентного состояния. Поэтому до полного окисления двухвалентного железа при $x = x_2$ образование «ядерного» вещества будет происходить по реакции $4\mathrm{FeO} \rightarrow \mathrm{Fe_2O} + \mathrm{Fe_2O_3}$ и отношение $\mathrm{Fe_2O_3/FeO}$ в мантии должно возрастать. Наконец, после исчезновения из мантии всего FeO, т. е. при $x > x_2$, образование «ядерного» вещества начнет происходить уже по реакции $\mathrm{Fe_2O_3} \rightarrow \mathrm{Fe_2O} + \mathrm{O_2}$. В соответствии с этими реакциями можно рассчитать и концентрации окислов железа в мантии. Так, для интервала $x_1 \leqslant x \leqslant x_2$:

$$c\,(\mathrm{FeO}) = \frac{288}{128}\,[c_0 - c_0\,(\mathrm{FeS} + \mathrm{Ni})]\,\frac{1-x}{1-c_0x} - c\,(\mathrm{FeO})_1\,\frac{1-c_0x_1}{1-c_0x}\left[1 - \frac{128}{288}\,(x - x_1)\right] - \\ - \frac{72}{56}\,c_0'\,(\mathrm{Fe})\,\frac{x - x_1}{1 - c_0x}\,; \tag{7.7}$$

$$c\,(\mathrm{Fe_2O_3}) = \frac{160}{144}\,c\,(\mathrm{FeO})_1\,\frac{1-c_0x_1}{1-c_0x}\left[1 - \frac{128}{288}\,(x - x_1)\right] + \\ + \frac{160}{112}\,c_0'\,(\mathrm{Fe})\,\frac{x - x_1}{1 - c_0x} - \frac{160}{128}\,[c_0 - c_0\,(\mathrm{FeS} + \mathrm{Ni})]\,\frac{1-x}{1-c_0x}\,. \tag{7.8}$$

Для интервала $x \geqslant x_2$:

$$c\,(\mathrm{FeO}) \equiv 0, \\ c\,(\mathrm{Fe_2O_3}) = \frac{160}{128}\,[c_0 - c_0\,(\mathrm{FeS} + \mathrm{Ni})]\,\frac{1-x}{1-c_0x}\,. \tag{7.9}$$

Второе критическое значение параметра x, определяемое из уравнения (7.7) по условию $c\,(\mathrm{FeO}) = 0$, оказывается равным $x_2 = 0{,}892$. Этому значению эволюционного параметра соответствует возраст Земли $t_2 \simeq 4{,}91 \cdot 10^9$ лет. Следовательно, окись двухвалентного железа должна будет исчезнуть из мантии примерно через $260 \cdot 10^6$ лет. Критические концентрации железа в мантии соответственно равны $c\,(\mathrm{FeO})_1 = 0{,}1224$, $c\,(\mathrm{FeO})_2 = 0$; $c\,(\mathrm{Fe_2O_3})_1 = 0$, $c\,(\mathrm{Fe_2O_3})_2 = 0{,}0709$, а расчетные значения современных ($x_q = 0{,}863$)

концентраций равны $c\,(FeO)_q = 0{,}0334$ и $c\,(Fe_2O_3) = 0{,}0516$, что близко совпадает с концентрациями этих окислов в лерцолитовой модели мантии: $c\,(FeO)_m = 0{,}036$ и $c\,(Fe_2O_3)_m = 0{,}051$ (см. табл. 1 в гл. II).

Построенные по формулам (7.1)—(7.9) кривые изменения содержаний в мантии наиболее распространенных окислов железа и его соединений приведены на рис. 22.

Приведенные расчеты концентраций Fe, FeO и Fe_2O_3, безусловно, являются лишь первым приближением, так как в них не учитываются по закону действия масс равновесные содержания окислов железа в зависимости от парциального давления кислорода в мантии. Тем не менее выявленные основные закономерности изменения содержания железа и его окислов в мантийном веществе, по-видимому, правильно отражают общую эволюцию химического состава мантии. В частности, из этих закономерностей следует, что в архее и протерозое концентрация Fe_2O_3 в мантии была очень низкой.

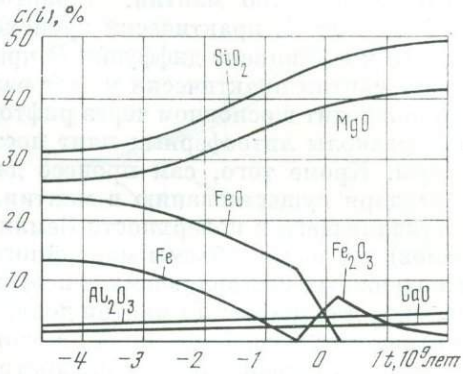


Рис. 22. Изменение со временем состава мантии Земли (по концентрации ее главных компонентов)

Этому выводу вовсе не противоречит широкое распространение в древних континентальных породах гематитовых (Fe_2O_3) или магнетитовых (Fe_3O_4) руд. Во-первых, большинство из месторождений этих руд имеет осадочно-метаморфическое происхождение (Тугаринов, Войткевич, 1970). Во-вторых, образование континентальной коры в рассматриваемой концепции связывается с гидротермально-метасоматическими процессами переработки океанской коры в геосинклинальных зонах. Сама же океанская кора, как уже отмечалось, образуется во многом за счет действия экзогенных факторов: гидратации и окисления пород мантии при их контакте с водами океанов. Поэтому континентальные железорудные месторождения (даже явно магматического происхождения) не отражают характерное для мантии отношение Fe_2O_3/FeO.

Выше, при описании состава первичного вещества Земли (гл. II, § 5) уже отмечалась резкая недонасыщенность кремнеземом этого вещества. Соответственно этому формировался и минералогический состав первичной мантии (см. табл. 6 в гл. II), в ней доминировали ортосиликаты и отсутствовали пироксены (Сорохтин, 1971).

Обращает на себя внимание резко ультраосновной состав пород первичной мантии и отсутствие составов, свойственных современным перидотитам и базальтам. Поскольку авгит и другие пироксены еще не успели образоваться, основные магмы раннего архея должны были носить явно выраженный анортозитовый характер. По мере роста ядра и освобождения связанного с фаялитом SiO_2 постепенно увеличивалась насыщенность мантии кремнеземом. Поэтому еще в архее начали образовываться клинопироксены типа авгита и диопсида, а к концу архея уже могли появиться и первые базальтоиды обычного состава. После насыщения мантийных базальтов кремнеземом до уровня появления в них щелочных полевых шпатов начали образовываться ромбические пироксены. По-видимому, лишь после этого (уже в протерозое) начали формироваться базальты толеитового ряда.

Из приведенных расчетов также следует, что в самых древних основных магматических породах в заметных количествах могло присутствовать и самородное железо. В действительности такие железосодержащие базальты

встречаются, например, среди архейских пород западной Гренландии на о-ве Диско (Левинсон-Лессинг, 1940).

Для расчета изменений концентраций других легкоподвижных элементов и соединений, переходящих в процессе эволюции Земли из мантии в земную кору, гидросферу и атмосферу, необходимо вводить дополнительный параметр $\varkappa$, характеризующий подвижность рассматриваемых компонентов. Величина этого параметра прежде всего определяется свойствами элементов и их соединений, но зависит также и от глубины образования разломов (естественных путей выноса летучих компонентов), дренирующих верхние слои астеносферы, а также от степени переплавления мантийных пород и пород океанской коры в зонах Заварицкого—Беньофа.

Непосредственная фильтрация летучих и подвижных компонентов через плотное вещество мантии, характеризующееся вязкостями порядка $\eta \simeq \simeq 10^{20}$—$10^{25}$ П, практически происходить не должна, поскольку в таком веществе коэффициент диффузии D чрезвычайно мал ($D \sim 1/\eta$). Поэтому дегазация мантии практически может развиваться лишь по глубинным разломам и происходит в основном через рифтовые зоны Земли, в которых возобновляемые расколы литосферных плит постоянно дренируют верхние слои астеносферы. Кроме того, сам процесс дегазации становится возможным только благодаря существованию в мантии конвективного массообмена, постоянно доставляющего к поверхности Земли (в области развития дренирующих разломов) все новые объемы мантийного вещества, еще не потерявшие летучих и подвижных составляющих и поэтому способные к сепарации. Следовательно, скорость дегазации мантии должна быть пропорциональной скорости конвективного массообмена в ней, а этот процесс, в свою очередь, можно характеризовать производной от параметра y тектонического развития Земли, определяемой уравнениями (3.11) и (3.12) . В этом случае скорость утечки из мантии подвижного компонента можно определить по дифференциальной форме уравнения дегазации:

$$dm_i/dt = -\varkappa_i m_i dy/dt, \tag{7.10}$$

где $\varkappa_i$ — показатель подвижности i-го компонента в деятельном слое верхней мантии; m_i — масса этого компонента в мантии.

Из уравнения (7.10) следует, что остаточная масса легкоподвижного компонента в мантии равна

$$(m_i)_m = (m_i)_g e^{-\varkappa_i y}, \tag{7.11}$$

где индексы m и g относятся к мантии и всей Земле в целом. Массу вещества, перешедшего из мантии в земную кору, гидросферу или атмосферу, теперь можно выразить с помощью основного уравнения дифференциации (дегазации) мантии:

$$(m_i)_j = (m_i)_g (1 - e^{-\varkappa_i y}), \tag{7.12}$$

здесь j — индекс геосферы — земной коры, гидросферы или атмосферы.

Для малоподвижных или широко распространенных соединений (MgO, SiO_2) $\varkappa \simeq 0$, для подвижных соединений (K_2O, Na_2O, CaO, Al_2O_3) $0 < \varkappa < 1$, для легкоподвижных элементов и окислов (N_2, O_2, H_2O, U, Th и др.) $\varkappa > 1$. Для некоторых из перечисленных компонентов оказывается возможным определить значения $\varkappa$. Так, в главе III были определены показатели подвижности $\varkappa$ (K_2O) $= 0{,}8$, $\varkappa$ (U) $= 2{,}17$ и $\varkappa$ (Th) $= 2{,}85$. Если принять распространенность Al_2O_3 и CaO в мантии по лерцолитовой модели c $(Al_2O_3)_m = 0{,}037$ и c (CaO) $= 0{,}023$, а распространенность этих окислов в двухслойной модели континентальной коры, по Ронову и Ярошевскому (1967), c $(Al_2O_3)_{cr} = 0{,}157$ и c $(CaO)_{cr} = 0{,}071$ и учесть, что $M_m \simeq 4{,}11 \cdot 10^{27}$ г, $M_{cr} = 2{,}25 \cdot 10^{25}$ г и $y_q = 0{,}833$, то находим $\varkappa$ $(Al_2O_3) = 0{,}0276$ и $\varkappa$ (CaO) $= 0{,}0201$. Аналогично, принимая, по Дмитриеву (1963), концентрацию натрия в мантии равной

$c\,(\mathrm{Na})_m = 0{,}0016$, или в пересчете на окись $c\,(\mathrm{Na_2O})_m = 0{,}00216$, а в коре $c\,(\mathrm{Na_2O})_{cr} = 0{,}031$, получим $\varkappa\,(\mathrm{Na_2O}) = 0{,}0908$.

Отсутствие достоверных сведений о содержании воды в современной мантии не позволяет непосредственно найти подвижность воды по уравнению (7.12). Однако определение этого параметра по уравнению дегазации могло бы быть выполнено, если бы нам удалось определить содержание воды в коре и гидросфере для какого-либо прошлого момента времени ($0 < t < t_q$). Прямые геологические данные на этот счет, к сожалению, также отсутствуют. Но здесь может помочь дополнительная гипотеза, согласно которой в процессе геологического развития Земли уровень Мирового океана постепенно повышался и примерно $2{,}6 \cdot 10^9$ лет назад достиг уровня гребней срединно-океанских хребтов, после чего гидратация пород океанской коры стала более полной (Сорохтин, 1974а). В летописи геологической истории Земли это событие, по-видимому, совпадает с кеноранской эпохой глобального диастрофизма и отличается резким изменением химизма процесса формирования континентальной коры, образующейся, как это следует из теории тектоники литосферных плит, за счет дегидратации и переплавления океанской коры.

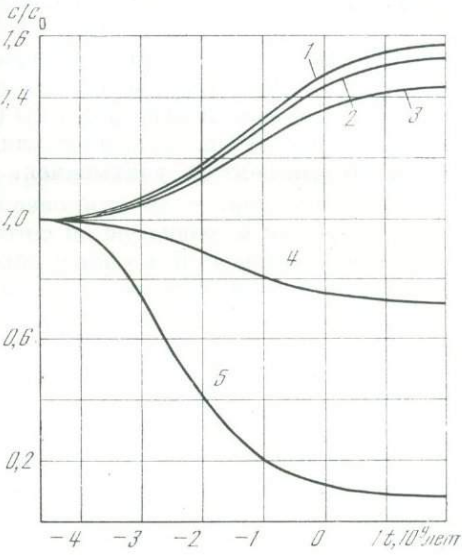


Рис. 23. Изменения со временем относительных концентраций в мантии соединений разной подвижности

1 — SiO_2 и MgO ($\varkappa = 0$); *2* — Al_2O_3 ($\varkappa = 0{,}028$); *3* — Na_2O ($\varkappa = 0{,}091$); *4* — K_2O ($\varkappa = 0{,}8$); *5* — H_2O ($\varkappa = 3{,}0$)

Если принять эту гипотезу, более подробное обсуждение которой дано в главе VII, то можно предположить, что полное насыщение океанской коры водой произошло около $2{,}0 \cdot 10^9$ лет назад, т. е. в период, непосредственно предшествующий эпохе наиболее мощного карельского диастрофизма, создавшего естественный рубеж между ранним и средним протерозоем. В этом случае по расчетным значениям масс континентальной и океанской коры, объема океанских впадин и характерных концентраций воды в этих геосферах удается определить суммарную массу воды, выделившейся из мантии за первые $2{,}65 \cdot 10^9$ лет существования Земли: $m\,(\mathrm{H_2O})_1 = 17{,}92 \cdot 10^{23}$ г, тогда как современная масса воды во внешних геосферах Земли достигает $m\,(\mathrm{H_2O})_q = 24{,}43 \cdot 10^{23}$ г. Учитывая, что возрасту $2{,}65 \cdot 10^9$ лет соответствует значение тектонического параметра $y_1 = 0{,}373$, а современное его значение $y_q = 0{,}833$, по уравнению (7.12) находим $m_g(\mathrm{H_2O}) = 26{,}62 \cdot 10^{23}$ г и $\varkappa\,(\mathrm{H_2O}) = 3{,}0$.

Как видно, подвижность воды оказалась очень высокой. По-видимому, это связано с тем, что при высоких температурах, господствующих в астеносфере, вода не образует устойчивых соединений с мантийным веществом и при излиянии мантийных базальтов дегазируется из них подобно другим газовым фракциям. Можно предположить поэтому, что показатель подвижности воды $\varkappa = 3{,}0$ близок к предельно возможным значениям этого параметра и для других легкоподвижных компонентов.

Для нахождения концентраций подвижных элементов и соединений в мантии уравнение (7.11) необходимо преобразовать к несколько иному виду:

$$c\,(i) = \frac{c_0\,(i)}{1 - c_0\,x}\,e^{-\varkappa_i y}. \qquad (7.13)$$

Результаты расчета содержаний рассмотренных выше подвижных окислов приведены на рис. 23. Характер кривых, определяющих концентрацию газовых составляющих в мантии (кроме CO_2 и O_2), существенно не отличается от приведенных зависимостей (особенно для воды). Концентрации CO_2 и O_2 определяются более сложными закономерностями, так как содержание этих газов в мантии зависит от нескольких факторов: скорости поступления кислорода в мантию при разрушении окислов железа на поверхности ядра, скорости окисления углерода и железа в мантии и, наконец, скорости дегазации.

Как отмечалось в § 7, гл. III, тектоническая активность Земли, по-видимому, проявилась не сразу после ее образования, а лишь спустя примерно 10^9 лет. В соответствии с этим и дегазация мантии по рассмотренному механизму должна была начаться не сразу же после образования Земли, а только после того как на ее поверхности возникли перемещения литосферных плит и начали образовываться разломы (рифтовые зоны), дренирующие астеносферу. Для простоты и большей наглядности анализа в приведенных здесь расчетах этот момент не учитывался.

Глава V

ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

1. ПОНЯТИЕ О ЛИТОСФЕРЕ И АСТЕНОСФЕРЕ

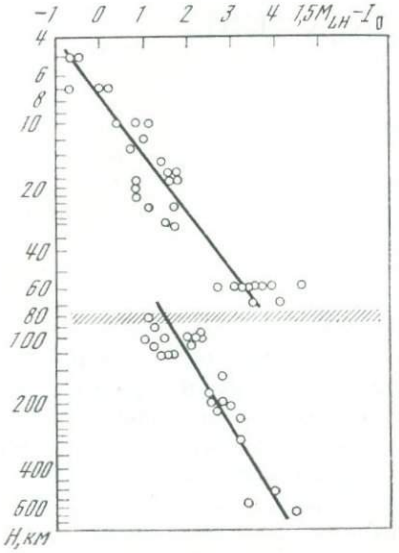
Строение земной коры и верхней мантии изучается в основном по сейсмическим данным. С помощью методов сейсмической разведки удается детально расчленять земную кору и уверенно прослеживать ее подошву — границу Мохоровичича. Для исследования более глубоких частей Земли обычно используются данные о распространении упругих волн, возбуждаемых землетрясениями. Сейсмологические методы позволили не только обнаружить и исследовать ядро Земли, расчленить мантию на верхнюю и нижнюю, выделив между ними переходный слой Голицына (слой C), но и найти распределение с глубиной скоростей сейсмических волн, плотности, давления и других параметров, характеризующих внутреннее строение Земли и определяющих состояние вещества в земных недрах. В частности, очень интересными и показательными оказались детали распределения сейсмических скоростей в верхней мантии.

Изучая распространение волн от близких поверхностных землетрясений, Гутенберг (Gutenberg, 1953, 1954) обнаружил, что на эпицентральных расстояниях порядка 1600 км существует зона сейсмической тени для рефрагированных волн и аномальное распределение их амплитуд вдоль профилей наблюдений. Эти особенности распространения сейсмических волн Гутенберг объяснил существованием в верхней мантии волновода, т. е. слоя, в котором скорость упругих волн уменьшается по сравнению с выше- и нижележащими слоями. Наиболее отчетливо влияние волновода сказывается на распространении поперечных волн. Под океанами мощность волновода, повидимому, больше, чем под континентами, а кровля волновода, как правило, ближе подходит к поверхности Земли (Гутенберг, 1963).

Сам факт существования волновода, а также глубина его залегания уверенно определяются при анализе амплитуд поверхностных волн, возбужденных землетрясениями с разной глубиной расположения очагов. Так, Шебалин (1955) обратил внимание на то, что относительная амплитуда поверхностных волн от мелкофокусных землетрясений всегда выше, чем от землетрясений, очаг которых расположен глубже 70—80 км (рис. 1). Эти изменения Шебалин связал с наличием зоны пониженной скорости в мантии.

Гутенберг объяснил образование волновода тем, что влияние температурного фактора на скорость сейсмических волн в этой зоне превышает влияние увеличения давления (как известно, с увеличением температуры скорость сейсмических волн уменьшается, а с повышением давления, наоборот, возрастает). Однако для возникновения такого эффекта необходимо предположить существование на глубинах, характерных для волновода ($\sim$ 100 км), температурного градиента порядка 7—10 град/км, что несколько превышает ожидаемые градиенты температуры на этих глубинах.

Наиболее естественное и вместе с тем простое объяснение происхождения волновода предлагается Магницким (1965). Согласно его предположению, на глубинах волновода температура среды несколько превышает температуру солидуса мантийного вещества, благодаря чему вещество мантии оказывается



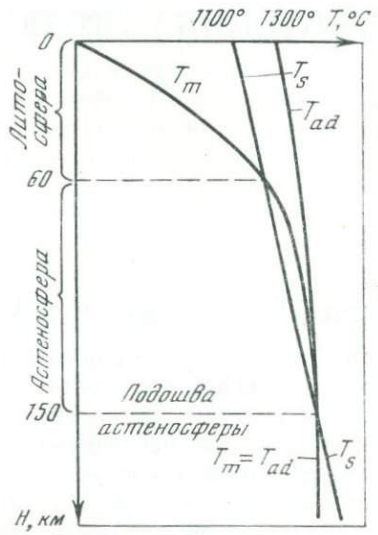


Рис. 1. Выделение слоя пониженной скорости (показано штриховкой) по зависимости силы сотрясения от глубины очага землетрясения (Шебалин, 1955)

Рис. 2. Схема, иллюстрирующая температурные режимы существования литосферы и астеносферы

T_m — температура мантии; T_{ad} — адиабатическая температура мантии; T_s — температура солидуса мантийного вещества

в частично расплавленном состоянии. В этом случае повышение сейсмических скоростей на нижней границе волновода объясняется не изменением состава вещества верхней мантии, а тем, что на этих глубинах температура плавления мантийного вещества уже превышает температуру самой мантии. За счет частичного расплавления мантийного вещества в волноводе должна уменьшаться как его плотность, так и средняя вязкость. Судя по сейсмическим данным (Press, 1968; Пресс, 1975), так оно и есть, поскольку фактор сейсмической добротности Q на глубинах волновода заметно ниже, т. е. затухание волн более высокое, чем в слоях мантии, расположенных над волноводом или под ним. Несколько ниже и плотность вещества на уровнях волновода. О частичном расплавлении мантийного вещества на глубинах сейсмического волновода свидетельствует и резкое возрастание на этих уровнях электропроводности, получаемое по данным магнитотеллурического зондирования.

Современные геологические и геофизические данные показывают, что на стабильных участках континентов и океанского дна реальная температура земной коры и верхней мантии существенно ниже температуры солидуса слагающих их пород. Следовательно, на этих сравнительно небольших глубинах коровые и мантийные породы окажутся полностью раскристаллизованными и будут характеризоваться свойствами упругих кристаллических тел, обладающих пределами долговременной прочности.

На больших глубинах, превышающих несколько десятков километров, можно ожидать, что температура среды уже превышает температуру солидуса лерцолитов, благодаря чему на этих уровнях происходит частичное расплавление базальтовых составляющих мантийного вещества. По-видимому, базальтовые жидкости заполняют лишь межгранулярные пространства между более тугоплавкими кристаллами перидотитовой составляющей лерцолитов, создающими упругий каркас породы. Поэтому кратковременные воздей-

ствия, например сейсмические волны, будут передаваться через такой каркас, как через твердое упругое тело. Более длительные воздействия могут приводить к заметным деформациям исходных объемов вещества за счет возникновения в нем подвижек отдельных кристаллов каркаса по поверхности межгранулярных контактов, заполненных жидкой фазой расплавленного базальта. В результате этого вещество волновода становится пластичным и при длительных воздействиях ведет себя уже не как упругое тело, а как вязкая жидкость. Судя по скорости восстановления изостатического равновесия Фенноскандии, нарушенного образованием покровного ледника в прошлый ледниковый период, вязкость вещества волновода очень высокая — порядка 10^{20}—10^{21} П (Haskell, 1935; Heiskanen, Vening-Meinesz, 1958; McConnell, 1965; Артюшков, 1967; Ушаков, 1968), но все-таки значительно ниже, чем в нижней мантии или литосфере.

Таким образом, верхняя жесткая оболочка Земли резко отличается по своим механическим свойствам от подстилающего ее пластичного слоя. В соответствии с этим верхняя твердая оболочка Земли, характеризующаяся высокой прочностью и упругими свойствами, выделяется в обособленную геосферу, получившую название литосферы. Подошва литосферы определяется положением температурной поверхности солидуса мантийного вещества.

Залегающий ниже слой пластичного вещества верхней мантии называется астеносферой. Благодаря пластичности вещество в этом слое способно к вязкому течению под действием сравнительно малых напряжений. Верхняя граница астеносферы определяется той же температурной поверхностью солидуса мантийного вещества. Температура солидуса силикатов с увеличением давления нарастает быстрее, чем температура в верхней мантии, поэтому на некоторой глубине должно произойти второе пересечение температурной кривой солидуса мантийного вещества с геотермой верхней мантии. Этой глубиной определяется подошва астеносферы (рис. 2).

В связи с существованием инверсии плотности на границе между литосферой и астеносферой в этой зоне возникает гравитационная неустойчивость. Однако под материками средняя плотность литосферы вместе с легкой континентальной корой оказывается ниже плотности астеносферы, и это приводит к устойчивости континентальных блоков. В противоположность этому океанская литосфера гравитационно неустойчива, и это неустойчивое состояние сохраняется лишь благодаря ее жесткости. В тех случаях, когда под влиянием тектонических процессов оказываются превышенными пределы прочности пород, в литосфере возникают разломы, а существовавшая прежде гравитационная неустойчивость разрешается благодаря опусканию океанских плит вдоль зон Заварицкого—Беньофа под островными дугами и активными краями континентов. По-видимому, именно этим и определяется сравнительная молодость дна океана.

Как уже отмечалось в § 4 , гл. IV, литосфера под континентами значительно толще, чем под океанами. Объясняется это тем, что за время своего существования ($\sim 10^9$ лет) континентальная литосфера, как показывают расчеты, успевает охладиться и полностью раскристаллизоваться до глубин порядка 200—250 км, в то время как океанская литосфера, имеющая возраст около 10^8 лет, охлаждается и кристаллизуется за этот период только на глубину 60—70 км (см. § 7).

2. ДЕЛЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ НА ПЛИТЫ. ГРАНИЦЫ ПЛИТ

По современным геологическим и геофизическим данным литосфера Земли не является сплошной оболочкой — она разбита на ряд крупных блоков, или плит (Le Pichon, 1968; Morgan, 1968; Bullard, 1969). Границы плит обычно выделяются по зонам повышенной сейсмичности (рис. 3). Ле Пишон

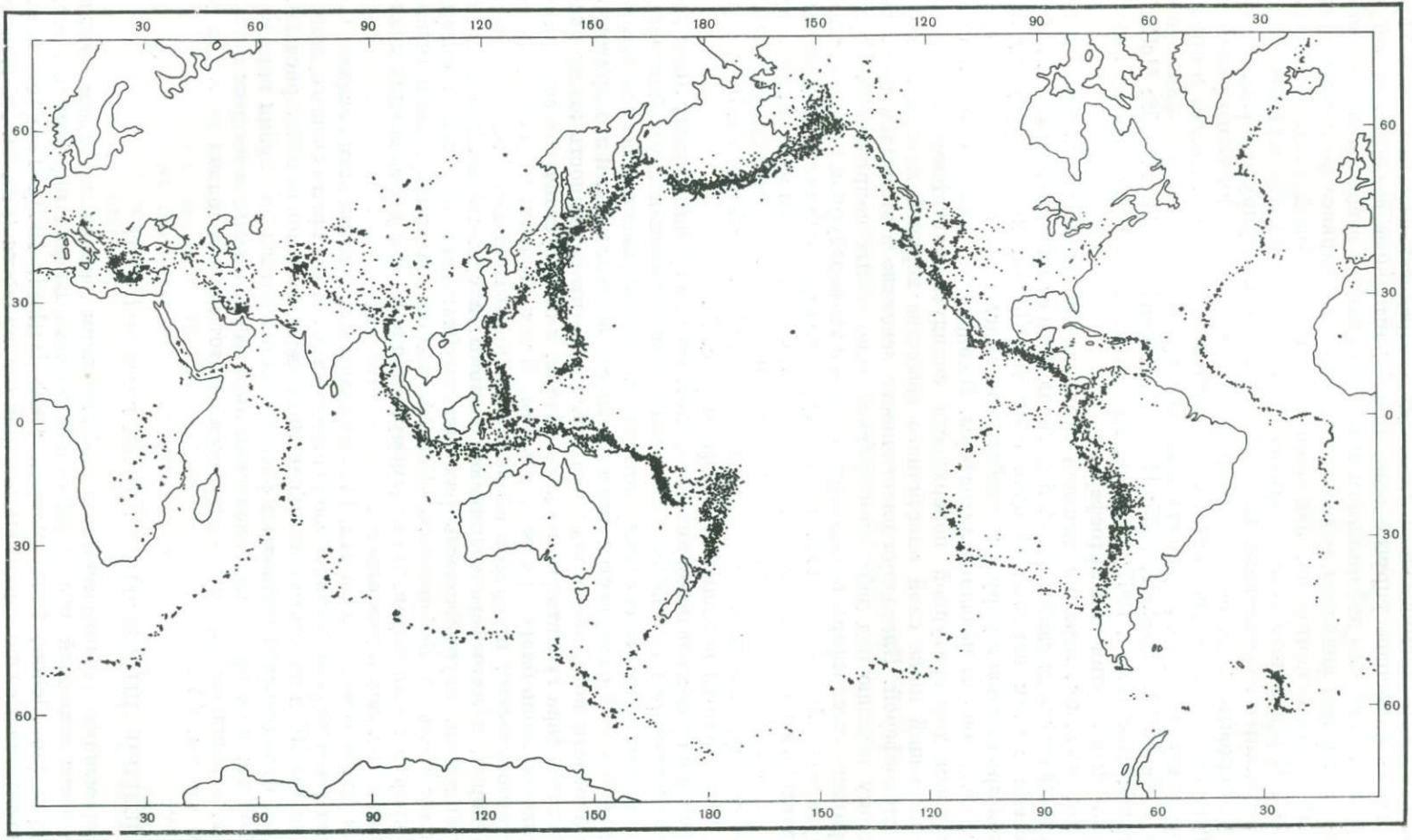


Рис. 3. Размещение эпицентров землетрясений для периода 1961—1967 гг. (Barazangi, Dorman, 1968)

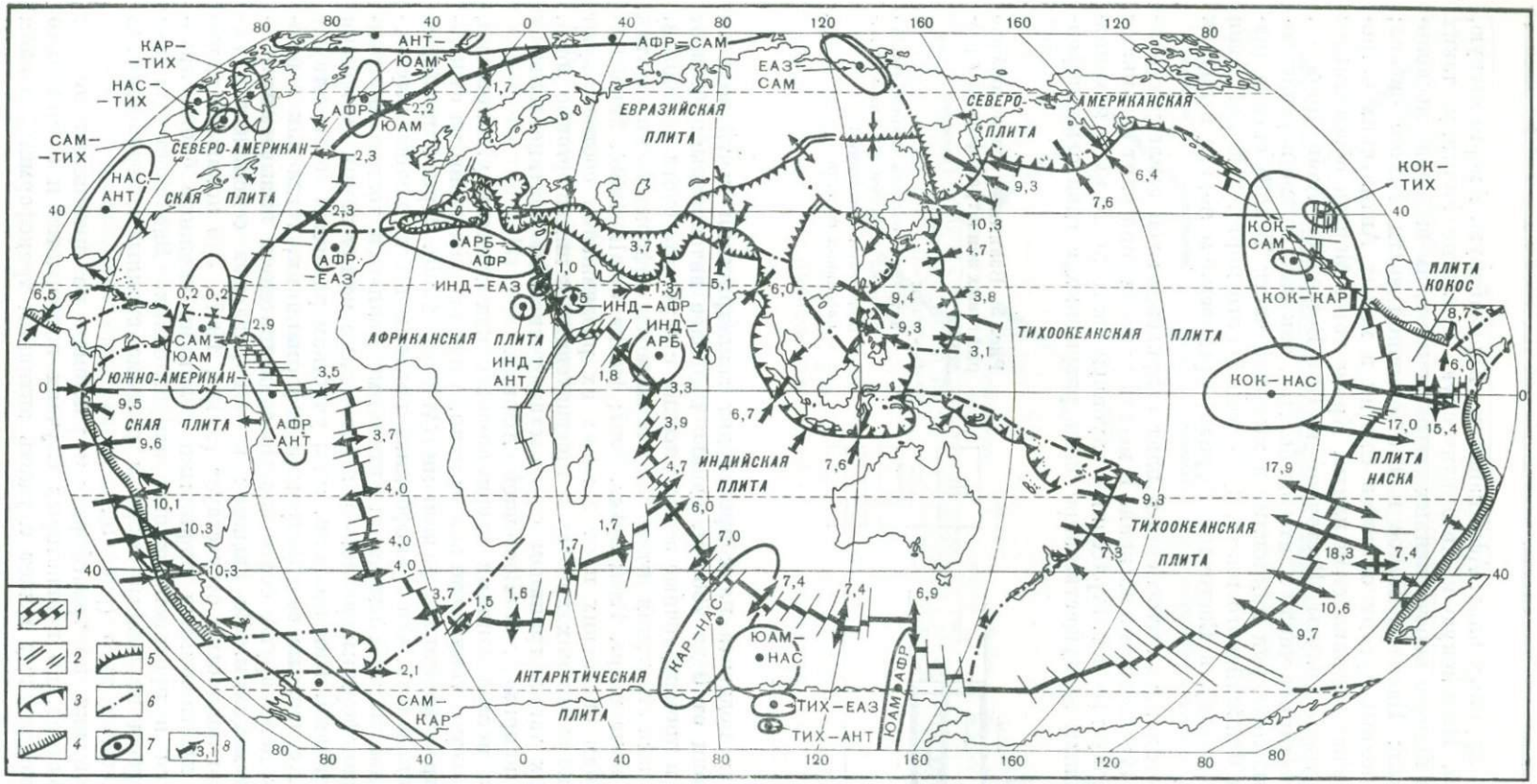


Рис. 4. Карта расположения основных литосферных плит, их границ, полюсов вращения и мгновенные скорости относительного движения плит (границы плит по Л. П. Зоненшайну, полюса вращения и скорости по Ю. И. Галушкину и С. А. Ушакову)

1 — океанские рифтовые зоны и трансформные разломы;
2 — континентальные рифтовые зоны;
3 — зоны поддвига океанской коры под островные дуги;
4 — то же, под активные окраины континентов андийского типа;
5 — зоны столкновения, отвечающие современным подвижным поясам континентов
6 — границы плит сдвигового типа;
7 — полюса относительного вращения плит и эллипсы 95%-ой доверительной вероятности;
8 — направления и скорости (см/год) относительного движения плит

выделил шесть крупных плит: Африканскую, Евразийскую, Американскую, Тихоокеанскую, Индийскую и Антарктическую. Согласно Моргану, таких плит около 12; помимо перечисленных крупных плит, им выделено несколько более мелких: Наска и Кокос в юго-восточной части Тихого океана; плиты, ограниченные дугами островов Скотия и малых Антильских островов; Филиппинская и Аравийская плиты. Кроме того, Морган обосабливает как самостоятельные плиты Восточной и Юго-Восточной Азии (рис. 4). По-видимому, истинное число плит еще больше, так как, кроме перечисленных, можно выделить ряд микроплит в западной части Тихого океана (например, плиты Фиджийского плато, Новогвинейского моря), в Малой Азии (Анатолийская плита), в Восточной Африке, Средиземном море и в других районах мира.

Взаимные подвижки литосферных плит сопровождаются землетрясениями, четко оконтуривающими их края. В местах раздвижения плит возникают только мелкофокусные землетрясения с глубиной очага до 20 км и механизмом, указывающим на существование здесь разрывных и сдвиговых дефор-

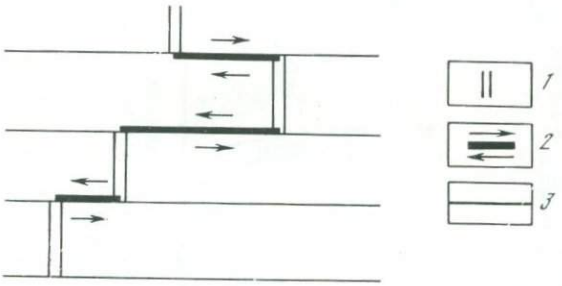


Рис. 5. Взаимное расположение рифтовых зон и трансформных разломов

1 — рифт;
2 — активная область трансформного разлома (стрелки показывают направления смещений);
3 — пассивная область

маций. В зонах поддвига плит происходят землетрясения почти во всем диапазоне глубин от 0 до 700 км, однако наиболее интенсивными бывают только мелкие и промежуточные землетрясения с глубиной очага до 100 км. Как правило, землетрясения этих зон вызываются деформациями сжатия и сдвига (Балакина и др., 1967; Sykes, 1967; Isacks et al., 1968). Морфологически границам океанских плит в зонах их раздвижения соответствуют гребни срединно-океанских хребтов и приуроченные к ним рифтовые зоны. На континентах таким границам соответствуют системы континентальных рифтов, как, например, в Восточной Африке.

Детальными исследованиями срединно-океанских хребтов установлено, что рифтовые долины тянутся не непрерывно, а как бы разорваны на отдельные участки трансформными разломами (Wilson, 1965). При ближайшем рассмотрении оказалось, что трансформные разломы всегда перпендикулярны рифтовым долинам. Сейсмически активными являются только внутренние участки трансформных разломов, заключенные между двумя смежными рифтовыми долинами. Как правило, этим участкам разломов соответствуют землетрясения, связанные со сдвиговыми деформациями, тогда как в рифтовых долинах доминируют более слабые землетрясения, вызываемые разрывными деформациями. Во внешних ветвях разломов сейсмическая активность обычно полностью отсутствует (Sykes, 1967). Это показывает, что между двумя сместившимися рифтовыми долинами смежные блоки литосферы движутся в противоположных направлениях. Вне рифтовых зон участки литосферы по разные стороны разлома спаяны и перемещаются как единое жесткое тело (рис. 5).

Обычно смещения по трансформным разломам не превышают первых десятков километров, но в некоторых случаях встречаются и значительно большие. Примером тому может служить активный трансформный разлом

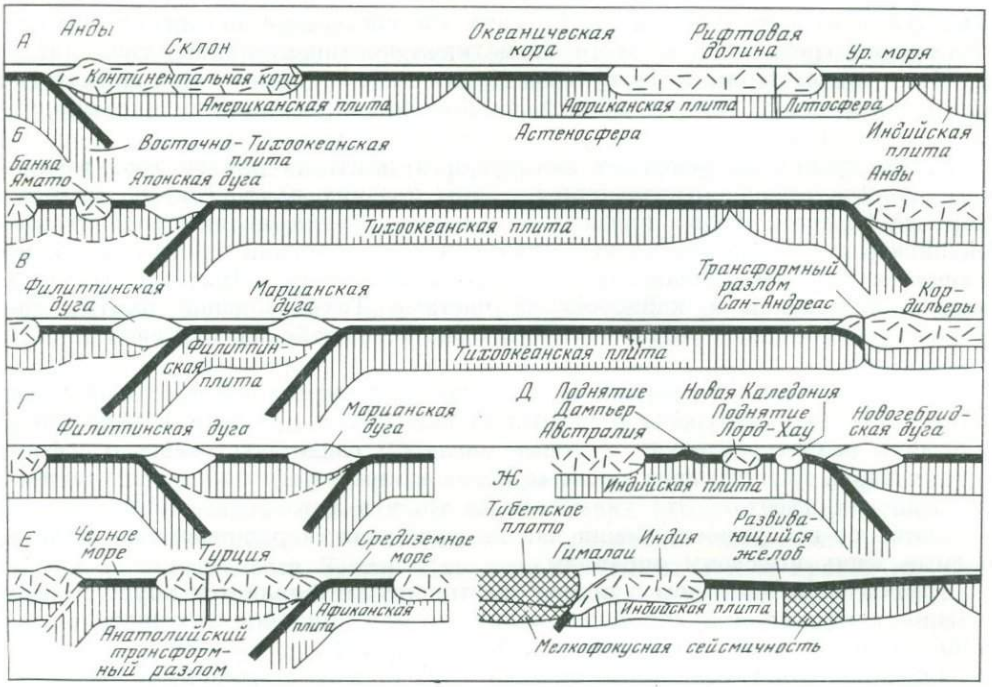


Рис. 6. Схематические разрезы, показывающие существующие взаимоотношения между плитами, океанами, континентами и островными дугами (Dewey, Bird, 1970a)

Сан-Андреас в Калифорнии, протянувшийся вдоль западного побережья Северной Америки почти на 1000 км. Суммарное смещение по этому разлому достигает 500 км. На дне Тихого океана существуют разломы, правда, уже не функционирующие, смещения вдоль которых превышают 1000 км. Например, судя по магнитным аномалиям, смещение вдоль разлома Мендосино достигает 1400 км.

Границам плит в зонах поддвига соответствуют сопряженные структуры глубоководных желобов и островных дуг или активных окраин континентов андийского типа. На континентах таким границам отвечают внутриконтинентальные горные пояса Средиземноморско-Гималайской зоны (см. рис. 4). Обычно границам этого типа соответствуют полосовые зоны сопряженных гравитационных аномалий, отрицательных над глубоководными желобами и положительных над островными дугами или активными континентальными окраинами. Эти аномалии указывают на резкое нарушение изостазии в зонах поддвига плит (Ушаков, 1968) и на динамическую природу процессов, приводящих к воздыманию островных дуг и к прогибанию и разрушению океанских плит в этих зонах. Схематические разрезы, показывающие взаимоотношения плит на границах между океанами и континентами, в рифтовых зонах, под островными дугами и активными окраинами континентов, приведены на рис. 6.

Как правило, границы плит отмечаются проявлениями интенсивного магматизма. Замечательной особенностью такого магматизма является то, что раздвижение литосферных плит в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов сопровождается крупными излияниями базальтовых магм, формирующих второй слой океанской коры. В зонах поддвига плит доминирующим становится известково-щелочной магматизм, хотя сохраняется и базальтовый. Кроме того, только в этих зонах появляется характерный для кон-

тинентальной коры кислый магматизм. На собственно океанских плитах проявлений среднего и кислого магматизма континентального типа нигде не обнаружено. Примерами вулканических поясов, отмечающих поглощаемые границы плит, могут служить андезитовые провинции островных дуг обрамления Тихого океана и некоторые другие районы мира.

Кроме границ современных литосферных плит, на дне океанов можно выделить структуры, отмечающие границы древних плит. Так, по мнению Моргана (Morgan, 1968), примерами древних границ являются Восточно-Индийский хребет в Индийском океане и Лабрадорский хребет, протягивающийся между Гренландией и Северной Америкой. Древнюю границу между мезозойской и кайнозойской частями Тихоокеанской плиты, по-видимому, отмечают хребты Северо-Западный, Гавайских островов и островов Лайн.

На дне океанов, в стороне от поглощаемых окраин литосферных плит нигде не было обнаружено заметных складчатых нарушений в первичном залегании осадочного чехла, которые могли бы свидетельствовать о деформациях коры, происшедших после ее образования в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов. Это указывает на то, что литосферные плиты перемещаются по поверхности Земли как жесткие тела, наращиваемые и разрушаемые лишь по своим окраинам.

Другим свидетельством в пользу жесткости плит является хорошее совпадение конфигураций склонов континентальных окраин западного и восточного побережий Атлантики (см. рис. 3, гл. I).

О жесткости литосферных плит можно судить и по взаимному положению трансформных разломов смежных плит — такие разломы всегда располагаются строго по концентрическим кругам с общим полюсом, являющимся центром раскрытия рифтовых зон и раздвижения плит. Поскольку трансформные разломы отмечают направления взаимных перемещений смежных плит, то такой особенностью движения (по концентрическим траекториям), согласно теореме Эйлера, обладают только жесткие сферические плиты, перемещающиеся по поверхности сферы.

Приведенные данные показывают, что за время развития и существования современных океанских плит, т. е. за 150 млн. лет, заметных пластических деформаций этих плит (за исключением узких краевых зон) не происходило. Поэтому можно считать, что, во всяком случае, за времена порядка $(1 \div 2) \cdot 10^8$ лет плиты ведут себя как жесткие тела.

Литосферные плиты по своему строению и составу делятся на океанские, континентальные и смешанные, включающие в себя участки как с океанской, так и с континентальной корой. К океанским относятся плиты: Тихоокеанская, Наска и Кокос, к континентальным — только мелкие плиты, выделяемые в пределах центральных частей Средиземноморско-Гималайского подвижного пояса. Все остальные плиты — смешанные, таких плит большинство: Северо- и Южно-Американская, Африканская, Евразийская, Антарктическая и др.

Все чисто океанские литосферные плиты и океанские участки смешанных плит относительно молоды, время их образования не превышает 100—150 млн. лет. Континентальные фрагменты плит, как правило, древнее, их возраст достигает миллиардов лет.

Мощность литосферных плит под океанами сравнительно невелика и меняется от 7—10 км под гребнями срединно-океанских хребтов до 80—90 км под наиболее древними (абиссальными) участками океанского дна (Сорохтин, 1973; Parker, Oldenburg, 1973; Yoshii, 1975; Городницкий, Сорохтин, 1977). Судя по геофизическим данным, выводы из которых обобщены Александером (Abstracts... 1975), мощность континентальных участков плит значительно больше и изменяется от 150—200 км под молодыми платформами до 250—

400 км под древними щитами. В соответствии с этим слой астеносферы, обычно отождествляемый с сейсмическим волноводом в верхней мантии, оказывается четко выраженным только под океанскими областями, а под континентальными частями плит слой этот вырождается и становится слабо заметным.

Учитывая, что большая часть радиоактивных элементов сосредоточена в верхней части континентальной коры и поэтому их вклад в разогрев глубинного вещества незначителен, а время существования континентов намного превышает возраст океанских плит и за это время мантия под ними успела охладиться на значительные глубины, можно ожидать, что температура верхней мантии под материками будет существенно ниже, чем под океанами на тех же глубинах. По оценкам Смирнова (1967), на глубинах 100—200 км температура под кратонами на 800—400° С ниже, чем под океанами. В соответствии с этим и вязкость верхней мантии под континентальными плитами должна быть в 10—1000 раз выше, чем под океанами и молодыми складчатыми областями (Кропоткин, 1977; Froidevaux et al., 1977).

Таким образом, современные геофизические данные показывают, что верхняя мантия характеризуется резкими латеральными неоднородностями, четко коррелируемыми в пространстве с распределением континентов и океанов на поверхности Земли. При этом континентальный кратон как бы составляет вместе с подстилающей его «подушкой» (толщиной до 200—500 км) единую жесткую глыбу, которая перемещается в горизонтальном направлении как монолитное целое (Кропоткин, 1977).

Теоретически разные мощности и температуры литосферы под океанами и континентами легко объясняются различиями возрастов литосферных плит в этих областях (см. § 5).

[3. АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ОКЕАНОВ И ВОЗРАСТ ОКЕАНСКОГО ДНА

В 50-х годах текущего столетия магнитологи установили, что многие горные породы во время их образования намагничивались по направлению имевшегося тогда геомагнитного поля и эта намагниченность во многих случаях сохранилась без существенных изменений до настоящего времени.

Несколько позже было установлено, что геомагнитное поле время от времени меняет свою полярность. Это поразительное открытие обращений полярности геомагнитного поля было окончательно подтверждено серией работ 1963—1968 гг. Кокса, Доэлла и Далримпла, сопоставивших знаки намагниченности 240 образцов нормально и обратно намагниченных верхнеплиоценовых и четвертичных лав из различных районов мира, абсолютный возраст которых определялся калий-аргоновым методом. Сопоставление показало, что ориентация намагниченности четко зависит от возраста лав, т. е. что в прошлом, по крайней мере в позднем плиоцене и четвертичном периоде, происходило чередование эпох нормальной и обратной полярности геомагнитного поля.

Это явление получило хорошее подтверждение при определении направлений намагниченности последовательных слоев в колонках океанических осадков, в том числе в кернах глубоководного бурения океанского дна, проводимого с 1968 г. специально оборудованным для этого судном «Гломар Челленджер». Выяснилось, что в разрезе чередуются слои с нормальной и обратной намагниченностью, причем в большинстве случаев толщина таких последовательных слоев пропорциональна длительности соответствующих эпох полярности геомагнитного поля (как этого и следует ожидать при приблизительно постоянной скорости океанского осадкообразования). В отличие от лав «запись» изменений вектора намагниченности во времени

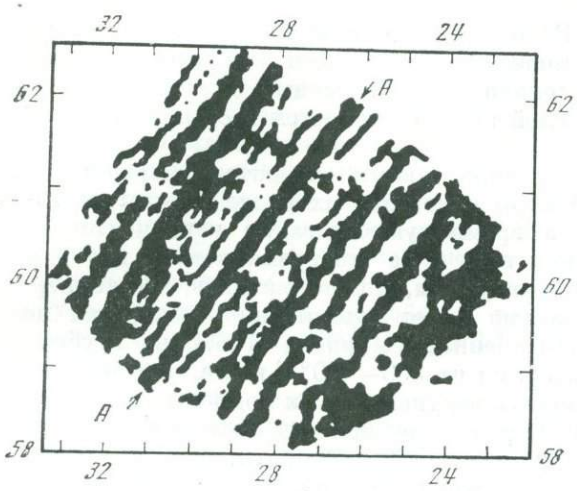


Рис. 7. Аномалии магнитного поля в районе хребта Рейкьянес (Heirtzler et al., 1966)

Положительные аномалии обозначены черным; *AA* — рифтовая аномалия

в колонках осадков непрерывна (если нет перерывов в осадконакоплении), что позволяет изучать тонкую структуру таких изменений. По толщинам слоев в колонках осадков удалось установить, что обращения полярности происходят в течение нескольких тысячелетий, причем за этот период дипольная часть геомагнитного поля сначала убывает настолько, что становится неотличимой от недипольной части, а затем вновь возрастает, но с противоположным знаком. Колонки, поднятые на борт «Гломара Челленджера» в разных частях земного шара, позволяют восстанавливать глобальную структуру геомагнитного поля в моменты обращений его полярности, что может дать ценные данные для суждений о природе этого поля и его вариаций.

Напомним, что образование океанской литосферы и коры в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов и раздвижение океанского дна в обе стороны от этих зон происходит благодаря конвекционным течениям в мантии Земли. При этом базальты второго слоя океанской коры, выплавляемые из мантии в рифтовых зонах, должны при своем остывании в последовательные эпохи разной полярности геомагнитного поля приобретать соответственно нормальную или обратную намагниченность. Тогда следует ожидать, что при раздвижении океанского дна на нем должны образовываться полосы положительных и отрицательных магнитных аномалий, параллельные осям срединно-океанских хребтов и симметричные относительно этих осей. Ширина таких последовательных полос должна быть пропорциональна длительности соответствующих эпох одной полярности геомагнитного поля (конечно, пока скорость раздвижения океанского дна, служащая здесь коэффициентом пропорциональности, хотя бы приблизительно постоянна во времени). Эту гипотезу выдвинули в 1963 г. Вайн и Метьюз (Vine, Matthews, 1963), и в последующие годы были собраны многочисленные данные, свидетельствующие в ее пользу.

Полосчатая конфигурация магнитных аномалий в океане впервые была обнаружена Мейсоном и Раффом еще в 1961 г. (Mason, Raff, 1961) в северо-восточной части Тихого океана, где наблюдались узкие, шириной по 30—40 км, параллельные друг другу полосы чередующихся положительных и отрицательных магнитных аномалий интенсивностью до 500 гамм. Аналогичные результаты были получены в 1962 г. судном «Оуэн» в районе подводного хребта Карлсберг в северо-западной части Индийского океана, а затем и во многих других районах Мирового океана, включая Арктику и Красное море. На рис. 7 изображен ставший классическим пример карты магнитных аномалий в районе подводного хребта Рейкьянес — участка Срединно-

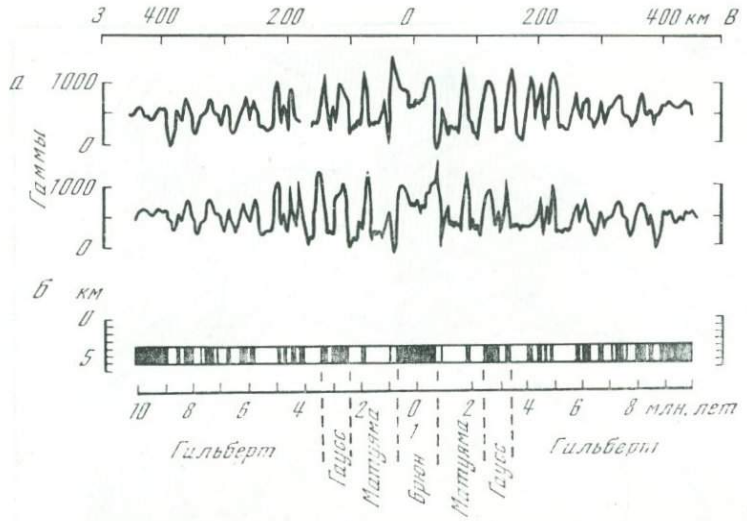


Рис. 8. Иллюстрация симметрии магнитных аномалий относительно оси срединно-океанского хребта (*а*) и шкала длительности эпох полярности геомагнитного поля (б)

Нижняя кривая — профиль магнитных аномалий на поперечном разрезе через Тихоокеанско-Антарктический хребет (около 50° ю. ш. и 120° з. д.); верхняя кривая получена из нижней зеркальным отражением относительно оси хребта

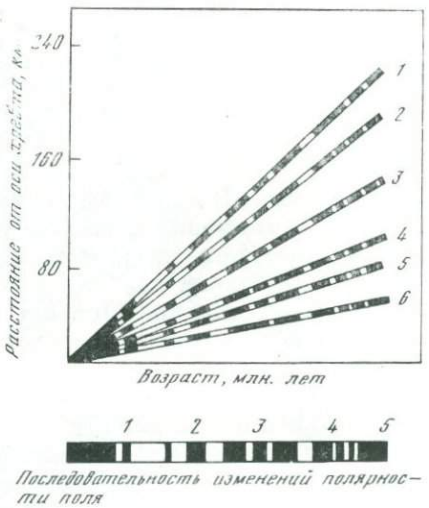


Рис. 9. Изменения полярности магнитного поля и ширина полос магнитных аномалий в семи районах Мирового океана

Черное — прямая полярность, белое — обратная;

1 — Восточно-Тихоокеанское поднятие (скорость раздвижения v_{sp} = 10—12 см/год);

2 — Тихоокеанско-Антарктическое поднятие (v_{sp} = 8 см/год);

3 — южная часть Индийского океана и северная часть Тихого океана (v_{sp} = 6 см/год);

4 — Южная Атлантика (v_{sp} = = 3 см/год);

5 — северная часть Индийского океана (v_{sp} = 2,5 см/год);

6 — Северная Атлантика (v_{sp} = = 2 см/год)

Атлантического хребта к югу от Исландии. Как видно из рисунка, аномалии представляют собой скорее цепочки пятен, а не непрерывные полосы. Объясняется это тем, что излияния базальтов в рифтовых зонах происходят не непрерывно и не равномерно вдоль них, а из отдельных трещин — вулканов, возникающих с некоторым случайным разбросом. Пример симметрии магнитных аномалий относительно оси срединно-океанского хребта демонстрируется на рис. 8. Пропорциональность ширины полос магнитных аномалий и длительностей эпох постоянной полярности геомагнитного поля демонстрируется на примере семи районов Мирового океана (рис. 9). Из графика видно, что, несмотря на значительные изменения скорости раскрытия океанского дна (от 10—12 см/год на Восточно-Тихоокеанском поднятии до

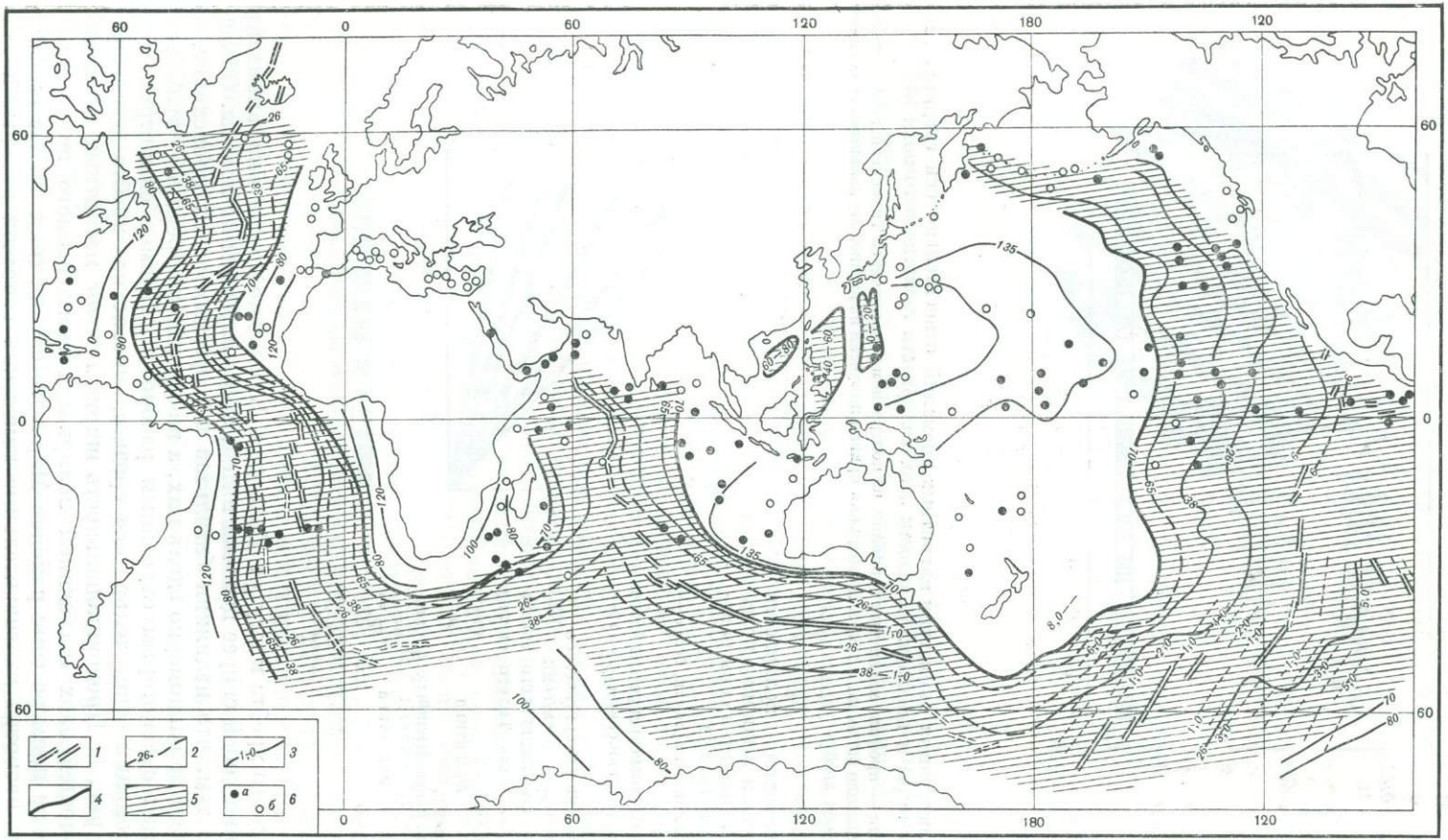


Рис. 10. Возраст океанской коры по данным глубоководного бурения и магнитным аномалиям (Монин, 1977)

1 — рифтовые зоны срединно-океанских хребтов;
2 — изохроны, цифры — возраст океанской коры в миллионах лет;
3 — магнитные аномалич и их возраст в десятках миллионов лет;
4 — граница мезозойской океанской коры;
5 — область распространения океанской коры кайнозойского возраста;
6 — скважины глубоководного бурения (*а* — достигшие базальтов, *б* — не достигшие базальтов)

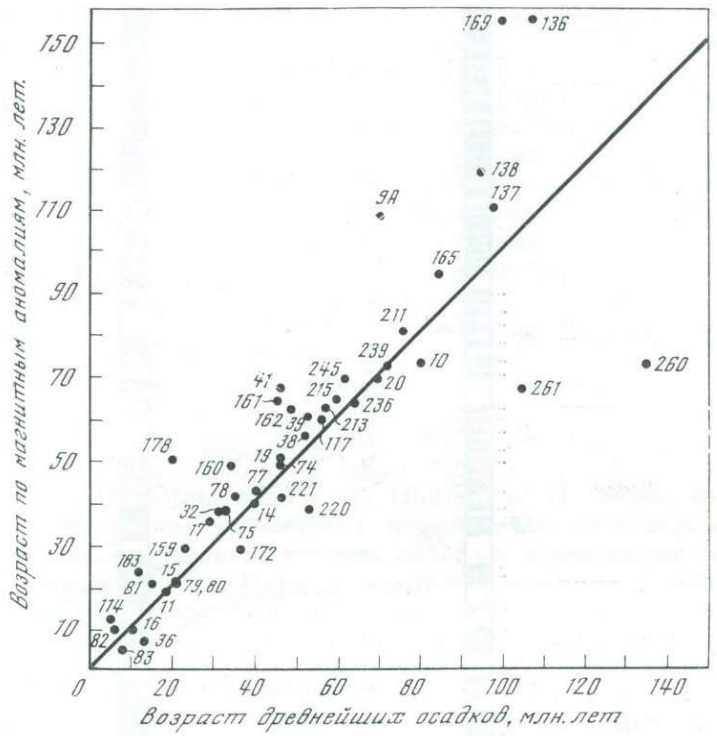


Рис. 11. Согласование возрастов палеомагнитных изохрон с возрастами базальтового фундамента океанской коры по данным глубоководного бурения дна океана

Цифрами обозначены номера скважин

2—2,5 см/год в Северной Атлантике и на севере Индийского океана), такая пропорциональность сохраняется по всем профилям.

Таким образом, границы полос магнитных аномалий (а также линии, им параллельные) можно рассматривать как изохроны. Карта таких изохрон для всего Мирового океана (рис. 10), иллюстрирует молодость океанского дна: области коры кайнозойского возраста занимают около половины площади всего океанского дна. Прямую проверку теоретических прогнозов возраста океанской коры удалось осуществить в результате проведения глубоководного бурения. Оказалось, что полученные данные вполне удовлетворительно согласуются с возрастами палеомагнитных изохрон (рис. 11). Это явилось одним из важнейших результатов первой фазы проекта глубоководного бурения и весьма убедительным доводом в пользу раздвижения океанского дна, что ставит еще имеющихся противников теории тектоники литосферных плит в исключительно трудное, если не безнадежное положение.

Воспользовавшись хорошо согласующимися друг с другом последовательностями магнитных аномалий в северной и южной частях Тихого океана, в Атлантике и Индийском океане, Хейрцлер с соавторами (Heirtzler et al., 1968) построили палеомагнитную шкалу времени на 80 млн. лет в прошлое (рис. 12, левая колонка). Прокоррелировав полосчатые аномалии западнее Гавайских островов с аномалиями в районе островов Феникс, у экватора в Тихом океане и к востоку от Японии, а также с аномалиями по западной периферии Саргассова моря в Северной Атлантике, Ларсон с соавторами (Larson, Pitman, 1972; Larson, Chase, 1972; Larson, Hilde,

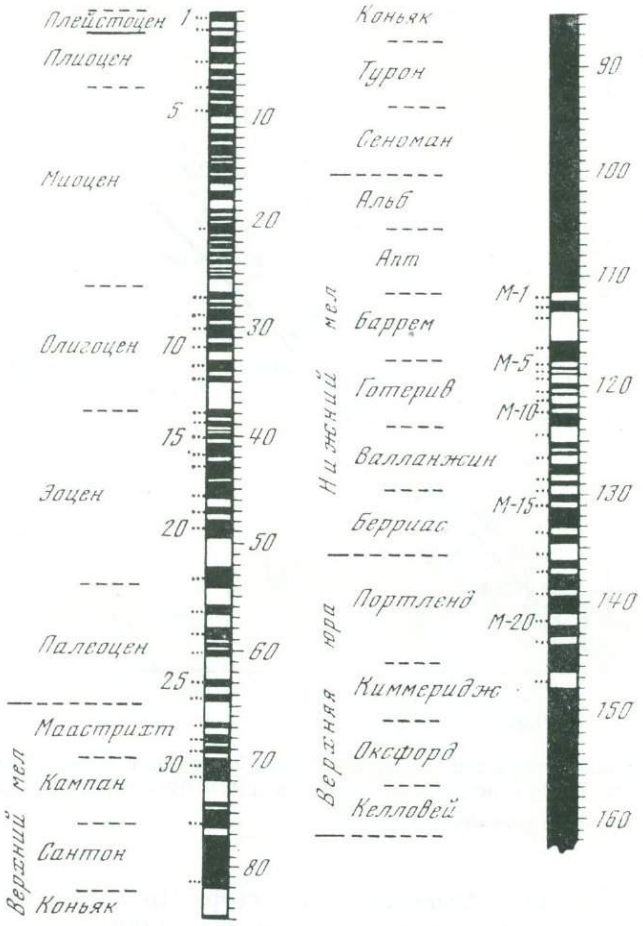


Рис. 12. Ламонтская палеомагнитная шкала времени
Черное — прямая полярность

1975) продолжили эту шкалу до 162 млн. лет в прошлое (рис. 12, правая колонка). Согласно этим данным в последние 85 млн. лет, а также в период 148—111 млн. лет (поздняя юра — ранний мел) происходили довольно частые обращения полярности геомагнитного поля; период же 111—85 млн. лет (средний и поздний мел) отличался неизменной нормальной полярностью. Это же относится и к периоду времени ранее 148 млн. лет.

4. ГЕОМЕТРИЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ПЛИТ НА СФЕРЕ

Задолго до появления концепции тектоники литосферных плит геологи обоснованно считали, что главные, наиболее крупные взаимные перемещения участков земной коры сосредоточены в сравнительно узких тектонических поясах, и тем самым, хотя и подсознательно, принимали положение о жесткости плит между этими поясами. В начале 30-х годов Венинг-Мейнес впервые использовал идею жесткости литосферы для объяснения характерных морфоструктурных форм рельефа поверхности и нарушений изостазии в островных дугах. Некоторые геометрические следствия, вытекающие из жесткости перемещающихся по поверхности блоков литосферы, были под-

мечены в конце 50-х годов Кэри. Но только Вилсон в 1965 г. (Wilson, 1965) четко сформулировал это положение. Он показал, что поверхность Земли покрыта несколькими большими по площади жесткими плитами литосферы, которые разделены подвижными поясами, образующими в каждый момент времени единую сеть. Подвижные пояса или границы плит бывают только трех типов. Первый тип — конструктивные границы, или границы наращивания, вдоль которых происходит симметричное образование новой океанской литосферы — это гребни срединно-океанских хребтов. Второй тип — конвергентные границы, или границы поглощения, вдоль которых происходит асимметричное погружение края одной литосферной плиты под край другой или происходит их столкновение. Этот тип границ фиксируется глубоководными желобами и сопряженными с ними островными дугами, или активными окраинами континентов. К этому типу границ относится также Альпийско-Гималайский горный пояс. Каждый из двух перечисленных выше типов границ может быть резко прерван трансформным разломом, являющимся границей плит третьего типа. Движение краев двух плит вдоль таких разломов является чисто сдвиговым.

Начиная с работы Булларда и др. (Bullard et al., 1965), внимание тех, кто занялся изучением кинематики перемещения литосферных плит по поверхности Земли, привлекла теорема Эйлера о перемещении тел на сфере, доказанная им еще в 1776 г. Применительно к задаче определения параметров движения жестких сферических оболочек — плит — по поверхности сферы эта теорема утверждает, что в каждый данный момент времени такое движение может быть представлено поворотом плиты с определенной угловой скоростью относительно мгновенной оси, проходящей через центр сферы и некоторую точку на ее поверхности, называемую мгновенным полюсом вращения.

Применяя теорему Эйлера к описанию кинематики движения литосферных плит, можно проверить, насколько справедливы предположения о том, что каждая плита ведет себя как твердое тело и, следовательно, ее мгновенное перемещение описывается как вращение (и только как вращение) с вектором угловой скорости $\boldsymbol{\Omega}$, проходящим через центр Земли. В такой постановке из теоремы Эйлера вытекают два следствия, позволяющие с помощью экспериментальных данных проверить предположение о жесткости плит. Согласно одному из этих следствий скорость i-й точки поверхности плиты $\mathbf{v}_i = |\ \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}_i\ |$ пропорциональна синусу угла между вектором вращения плиты $\boldsymbol{\Omega}$ и радиус-вектором $\mathbf{r}$ рассматриваемой точки плиты. Из другого следствия вытекает, что траектория мгновенного движения произвольной точки рассматриваемой жесткой плиты является окружностью с центром, расположенным на оси вращения $\boldsymbol{\Omega}$. Проверка этих выводов производилась на основании различных геоморфологических и геофизических данных: по направлениям простираний трансформных разломов, смещающих дивергентные границы плит; по простираниям полос магнитных аномалий на океанском дне; по линейным скоростям раскрытия рифтовых трещин, полученным из геоисторического анализа аномального магнитного поля океана; а также по механизмам в очагах землетрясений. Такая проверка, впервые выполненная еще в 1967—1968 гг., показала, что по крайней мере в течение времени $t \sim 10^7$ лет литосферные плиты в достаточно хорошем приближении ведут себя как жесткие пластины, а мгновенное относительное перемещение каждой такой плиты действительно может быть описано как вращение (Le Pichon, 1968; Morgan, 1968).

Первая глобальная картина мгновенной кинематики шести наиболее крупных литосферных плит была построена Ле Пишоном (Le Pichon, 1968). Для нее в качестве исходной информации было использовано около 30 значений линейных скоростей раздвижения плит в рифтовых зонах и почти-

столько же азимутов трансформных разломов в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах. Глобальная картина движения плит была наглядно представлена в виде нескольких карт, каждая из которых была построена в меркаторской проекции с разверткой относительно оси мгновенного вращения соответствующей пары плит.

Картина движения шести плит была затем детализирована Морганом, в модели которого число плит возросло до 12 (Morgan, 1971).

Для вычисления глобальной замкнутой модели относительной мгновенной кинематики литосферных плит Минстером и его коллегами было использовано значительное количество определений фокальных механизмов в очагах землетрясений на трансформных разломах и в зонах поддвига плит. Ими же был эффективно использован метод максимального правдоподобия, позволивший не только получить решение математически более корректное, чем в ранних исследованиях, но и оценить значимость исходной геологической и геофизической информации (Minster et al., 1974). В 1973—1977 гг. были опубликованы результаты геофизических исследований, позволившие несколько уточнить эту модель. Помимо сейсмологических, геоморфологических и геомагнитных данных, иногда используются также парные пояса нарушений изостазии как индикаторы развития в этих районах процесса поддвига плит (Ушаков, 1974).

Относительная скорость $\mathbf{v}_{ij}$ движения двух плит на их общей границе в некоторой точке с радиус-вектором $\mathbf{r}_{ij}$ (где i и j — номера плит) определяется через вектор относительного углового вращения плит $\boldsymbol{\Omega}_{ij}$ по простой формуле

$$\mathbf{v}_{ij} = \boldsymbol{\Omega}_{ij} \cdot \mathbf{r}_{ij}.$$

В качестве исходной экспериментальной информации об относительных движениях плит используются независимые измерения модулей скоростей $|\mathbf{v}_{ij}|$ и направлений α_{ij} относительных движений плит на их границах.

Методика расчета скоростей относительных перемещений литосферных плит подробно изложена в работе Минстера и др. (Minster et al., 1974). В этой работе векторы скоростей относительных угловых вращений ансамбля плит $\boldsymbol{\Omega}_{ij}$ определяются решением обратной задачи математической статистики, в которой исходными данными являются независимые измерения модулей $|\mathbf{v}_{ij}|$ и направлений α_{ij} скоростей относительных движений плит на их границах. Решение задачи мгновенной кинематики плит состоит в нахождении совокупности векторов $\boldsymbol{\Omega}_{ij}$, наилучшим образом соответствующих имеющемуся ряду наблюденных значений $|\mathbf{v}_{ij}|$ и α_{ij}. Решение задачи проводится в рамках метода максимального правдоподобия.

Для вычисления удобно выбрать систему координат, закрепленную с одной из плит, которая принимается за неподвижную. Задача поиска координат искомых векторов $\boldsymbol{\Omega}_{ij}$ в принципе нелинейна, поэтому ее решение ищется методом итераций с проверкой пробных приближений на соответствие наблюдаемой картине движения плит. Это позволяет не только корректно определять ошибки положений полюсов относительного вращения плит и величин соответствующих угловых скоростей, но и определять статистический вес каждой экспериментальной величины, вводимой в общий набор данных.

Сначала плиты группируются по две — по признаку общей границы, затем по три — с общим тройным соединением, потом по четыре — с двумя общими тройными соединениями и так далее, пока не вовлекаются все плиты рассматриваемого ансамбля. Каждая из групп с числом плит, превышающим две, допускает несколько вариантов получения искомых векторов $\boldsymbol{\Omega}_{ij}$. Разброс значений по каждому из этих вариантов, как правило, не превосходит пределов ошибок. Вектора, вычисленные для групп с данным чис-

лом плит, используются в качестве первого приближения в группах с увеличенным числом плит. Результаты расчетов в пределах ошибок практически не зависят от выбора плиты, принимаемой за неподвижную.

Границы литосферных плит, выбранных для построения модели, определяются по картам сейсмичности, рельефа поверхности Земли и магнитных аномалий в океанах (Barazangi, Dorman, 1968; Pitman et al., 1974). Расчеты относительной кинематики были сделаны для 12 наиболее крупных по площади литосферных плит: Тихоокеанской (ТИХ), Евразийской (ЕАЗ), Северо-Американской (САМ), Южно-Американской (ЮАМ), Индийской (ИНД), Антарктической (АНТ), Африканской (АФР), Аравийской (АРВ), Наска (НАС), Кокос (КОК), Карибской (КАР) и Филиппинской (ФИЛ) (см. рис. 4). Последние две плиты не имеют дивергентных границ и находятся в пределах Циркумтихоокеанского пояса планетарного сжатия литосферы. Но их размеры достаточно велики, и имеющиеся данные позволяют включить эти плиты в глобальную кинематическую модель. В отличие от модели Минстера и его коллег (Minster et al., 1974) здесь не выделяется единой Беринговой плиты, так как имеющиеся геоморфологические и геофизические данные позволяют считать, что на ее месте имеется несколько микроплит, каждая из которых испытывает медленное самостоятельное перемещение, а весь регион входит в состав единого Циркумтихоокеанского планетарного пояса сжатия литосферы.

Плиты, включенные в модель, занимают около 90% площади поверхности Земли. Несколько неучтенных мелких плит, например Хуан-де-Фука, Горда, Ривера, из-за своей малой площади не могут существенно изменить глобальной кинематической модели. Результаты определений фокальных механизмов в очагах, расположенных в широком Альпийско-Гималайском поясе сжатия литосферы, характеризуют дифференциальное движение по границам отдельных микроплит и на современном этапе исследований не могут быть использованы для построения глобальной модели. Необходимо заметить, что в пределах Циркумтихоокеанского пояса сжатия главная часть движения сосредоточена в зонах поддвига плит Наска, Кокос и собственно Тихоокеанской под континентальное обрамление и островные дуги Тихого океана. Это дает возможность использовать решения фокальных механизмов, полученные на указанных границах для включения их в общую кинематическую модель.

Всего для расчета рассматриваемой глобальной модели было использовано 83 значения линейных скоростей на дивергентных границах и 196 азимутов направлений относительных движений, определенных по простираниям трансформных разломов и по фокальным механизмам в очагах на границах плит (горизонтальные проекции смещений в очагах). По сравнению с предыдущей глобальной моделью добавлены результаты морских магнитных и сейсмологических исследований на границах Северо-Американской и Евразийской плит (Карасик и др., 1975; Федынский и др., 1975; Rona, 1976), в районе тройного соединения Южно-Американской, Африканской и Антарктической плит близ о-ва Буве (Forsyth, 1975; Sclater et al., 1976), а также по границе Антарктической и Африканской плит в районе островов Принца Эдуарда (Norton, 1976). Были введены также значения азимутов и величин скоростей, характеризующие движение Карибской и Филиппинской плит относительно соседних (Jordan, 1975; Fitch, 1972). Ошибки экспериментальных определений линейных скоростей на дивергентных границах обусловлены главным образом погрешностями гидромагнитной съемки, так как время по шкале инверсий главного геомагнитного поля, которое использовалось в интервале от 1 до 3—5 аномалий, известно с точностью до нескольких процентов. Относительная погрешность использованных величин линейных скоростей изменяется от 4—5 до 20%

Глобальная кинематическая модель современного относительного движения литосферных плит

Пара плит *	Координаты полюсов вращения и эллипсы доверительной вероятности, град				Угловая скорость	
	Широта (северная положительная)	Интервал 95%-й достоверности по широте	Долгота (восточная положительная)	Интервал 95%-й достоверности по долготе	град. за млн. лет	Интервал 95%-й достоверности
САМ — ТИХ	51,5	3,1	—73,3	5,3	0,82	0,06
КОК — ТИХ	41	2,4	—108,8	5,0	2,03	0,26
КОК — САМ	30,9	2,7	—123,6	8,7	1,35	0,26
КОК — НАС	—1,00	8,3	—135,0	17,3	0,76	0,22
НАС — ТИХ	56,5	6,1	87,2	4,8	1,64	0,073
АНТ — НАС	—39,5	14,0	88,2	7,4	0,68	0,094
ЮАМ — АНТ	—83,3	7,8	123,7	53,4	0,32	0,048
АНТ — ТИХ	67,3	2,1	—81,6	5,6	1,01	0,04
НАС — ЮАМ	54,2	8,0	—90,0	11,0	0,93	0,09
ИНД — ТИХ	61,3	1,84	—3,3	4,1	1,26	0,053
ИНД — АНТ	15,0	3,4	32,9	2,7	0,67	0,028
ИНД — АФР	16,5	2,92	46,3	1,7	0,63	0,034
ИНД — ЕАЗ	20,4	2,3	36,9	6,3	0,685	0,05
АФР — АНТ	—2,0	14,7	—33,6	3,3	0,153	0,018
АФР — САМ	80,6	3,0	26,8	61,0	0,28	0,05
АФР — ЕАЗ	28,9	8,6	—25,9	4,6	0,12	0,074
ЮАМ — АФР	—58,9	9,7	142,0	4,7	0,364	0,026
ЮАМ — САМ	—12,0	20,1	126,8	11,0	0,17	0,071
ЕАЗ — САМ	67,2	14,4	130,4	5,5	0,236	0,037
ЕАЗ — ТИХ	63,6	2,8	—78,2	7,6	0,96	0,065
ИНД — АРБ	5,8	5,2	65,0	6,0	0,43	0,15
АРБ — АФР	30,1	5,6	9,5	24,5	0,27	0,116
КАР — САМ	58,9	43,0	122,2	6,2	0,16	0,14
КАР — ТИХ	60,9	10,2	—76,1	6,4	0,89	0,11
КАР — КОК	—26,2	4,6	58,1	21,4	1,27	0,93
КАР — НАС	—48,7	18,6	82,9	11,4	0,76	0,15
КАР — ЮАМ	61,0	60,0	—45,0	80,0	0,19	0,070
ФИЛ — ТИХ	—2,5	12	—40,7	14	1,05	0,4
ФИЛ — ЕАЗ	—56,0	10,0	26,0	10,0	0,90	0,50

* Плита, указанная первой, вращается против часовой стрелки относительно второй плиты, которая в этой паре плит рассматривается как неподвижная.

и в среднем близка к 10%. Ошибки определения азимутов движения по границам плит изменяются от 4—5°, когда используются направления трансформных разломов, до 20—25° при использовании горизонтальных проекций векторов скольжения в очагах землетрясений; в среднем эти ошибки близки к 10—15°.

Результаты расчетов глобальной модели мгновенной относительной кинематики 12 плит представлены в таблице и на рис. 4. Включение новых экспериментальных данных позволило уточнить (по сравнению с моделью АД-1) (Minster et al., 1974) скорости относительного движения ряда плит. В частности уменьшились угловые скорости относительного вращения плиты САМ относительно плит ЕАЗ и АФР.

Данные о мгновенной относительной скорости пододвигания литосферных плит на деструктивных границах были теоретически рассчитаны по результатам анализа магнитных аномалий в океане, т. е. мгновенных скоростей и эйлеровых полюсов, полученных для конструктивных границ плит. Наибольшие линейные скорости поглощения океанской литосферы установлены для северной части желоба Тонга, а также районов Филиппинского, Марианского и южной части Японского желобов: здесь $v \simeq 9$ см/год. Мгновенная линейная скорость погружения Тихоокеанской литосферы вдоль Курило-Камчатского желоба изменяется от 7,5 см/год на севере до 8,5 см/год на юге. Линейная скорость погружения тихоокеанской литосферы под Южно-Американскую континентальную окраину (север Чили и Перу) составляет 9—10 см/год.

Отметим, что история формирования отдельных участков литосферы на дивергентной границе плит в Северной Атлантике была довольно сложной. В этом отношении интересные результаты получились, например, при детальном исследовании магнитных аномалий в районе, расположенном между 33—37° с. ш. и 31—39° з. д. По магнитным аномалиям от осевой до пятой включительно (время 0—9,3 млн. лет) средняя полускорость раскрытия рифтовой трещины равна здесь 1,1 см/год; полюс вращения АФР—САМ расположен в точке с координатами 78,6° с. ш. и 34,5° в. д.; средняя угловая скорость вращения $\omega = 2{,}7 \cdot 10^{-7}$ град/год. Положение полюса и значение угловой скорости хорошо согласуются с соответствующими значениями, вычисленными ранее на основании иных данных: 80,6° с. ш., 26,8° в. д., $3{,}2 \cdot 10^{-7}$ град/год (Minster et al., 1974). Однако простирание магнитных аномалий, образовавшихся менее 7 млн. лет назад, значительно отличается от простирания более древних аномалий, и среднее положение полюса вращения плит АФР—САМ (58,8° с. ш., 17,4° з. д.) за время 0—2,7 млн. лет оказывается сильно смещенным к юго-западу от его среднего положения, вычисленного за период 10 млн. лет.

Для определения смещения на Азоро-Гибралтарской разломной зоне было использовано семь направлений относительных смещений на этом участке границы плит ЕАЗ—АФР и ни одного значения скорости. Поэтому положение полюса и величина скорости относительного вращения этих плит в значительной степени получены на основании данных, полученных для других границ. Линейная скорость схождения плит в районе Гибралтарского пролива близка к 0,5 см/год, что свидетельствует о малой скорости поддвига. Изучение механизмов и распределения очагов землетрясений в связи с тектоникой Азоро-Гибралтарской области показывает, что в районе Азорских островов Срединно-Атлантический хребет имеет тройное соединение типа рифт—рифт—рифт. Отходящий на юго-восток от Азорских островов рифтовый хребет Терсейра восточнее 20° з. д. по направлению к проливу Гибралтар переходит в протяженный правосторонний разлом, который образует структуру первого порядка, разделяющую океанские части Африканской и Евразийской плит. Накапливающиеся здесь деформации обусловливают землетрясения значительной магнитуды; механизмы в очагах свидетельствуют о почти скользящем движении плит вдоль этого участка разлома (Udias et al., 1976). На участке восточнее 11° в. д. движение плит вдоль Азоро-Гибралтарского разлома, кроме сдвиговой, имеет еще и поддвиговую компоненту.

Вдоль северной границы Африканской плиты происходит ее сближение с Евразийской, линейная скорость которой возрастает с запада на восток (см. рис. 4). Район Гибралтара является западной границей широкого Альпийско-Гималайского планетарного пояса сжатия литосферы, отражающего конвергентное движение Африканской, Аравийской и Индийской плит по отношению к Евразийской. Весь Альпийско-Гималайский пояс представ-

ляет собой сложную систему сдавленных микроплит с неустойчивой кинематикой движения каждой из них. Как отмечалось, данные по движению на границах микроплит в пределах самого Альпийско-Гималайского пояса не были использованы для построения глобальной модели. Но геофизическая информация на дивергентных границах плит ЕАЗ, АФР, АРБ и ИНД позволила установить линейную скорость сдавливания краев плит по периферии Альпийско-Гималайского пояса. Эта скорость возрастает с запада на восток от района Гибралтара до Гималаев, где она достигает 5—6 см/год (см. рис. 4). Такое изменение скорости сжатия объясняет и общее увеличение в этом направлении высоты гор и постепенное нарастание изостатических аномалий.

Вдоль северных границ Аравийской плиты литосфера разбита сложными системами разломов. Движения вдоль северо-западной пограничной системы разломов имеют преимущественно левостороннюю компоненту, т. е. в целом это левосторонний трансформный разлом, преобразующий движение, связанное с раскрытием Красного моря, в северо-восточное сжатие литосферы у южной границы Альпийского горного пояса. Общая граница Африканской и Аравийской плит существенно видоизменяется по мере приближения к Евразийской плите; деформация их северных окраин по мере сжатия приводит к ветвлению разломов. Так, в частности, Синайский полуостров, видимо, представляет собой кусок Африканской плиты, отколовшийся при вхождении ее в зону столкновения краев континентальной литосферы (Ben Menahem et al., 1976). Вся область, расположенная между разломами, развивающимися на востоке Средиземноморья, и зоной Загрос, смещается к северу с большей линейной скоростью, чем северо-восточный участок Африканской плиты и Иранский блок (Neev, 1976). Сдавливание литосферы близ северной границы Арабской плиты и деформацию границ блоков Альпийско-Гималайского пояса в районе Турции и Ирана, которые следуют из такого движения, подтверждают сейсмологические данные (Tchalenko, Berberian, 1975).

Анализ карты сейсмичности северной окраины Индийской плиты (32—36° с. ш., 71—76° в. д.), в частности недавних разрушительных землетрясений на севере Индии и Пакистана, подтверждает движение Индийской плиты с левосторонним и небольшим поддвигом (приводящим, как будет показано ниже, к образованию Сулеймановых гор) вдоль зоны разломов, простирающейся на северо-северо-восток.

Анализ механизмов в очагах семи землетрясений, зафиксированных в Кашмире, Непале и Тибете, также указывает на пододвигание северного края Индийской плиты на северо-северо-восток под Гималаи, тогда как механизмы движений под Трансгималаями свидетельствуют об их надвигании на юго-запад, т. е. на северный опущенный край Гималайского блока (Rastogi, 1974). Все эти данные хорошо согласуются с положением полюса плит ЕАЗ—ИНД и их относительным движением, вычисленным по глобальной модели мгновенной кинематики двенадцати главных плит. Сближение материковых краев Евразийской и Индийской плит (Евразийская плита пододвигается под Памир, Индийская — к северо-востоку, под Гималаи) образует широкую область напряжений к северу и востоку от Гималаев. Эти напряжения, в свою очередь, стимулируют возобновление активности по разломам более древних складчатых поясов. При такой активизации преобладающими движениями на границах блоков литосферы будут поддвиговые, надвиговые и сдвиговые, но возможен и раздвиг. Например, образование Байкальского рифта, а также грабена Шанси, видимо, связано с возникновением зияний между отклонившимися частями плит при столкновении континентальных краев плит ЕАЗ—ИНД (Molnar, Tapponnier, 1975).

Новые геофизические данные, полученные на границе Африканской и Антарктической плит в районе тройного соединения у о-ва Буве и особенно в районе островов Принца Эдуарда, позволили уточнить положение полюсов вращения Антарктической плиты относительно Южно-Американской и Африканской плит. Предсказанное раскрытие рифтовых трещин в районе от 0 до 30° з. д. на границе Южно-Американской и Антарктической плит происходит в широтном направлении и с меньшей скоростью по сравнению с полученной ранее в модели Минстера и др. (Minster et al., 1974).

Смещение полюса относительного вращения Южно-Американской и Северо-Американской плит на 12° к северу (по сравнению с моделью Минстера и его коллег) привело к уменьшению относительных скоростей на границе этих плит в Атлантике примерно в три раза (от 0,6 до 0,2 см/год). В то время как модель Минстера и др. дает только скользящее движение вдоль этой границы, наша модель показывает, кроме сдвига, наличие небольшой раздвиговой составляющей движения в восточной части границы, близ Срединно-Атлантического хребта, и компоненты сжатия на западе, близ Антильских островов. Последнее подтверждается гравиметрическими наблюдениями, а именно сопряженными отрицательными и положительными изостатическими аномалиями в районе разлома Барракуда.

Литосфера в пределах Карибского региона находится в состоянии всестороннего сжатия. Действительно, с запада под нее пододвигается плита Кокос, что находит четкое отражение в геоморфологии (Центрально-Американский желоб) и наличии сейсмофокальной зоны. Южная граница Карибской плиты не представляет четкой линии, пограничная область между Карибской и Южно-Американской плитами разбита на несколько блоков, которые испытывают вращение, вызванное относительным движением этих крупных плит (Silver et al., 1975).

Разломы, разбивающие южный край Карибской плиты, образуют широкую зону деформаций от хребта Кюрасао и его западного продолжения в Южно-Карибской впадине до фронтальных разломов, которые разбивают литосферу и в пределах Венесуэлы. Общую картину деформаций на этой южной границе Карибской плиты можно представить как правосторонний сдвиг с небольшой составляющей сжатия. Оценки показывают, что компонента движения под действием сжимающей силы в направлении с севера на юг относится к движению с востока на запад как 1 : 3 (Jordan, 1975). В силу сложной деформации отдельных блоков на южной границе Карибской плиты единственная измеренная величина скорости смещения вдоль одного из разломов на севере Венесуэлы составляет 1 см/год (Schubert, Henneberg, 1975) и не характеризует относительное движение больших плит. Ее нельзя использовать для расчета угловой скорости вращения Карибской и Южно-Американской плит, как это допускалось некоторыми исследователями (Solomon, Sleep, 1974).

Близ границы плит Карибской и Наска выделяется блок, ограниченный с юга валом Карнеги, а с запада и востока — Панамской зоной разломов и западной окраиной Южно-Американской плиты соответственно (Hey, 1975; Jordan, 1975). В районе Панамского перешейка полоса мелкофокусной сейсмической активности протягивается между 7 и 8° с. ш. (Molnar, Sykes, 1969). Можно считать, что именно здесь проходит граница плит Наска и Карибской. Положение полюса их вращения: 47° с. ш., 96° з. д., движение блока происходит на восток-северо-восток, т. е. вдоль южной континентальной окраины Панамского перешейка. Здесь действительно протягивается молодой разлом с таким же простиранием, вдоль которого, вероятно, и происходит скольжение (Jordan, 1975). Единственный вектор смещения в очаге землетрясений, определенный в этой области, имеет азимут 44°

(Molnar, Sykes, 1969), т. е. несколько отличается от того, который дает указанный выше полюс НАС—КАР. Но этот единственный результат определения положения нодальных плоскостей в очаге может оказаться не представительным, и необходимы по крайней мере данные еще о нескольких механизмах в очагах землетрясений на границе плит Карибской и Наска, чтобы серьезно обсуждать такое разногласие.

Анализируя особенности границы плит Наска и Карибской, отметим разломы на северной континентальной окраине Панамского перешейка, где так же, как и на южной, наблюдается мелкофокусная сейсмичность; по мнению некоторых исследователей, именно здесь проходит граница этих плит (Bowin, 1975). Высказываются и другие предположения, в частности, что развитие такой деформации может быть связано с неустойчивостью тройного соединения плит НАС—КАР—КОК (Jordan, 1975). В случае справедливости такого предположения разлом, который формируется к западу от Панамского, что подтверждается сейсмичностью юго-западнее Панамы (Molnar, Sykes, 1969), позволяет предполагать, что здесь активный разлом «перескакивает» от Панамского к западу на расстояние около 200 км. Такой предполагаемый «скачок» активной разломной зоны, естественно, приводит к изменению местоположения границы плит НАС—КАР (Jordan, 1975).

Северо-западная область Карибской плиты ограничена с юго-запада Центрально-Американским желобом, а с севера — системой Мотагуа. Изучение геоморфологии района по космическим снимкам, полученным со спутника «Скайлаб», показало, что вся эта клинообразная область расчленена разломами, образованными под воздействием общего растяжения, действующего в направлении с востока на запад. Отдельные блоки испытывают незначительное вращение против часовой стрелки, вызванное тем, что Восточный Гондурас имеет северную компоненту смещения. Определяющим движение является разлом Куилко—Чихоу—Полохик. Он активен, в настоящее время по нему происходит левостороннее скольжение. Этот разлом можно рассматривать как северо-западный участок границы Карибской и Северо-Американской плит. Разлом Мотагуа, проходящий южнее и почти параллельно первому, имеет меньшую компоненту смещения, а западная часть его вовсе не активна. Оба разлома в восточной части по мере удаления от берега переходят непрерывно по простиранию во впадину Кайман (Muchlberger, Ritchie, 1975).

Далее, к востоку граница Северо-Американской и Карибской плит проходит вдоль желобов Кайман и Пуэрториканского. На основании главной компоненты движения эта граница представляет собой левосторонний трансформный разлом типа «вогнутая дуга—вогнутая дуга». Анализ нарушений изостазии позволил нам уверенно выделять здесь также и компоненту сжатия. Геофизическими исследованиями в центральной части впадины Кайман был обнаружен подводный хребет субмеридионального простирания, обладающий признаками активного центра раздвижения океанской коры: сейсмичностью, повышенным тепловым потоком и др. На основании эмпирической зависимости глубины дна от возраста океанской коры была даже оценена скорость раздвижения Карибской и Северо-Американской плит в этом районе, которая получилась равной 2,2 см/год (Jordan, 1975). Однако сделанный вывод о раздвижении дна, на наш взгляд, не заслуживает доверия, так как такие вторичные рифтовые зоны могут возникать в условиях сжатия на участках, где меняется направление поддвига. Восточнее Срединно-Кайманского хребта установлены разломные зоны Ориента и Пуэрториканская с левосторонним скользящим движением по простиранию в первой зоне и с преобладанием левостороннего скольжения и небольшой поддвиговой компонентой — во второй. На северо-востоке Карибской плиты возможно существование небольшой плиты Эспаньона.

Восточная граница Карибской плиты, очерченная обращенным к Атлантике подножьем Малых Антильских островов, представляет собой типичный развивающийся комплекс островной дуги. Средний угол погружения края Атлантической плиты под Малые Антиллы близок к 40°, в связи с этим точность определения направления векторов скольжения низка из-за неоднозначности положения плоскости разлома. На основании данных о простирании желоба Пуэрто-Рико и трех отрезков желоба Кайман найдено положение полюса САМ—КАР в точке 28° ю. ш., 69° з. д. Принимая скорость левостороннего скольжения в голоцене вдоль северной границы Карибской плиты равной 0,75 см/год, получают угловую скорость вращения плит $1 \cdot 10^{-7}$ град/год. Однако принятая для оценки линейная скорость не очень точна, и полученная величина угловой скорости может характеризовать лишь нижний предел. Другие оценки этой скорости, например по смещению мезозойских эвапоритов бассейна Чейпис в Центральной Америке из построения треугольника относительных скоростей в тройном соединении плит КАР, КОК, САМ в предположении пододвигания в Центрально-Американском желобе со скоростью 10 см/год (Molnar, Sykes, 1969), не очень надежны. Они дают величину средней скорости относительного смещения Северо-Американской и Карибской плит в районе желоба Кайман 2,2 см/год с ошибкой не менее $\pm$ 1 см/год. На основании этого значения линейной скорости и пятнадцати направлений векторов скольжения на северной и восточной границах Карибской плиты с Северо-Американской, а также пяти направлений относительного движения с плитой Кокос (Jordan, 1975) нами были вычислены полюса вращения Карибской плиты относительно соседних (см. таблицу). Ошибки в положении полюсов и в величинах соответствующих угловых векторов вращения отражают значительные неопределенности в направлениях и значениях скоростей относительных движений, наблюдаемых на границах Карибской плиты. Последние обусловлены как малыми скоростями относительных движений на границах с Южно- и Северо-Американскими плитами, так и сложным характером этих границ.

Как видно из таблицы, положение полюса вращения плит КОК и САМ относительно Карибской (КАР) определено с наименьшей достоверностью — эллипсы доверительной вероятности имеют самые большие размеры. Проведение новых геолого-геофизических работ по экспериментальному определению скоростей движения Карибской плиты относительно соседних будет иметь важное значение для повышения точности определения полюсов вращения. Действительно, единственная величина линейной скорости на северной границе Карибской плиты имеет сравнительно высокую представительность (0,57) [1] даже при большой (около 50%) относительной погрешности.

Положение полюса относительного вращения плит НАС и КОК на 80% определяется данными, полученными на их общей границе; суммарная представительность восьми определений скорости и трех азимутов близка к 2,4. Однако ошибки в определении скоростей на этой границе, особенно в районе тройного соединения плит, велики. Поэтому необходимы дальнейшие геофизические исследования в районе Галапагосского центра разрастания.

Филиппинская плита — одна из небольших плит, которая не была ранее включена в глобальную кинематическую модель из-за недостатка в то время данных о движении на ее границах. Оценка параметров вращения Филиппинской плиты относительно Евразийской дает координаты полюса:

[1] Движение Карибской плиты целиком определяется данными на ее границах, и суммарная представительность этих данных равна трем, т. е. числу искомых координат вектора вращения этой плиты (широта и долгота полюса, а также угловая скорость вращения).

56° с. ш., 144° з. д., и величину угловой скорости $9 \cdot 10^{-7}$ град/год, а для вращения Тихоокеанской плиты относительно Филиппинской — 26° ю. ш., 143° в. д. и $7 \cdot 10^{-7}$ град/год (Fitch, 1972). Геофизические данные позволяют считать, что сейчас происходит перестройка границ Филиппинской плиты. Распределение сильных землетрясений и морфология дна дают основание предполагать, что близ восточной окраины о-ва Лусон развивается новая зона поддвига, в то время как процесс пододвигания в районе Манильского желоба заканчивается.

Почти все данные, характеризующие относительное движение больших по площади плит ТИХ и САМ, сосредоточены в районе Калифорнийского залива. Заметим, что единственное значение скорости (измеренное в районе 23° с. ш. и 108,5° з. д.) имеет представительность более 0,6. Остальная информация — три азимута, полученные по фокальным механизмам на крайнем северо-западе Канады, имеет небольшую представительность, около 0,3. Суммарная представительность всех данных, измеренных в этих двух районах на границе плит ТИХ и САМ, составляет 1,6. Таким образом, около половины информации о положении полюса и угловой скорости вращения плит ТИХ и САМ поступает от измерений на других границах плит.

Относительное движение плит ЮАМ и АНТ целиком определяется данными, полученными на других границах, а именно АФР—ЮАМ, АФР—АНТ и т. д. Единственный азимут смещения, использованный ранее в модели Минстера и др., по-видимому, характеризует границу ЮАМ и малой плиты Скотта, поэтому нами он не был использован. Вычисленный в модели (см. таблицу) вектор вращения плит ЮАМ—АНТ предсказывает почти широтное относительное движение на участке границы от Южно-Сандвичевой дуги до тройного соединения в районе о-ва Буве. Направление, полученное теоретически, согласуется с общим простиранием здесь трансформных разломов. Дальнейшие исследования морфологии дна, аномального магнитного поля и фокальных механизмов в этом районе Южной Атлантики могут внести определенные коррективы.

Необходимы также специальные геолого-геофизические исследования в районе Азоро-Гибралтарского участка границы плит АФР и ЕАЗ. Этот участок — единственный, где имеется непосредственный контакт между плитами, ибо восточнее Гибралтара относительное движение распределяется по широкому Альпийскому поясу, состоящему из многих микроплит, в состав которых входят даже микроплиты северного края Африканского континента — Атласские горы. Заметим, что семь азимутов, полученных из решений фокальных механизмов в очагах землетрясений Азоро-Гибралтарской зоны, несмотря на ошибки, достигающие 25°, характеризуются суммарной представительностью 1,85; из них два азимута, определенные в районе тройного соединения, имеют вместе представительность 0,9.

Как можно видеть из обзора исходной экспериментальной информации, почти все величины линейных скоростей получены на основании геоисторического анализа аномального магнитного поля близ дивергентных границ. Поэтому любые новые методы, позволяющие с достаточной точностью оценивать линейные скорости на конвергентных границах, могли бы иметь существенное значение для уточнения глобальной модели. Дальнейшей задачей детализации модели явилось бы включение в нее мелких плит (таких, как Хуан-де-Фука, Горда) и, что практически особенно важно в связи с проблемой сейсмического прогноза, включение микроплит, входящих в планетарные пояса сжатия литосферы. Заметим, что включение в глобальную модель Карибской и Филиппинской плит (входящих в Циркумтихоокеанский пояс) и есть, по сути, начало исследований в этом направлении.

В последние годы появилась возможность исследования взаимного движения литосферных плит по высокоточным астрономическим измерениям

положений астрономических и геофизических обсерваторий. Так, Фессел (Fessel, 1974) оценил перемещения Евразии и Северной Америки на основании прецезионных измерений времени и широт на 45-ти обсерваториях за период с 1962 по 1972 г. Для повышения точности измерений из обработки исключались все обсерватории, расположенные в сейсмоактивных районах и, кроме того, использовались только наблюдения, выполненные в пределах примерно одинаковых широт. Полученные Фесселом координаты полюса вращения Северо-Американской плиты относительно Евразии в целом согласуются с геофизическими определениями. Однако скорость расхождения континентов по этим данным оказалась примерно равной $(15 \pm 7) \cdot 10^{-7}$ град/год, т. е. почти на порядок больше средней скорости, определяемой по геофизическим данным за интервал времени порядка нескольких миллионов лет. Фессел объясняет расхождение тем, что за короткий промежуток времени астрономических измерений могла сказаться неравномерность процесса движения плит.

В работе Провербио и Квесады (Proverbio, Quesada, 1974) на основании обработки аналогичной информации, но за больший интервал времени скорость раздвижения Северной Америки и Евразии определяется примерно равной 10 см/год, т. е. опять-таки почти на порядок выше, чем это следует из геофизических данных. Кроме того, Провербио и Квесада делают интересный вывод о сближении Японии с Евразией со скоростью около 1 см/год.

Полученные измерения движения плит по астрономическим данным весьма обнадеживающие, хотя при этом следует подчеркнуть, что эти методы еще требуют дополнительного совершенствования и повышения точности. В этом отношении более определенными являются результаты прямых геодезических измерений. Наглядным примером могут служить определения скорости смещений блоков коры по разные стороны разлома Сан-Андреас в Калифорнии. Оказалось, что скорость смещения одного края разлома по отношению к другому составляет 2 см/год. Примерно с такой же скоростью происходят смещения и по другим разломам этой зоны. Таким образом, суммарная скорость смещения Американской плиты относительно Тихоокеанской, установленная путем прямых геодезических наблюдений, близка к 4 см/год. Теоретическая скорость смещений тех же плит, вычисленная описанным выше методом, примерно равна 5 см/год.

Геодезические исследования на Гармском геофизическом полигоне на Памире показали, что за последние 20 лет расстояния между реперами по разные стороны Вахшского надвига уменьшились почти на 40 см и продолжают сокращаться со средней скоростью около 2 см/год (Буланже и др., 1977 г.), что соответствует геодинамической обстановке, приведенной на карте (см. рис. 4).

5. ОБРАЗОВАНИЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ПРИРОДА СРЕДИННО-ОКЕАНСКИХ ХРЕБТОВ

Образование литосферных плит можно объяснить охлаждением и полной кристаллизацией базальтовой составляющей вещества астеносферы (Сорохтин, 1973а; Parker, Oldenburg, 1973). В этой модели мощность литосферы H_l определяется по температуре кристаллизации базальтовых расплавов T_s, заполняющих межгранулярные пространства в веществе астеносферы, если известна исходная температура T_a астеносферного вещества. По оценкам, основанным на измерениях температуры базальтовых лав в современных действующих вулканах, температура астеносферы под океанами меняется примерно от 1300° С под участками с тонкой литосферой в рифтовых зонах до 1400—1450° С на глубине 100 км. Увеличивается с глубиной и температура солидуса базальтов T_s. Поэтому при определении мощности

литосферы в первом приближении воспользуемся предположением, что температура астеносферы соответствует температуре ликвидуса базальтов на глубине этого слоя ($T_a \simeq T_l$) и что температуры солидуса и ликвидуса базальтов возрастают с глубиной примерно в равной степени ($T_s/T_l \simeq \text{const}$). В этом случае толщина литосферы находится из решения уравнения теплопроводности для охлаждающегося однородного полупространства, на поверхности которого постоянно поддерживается температура 0° С:

$$T_s = T_l \operatorname{erf} \frac{H_l}{2\sqrt{at}}, \tag{5.1}$$

где a — коэффициент температуропроводности; t — время, прошедшее с момента подъема вещества астеносферы на поверхность Земли (возраст плиты).

По данным Йодера и Тилли (1965), для гавайских базальтов при нормальном давлении $T_s = 1060°$ С и $T_l = 1235°$ С. Следовательно, исходя из (5.1), получим (Сорохтин, 1973а)

$$H_l = [2{,}08]\sqrt{at}. \tag{5.2}$$

Ряд зарубежных авторов (Sclater, Francheteau, 1970; McKenzie, Sclater, 1971; Sclater et al., 1971) предполагают, что региональный рельеф срединно-океанских хребтов в основном определяется температурным сжатием охлаждающихся в процессе раздвижения литосферных плит и в меньшей мере — фазовыми перестройками в веществе литосферы. При этом мощность литосферы под всем океаном, включая и рифтовые зоны Земли, принимается постоянной и примерно равной 75—100 км. Хотя последнее предположение с физической точки зрения обосновано недостаточно полно, его использование в этих работах позволяет получить качественное совпадение теоретических расчетов с эмпирическими данными.

Кристаллизационная модель лучше соответствует механизму образования литосферных плит. В этой модели толщина литосферы определяется глубиной охлаждения и кристаллизации мантийного лерцолита и, следовательно, зависит от времени экспозиции вещества мантии на поверхности Земли. Поэтому мощность литосферы под срединно-океанскими хребтами не является постоянной, а закономерно увеличивается по мере удаления от рифтовых зон. В центре рифтовых долин мощность литосферы минимальна и астеносфера выходит почти на поверхность Земли.

По-видимому, впервые предположение о переменной мощности литосферы было высказано Дьюи и Бэрдом (Dewey, Bird, 1970), которые связывали возрастание глубины океана по мере удаления от рифтовых зон с увеличением мощности литосферы. Однако авторы этой работы не исследовали количественно физические причины такого опускания дна океана.

Кристаллизация силикатов сопровождается возрастанием их плотности, поэтому с увеличением мощности литосферы уровень ее поверхности должен понижаться. Поскольку структуры срединно-океанских хребтов в основном изостатически уравновешены в гравитационном поле Земли и среднее значение аномалий Фая над ними близко к нулю, то для определения характеристик регионального рельефа этих хребтов можно воспользоваться условием равенства гидростатических давлений в астеносфере на любом уровне под литосферной плитой. В этом случае из геометрии процесса образования литосферных плит (рис. 13) следует

$$(H_l - H_0 + \Delta h)\rho_a + H_0\rho_l = H_l\rho_l + \Delta h\rho_w, \tag{5.3}$$

где ρ_w — плотность воды.

Отсюда легко находится средний перепад уровней рельефа срединно-океанского хребта между его гребнем и любой точкой склона:

$$\Delta h = (H_l - H_0)(\rho_l - \rho_a)/(\rho_a - \rho_w), \tag{5.4}$$

где H_0 — мощность литосферной плиты под рифтовой зоной.

Мощность литосферы находится из выражения (5.2) подстановкой в него значения $a = 5 \cdot 10^{-3}$ см²/с. В этом случае

$$H_l - H_0 = 8{,}25\sqrt{t}, \tag{5.5}$$

где H_l — мощность литосферы, выраженная в километрах; t — возраст литосферной плиты в миллионах лет.

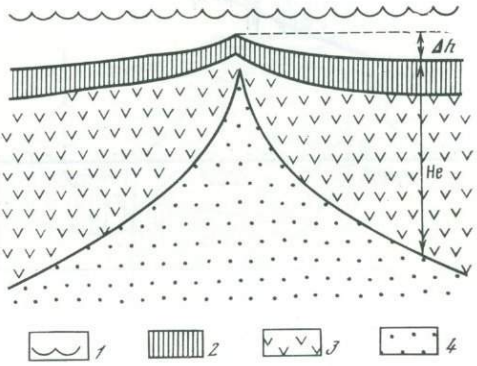


Рис. 13. Модель строения океанских литосферных плит

1 — уровень океана;
2 — океанская кора;
3 — литосфера;
4 — астеносфера

Аналогичное выражение для зависимости $H_l(t)$ было получено Паркером и Олденбургом (Parker, Oldenburg, 1973):

$$H_l = 9{,}4\sqrt{t}. \tag{5.6}$$

Позднее появилась работа Йоши (Yoshii, 1975), в которой зависимость $H_l(t)$ определяется по экспериментальным данным на основании обобщения результатов сейсмологических исследований и магнитотеллурических зондирований. Эмпирическая зависимость Йоши имеет тот же вид, что и теоретическая, и отличается от нее лишь коэффициентом:

$$H_l = 7{,}49\sqrt{t}. \tag{5.7}$$

Из приведенного сравнения видно, что высказанный в 1973 г. на основе теории тектоники литосферных плит теоретический прогноз зависимости толщины литосферных плит от их возраста через два года был полностью подтвержден экспериментально.

При кристаллизации базальта его плотность увеличивается примерно на 8,5%. Учитывая эту величину, среднюю плотность литосферы $\rho_l = 3{,}3 - 3{,}32$ г/см³, ее среднюю температуру $\bar{T} = 730°$ С (≈ 1000 К) и принимая коэффициент объемного расширения пород литосферы равным $\alpha = 3{,}0 \cdot 10^{-5}$ град$^{-1}$ (Forsyth, Press, 1971), найдем для принятого состава лерцолита: $\rho_a = 3{,}21 - 3{,}22$ г/см³ и $\Delta\rho_{la} = \rho_l - \rho_a = 0{,}09 - 0{,}10$ г/см³. Тогда из (5.4) и (5.5) получим

$$\Delta h \simeq 0{,}35\sqrt{t}. \tag{5.8}$$

Учитывая, что $t = X/v_l$, где X — расстояние от гребня хребта в поперечном направлении, формулу (5.8) можно представить в несколько ином виде:

$$\Delta h \simeq 0{,}11\sqrt{X/v_l}, \tag{5.9}$$

причем в этой формуле Δh и X выражены в километрах, а v_l — в см/год.

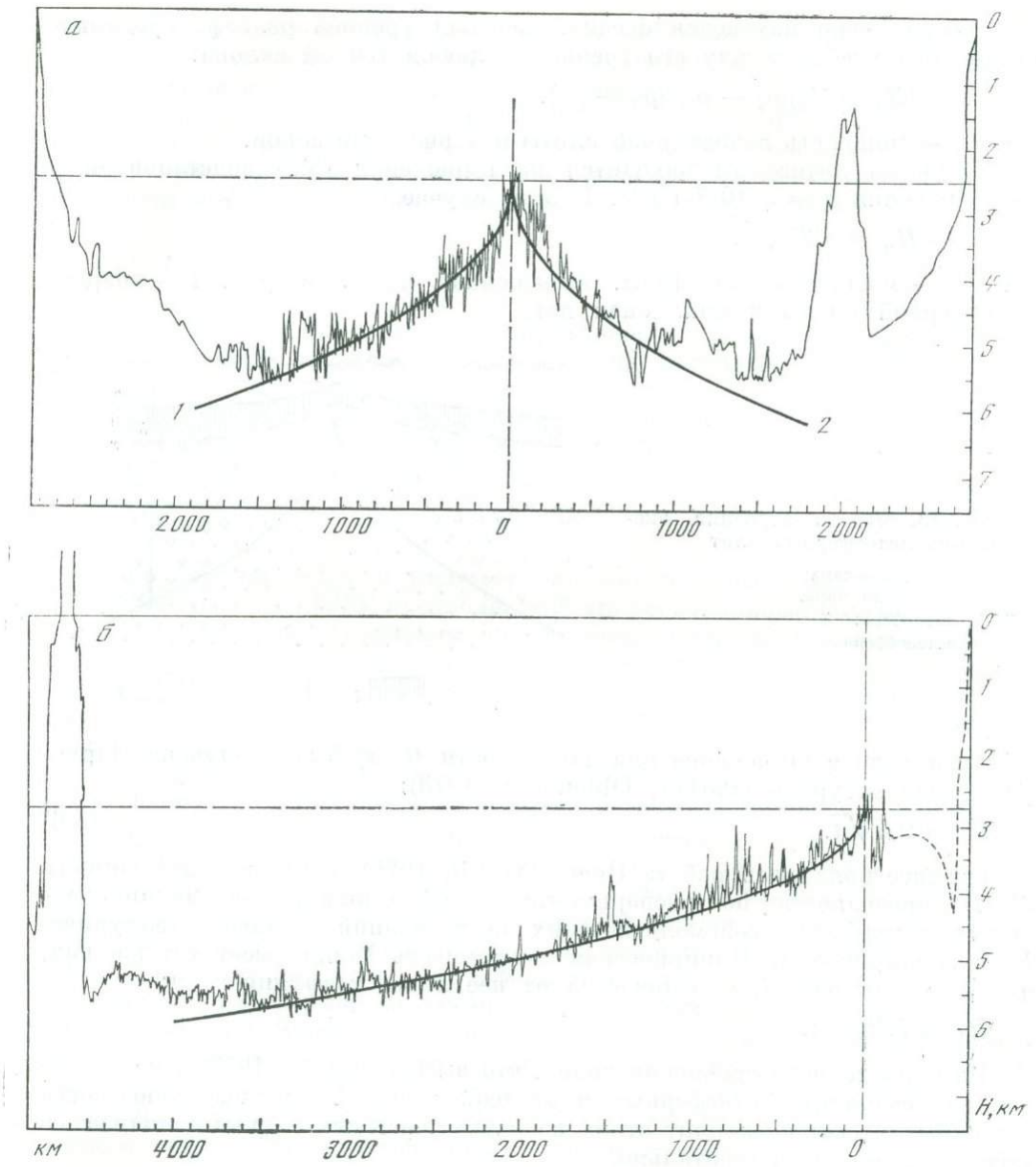


Рис. 14. Аппроксимация глубин океана в окрестности срединно-океанского хребта (Сорохтин, 1973)

а — Срединно-Атлантический хребет (*1* — западный склон, *2* — восточный склон); *б* — Восточно-Тихоокеанское поднятие

Зависимостью (5.8) можно аппроксимировать только рельеф молодых океанских плит, возраст которых меньше времени развития одного тектонического цикла ($t < 10^8$ лет). Для соизмеримых и бóльших времен уже необходимо учитывать влияние астеносферных течений на режим охлаждения и кристаллизации литосферных плит.

На рис. 14, *а*, *б* показано сопоставление теоретических кривых, рассчитанных по формуле (5.9), с профилями дна срединно-океанских хребтов, расположенными в южной части Атлантического океана и в восточном секторе

Тихого океана и приведенными в качестве наиболее характерных на врезках карт Атлантического и Тихого океанов (Рельеф дна..., 1964, Батиметрическая карта..., 1971).

Для Срединно-Атлантического хребта наилучшее совмещение теоретической кривой с рельефом получено при значениях параметра $v_l = 1{,}9$ см/год по западному склону хребта и $v_l = 1{,}6$ см/год — по восточному. Наилучшей аппроксимации рельефа Восточно-Тихоокеанского поднятия соответствует теоретическая кривая, характеризующаяся параметром $v_l = 5{,}0$ см/год. Сопоставление этих данных с возрастом дна океана, определенным по магнитным аномалиям (1,8 см/год на склонах Срединно-Атлантического хребта и 5,2 см/год на Восточно-Тихоокеанском поднятии), показывает хорошее совпадение результатов определения скорости раздвижения дна океана, полученных этими двумя независимыми способами. Близкое совпадение результатов свидетельствует в пользу реальности исходных положений, заложенных в основу обоих способов. Однако геоморфологический способ позволяет определять возраст литосферных плит и в экваториальных районах, для которых магнитный способ мало эффективен или даже вовсе неприемлем (Sclater et al., 1971).

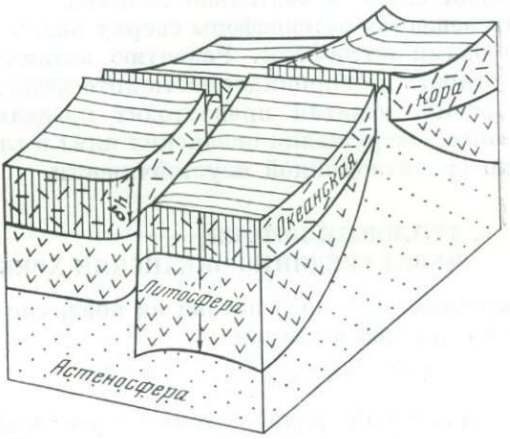


Рис. 15. Блок-диаграмма, иллюстрирующая образование сопряженных форм рельефа хребет — ложбина вдоль трансформных разломов

Рассматриваемая модель формирования океанских литосферных плит хорошо объясняет и рельеф трансформных разломов с характерными для них сопряженными структурами: хребтом вдоль молодого борта разлома и ложбиной вдоль борта относительно более древней литосферы (сопряженные структуры такого типа особенно хорошо видны на разломах северо-восточной части Тихого океана: Мендосино, Пионер, Меррей, Кларион, Клиппертон и многих других). Образование таких структур связано с тем, что после смещения вновь образованных участков литосферных плит за пределы активной части трансформного разлома уровни океанского дна по обе стороны от него оказываются разными: уровень более молодых участков океанской коры с меньшей толщиной литосферы согласно выражению (5.8) всегда будет выше, чем по другую сторону разлома:

$$\delta h = 0{,}35\sqrt{\delta t}, \tag{5.10}$$

где δh — перепад глубин (в км) по разные стороны трансформного разлома в начале его пассивной части; δt — разность возрастов океанского дна по разные стороны разлома (в млн. лет). В таком положении и происходит спаивание обеих частей литосферной плиты.

В стороне от активных частей трансформных разломов разность высот поверхностей рассматриваемых фрагментов плит

$$\delta h' = 0{,}35\ (\sqrt{t + \delta t} - \sqrt{t}) \tag{5.11}$$

со временем постепенно уменьшается. Но на самом разломе перепад высот δh фиксирован происшедшим ранее «спаиванием» разновозрастных фрагментов плит. В результате краевые части этих плит изгибаются так, что борт более молодого участка оказывается приподнятым, образуя хребет, а борт более древнего фрагмента, наоборот, опущенным, и вдоль него образуется продольная ложбина (рис. 15).

Интересно отметить, что при образовании океанских плит по рассмотренной схеме обязательно возникает гравитационная неустойчивость, так как вещество астеносферы сверху оказывается перекрытым более тяжелыми породами литосферы. Развитию возникшей неустойчивости препятствует жесткость и непроницаемость литосферы. Но в зонах поддвига плит, где напряжения сжатия превосходят пределы пластичности пород литосферы, процесс погружения океанских плит в глубины мантии приводит к разрешению гравитационной неустойчивости.

6. ТЕПЛОВЫЕ ПОТОКИ ЧЕРЕЗ СРЕДИННО-ОКЕАНСКИЕ ХРЕБТЫ

Величина теплового потока на поверхности литосферной плиты определяется по простой формуле

$$q = \lambda\ (dT/dH)_{H=0}. \tag{6.1}$$

Вертикальный градиент температуры можно найти, решая уравнение теплопроводности при граничном условии $T = 0°\,\text{C}$ при $H = 0$ (см., например, Магницкий, 1965). В этом случае

$$q = \lambda_l T_a / \sqrt{\pi a_l (t_0 + t)} = \tilde{k}/\sqrt{(t_0 + t)}, \tag{6.2}$$

где t_0 — время формирования протрузии в рифтовой зоне срединно-океанского хребта.

Зависимость (6.2) для принятых выше значений параметров литосферы и астеносферы $\lambda_l = 5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град, $a_l = 5{,}4 \cdot 10^{-3}$ см²/с и $T_a = 1350$ °С показана на рис. 16. Если тепловой поток q выразить в мккал/см²·с, а t — млн. лет, то экспериментальные данные наилучшим образом аппроксимируются зависимостью (6.2) при $k = (12 \div 14) \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с:

$$q \simeq 13/\sqrt{t_0 + t}. \tag{6.3}$$

Как видно из приведенного графика, теоретическая кривая в обоих регионах, скорее, является огибающей максимальных значений теплового потока. Обращает на себя внимание также тот факт, что с удалением от центра рифтовых зон разброс результатов измерений резко уменьшается и на расстояниях, примерно соответствующих возрасту 50 млн. лет, сокращается до минимальных значений.

Разброс данных измерений повсеместно наблюдается в областях повышенных тепловых потоков на дне океанов. Так как дисперсия экспериментальных данных значительно превышает величины возможных ошибок измерения, то обычно считается, что областям высоких тепловых потоков органически присущи и большие локальные вариации этих величин (Герцен, Ли, 1972). Отсюда делается вывод, что для «объективной» характеристики теплового поля этих регионов необходимо использовать только средние значения измеренных потоков. На основании этих же средних величин обычно подсчитываются и тепловые потери Земли.

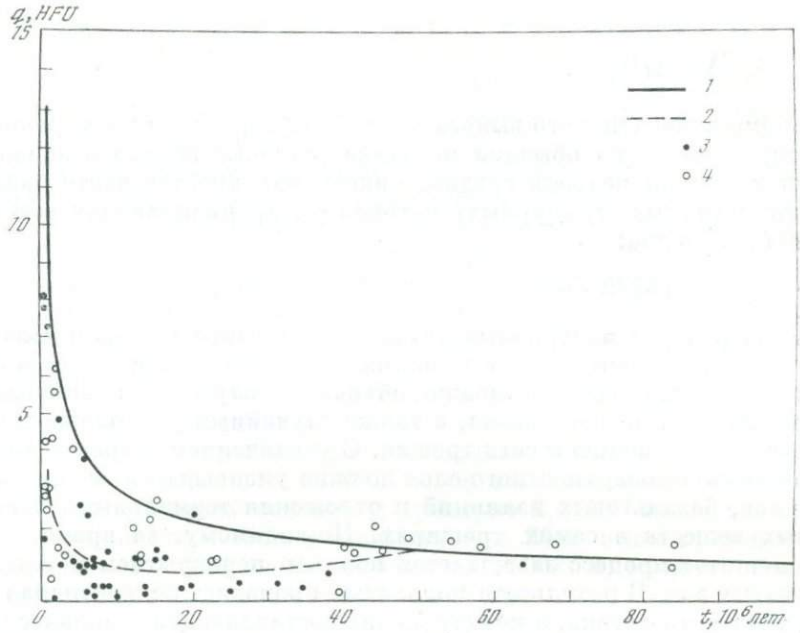


Рис. 16. Зависимость величины теплового потока от возраста литосферной плиты

1 — теоретическое значение суммарного потока; *2* — теоретическое значение кондуктивной составляющей потока; *3* — экспериментальные данные, полученные в окрестности профиля, изображенного на рис. 14, *а*; *4* — то же, на рис. 14, *б* (*3* и *4* — по данным Ли, Кларка (1969))

Согласно рассматриваемой модели образования срединно-океанских хребтов (см. § 5) такая методика интерпретации в корне неверна. Для характеристики истинных потоков тепла через рифтовые зоны необходимо использовать не средние, а максимальные значения измеренных величин (Сорохтин, 1974а). При этом в рамках модели находит естественное объяснение и факт высокого разброса экспериментальных данных в этих регионах.

Действительно, для этих структур характерно преобладание растягивающих напряжений, приводящих не только к разрывам литосферных плит в рифтовых зонах, но и к возникновению трещиноватости на их поверхности. Поверхность молодых участков срединно-океанских хребтов оказывается разбитой системой трещин, создающих густую дренажную сеть, по которой свободно может циркулировать океанская вода и выноситься значительная часть тепла в виде термальных источников. В результате деятельности таких термальных источников в придонных водах могут возникнуть температурные градиенты, превышающие адиабатический градиент, что неизбежно приведет к конвективному перемешиванию воды в этих слоях океана. Ситуация, близкая к описанной, по-видимому, наблюдается в придонных водах Тихого океана над Восточно-Тихоокеанским поднятием (Любимова и др., 1966).

Благодаря свободной циркуляции вод в поверхностном слое повышенной проницаемости общий тепловой поток имеет две составляющие: конвективную и кондуктивную. Появление конвективной составляющей приводит к увеличению эффективного значения коэффициента теплопроводности $\bar{\lambda}_l$, а следовательно, и к уменьшению температурного градиента в веществе слоя. Экспериментально же тепловой поток определяется по измеренному температурному градиенту в осадках и коэффициенту теплопроводности этих же

осадков:

$$q_{exp} = \lambda_s \, (\Delta T/\Delta H)_{\lambda=\lambda_l}. \tag{6.4}$$

При наличии конвективного выноса тепла $\lambda_s < \tilde{\lambda}_l$, поэтому измеренные с помощью термозондов по обычной методике тепловые потоки в заполненных осадками карманах рельефа срединно-океанских хребтов часто оказываются меньше истинных (суммарных) потоков q_Σ, пронизывающих всю поверхность океанского дна:

$$q_{exp} < q_\Sigma = \tilde{\lambda}_l \, (\Delta T/\Delta H)_{\lambda=\lambda_l}. \tag{6.5}$$

Большой разброс измеряемых значений теплового потока и мозаичность планового расположения тепловых аномалий в рифтовых зонах и на склонах срединно-океанских хребтов можно объяснить случайным распределением трещиноватых зон на дне океана, а также случайным расположением точек измерения по отношению к сети трещин. С увеличением возраста литосферы проницаемость ее поверхностного слоя должна уменьшаться за счет накопления осадков, базальтовых излияний и отложения термальными водами минеральных веществ в самих трещинах. По-видимому, за время порядка 50 млн. лет этот процесс завершается полным перекрытием и закупоркой трещиноватых зон. В результате полностью пропадает конвективная составляющая теплового потока, а кондуктивная составляющая становится равной величине истинного потока. По этой же причине на более древних участках океанского дна уменьшается разброс экспериментальных данных, приближаясь по своей величине к ошибкам измерения.

Из формул (6.4) и (6.5) следует, что:

$$q_{exp} = q_\Sigma \lambda_s / \tilde{\lambda}_l. \tag{6.6}$$

В выражении (6.6) коэффициент теплопроводности осадков λ_s можно считать постоянным, а $\tilde{\lambda}_l$ — меняющимся во времени. Если принять, что проницаемость поверхностного слоя изменяется со временем по линейному закону, то эффективный коэффициент теплопроводности в дренированной зоне срединно-океанских хребтов также окажется линейной функцией времени (и расстояния от гребня хребта):

$$\tilde{\lambda}_l = \lambda_s + \frac{\tilde{\lambda}_l(0) - \lambda_s}{t_s}(t_s - t), \tag{6.7}$$

где t_s — период времени, за который происходит полное перекрытие трещин, дренирующих поверхностный слой литосферы ($t_s \sim 5 \cdot 10^7$ лет).

По формулам (6.6) и (6.7) были рассчитаны ожидаемые значения кондуктивной составляющей теплового потока при условии, что суммарный поток q_Σ совпадает с теоретическим, определяемым выражением (6.3), а среднее значение кондуктивной составляющей в центре рифтовых зон равно $\overline{q}_{exp}(0) \simeq \simeq 5 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с. Кроме того, было принято $t_s = 5 \cdot 10^7$ лет. Результаты расчета показаны на рис. 18. Как видно, расчетная кривая неплохо аппроксимирует средние эмпирические значения. Более того, на ней четко проявляется тонкая, но характерная особенность теплового поля срединно-океанских хребтов: на флангах хребтов обычно отмечаются пологие депрессии теплового поля (Любимова, 1968). Точно такой же широкий и неглубокий минимум виден на теоретической кривой кондуктивной составляющей.

Учитывая приведенные данные, можно заключить, что происхождение минимумов теплового потока на склонах срединно-океанских хребтов связано с расщеплением общего потока на две составляющие: конвективную и кондуктивную, из которых удается измерить только последнюю. Таким об-

разом, эти минимумы являются фиктивными и не характеризуют величину полного потока. Полные тепловые потоки через срединно-океанские хребты можно определить путем теоретических расчетов или по максимальным значениям измеренных потоков в тех точках, где конвективная составляющая оказалась не очень существенной.

С изменением скорости раздвижения литосферных плит меняются и теплопотери Земли. Основная доля нестационарных тепловых потоков приурочена к рифтовым зонам и центральным частям срединно-океанских хребтов, поэтому любые изменения скорости раздвижения литосферных плит приводят к соответствующим изменениям и величин суммарных тепловых потоков, пронизывающих эти зоны. В этом проявляется отмеченная Ушаковым и Федынским (1973) важная роль процесса рифтогенеза в общем механизме регулирования теплопотерь Земли.

Приведенные соображения дают возможность пересмотреть оценки тепловых потерь Земли. По-видимому, только за счет конвективного выноса тепла в срединно-океанских хребтах, протянувшихся по поверхности нашей планеты в общей сложности почти на 60 тыс. км, дополнительная и не учитывавшаяся ранее потеря тепла составляет примерно $2{,}4 \cdot 10^{12}$ кал/с. Следовательно, общая теплопотеря Земли примерно на 30% выше принимавшегося ранее значения $7{,}7 \cdot 10^{12}$ кал/с (Любимова, 1968) и должна оцениваться в 10^{13} кал/с $= 4{,}2 \cdot 10^{20}$ эрг/с (Сорохтин, 1974а).

7. КАРТА МОЩНОСТИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Как было показано в § 5, молодая океанская литосфера образуется при раздвижении литосферных плит в результате внедрения вещества астеносферы в разломы рифтовых зон и кристаллизации этого вещества за счет его постепенного охлаждения. Мощность новообразованной океанской литосферы определяется глубиной охлаждения и кристаллизации мантийного вещества, т. е. глубиной залегания поверхности солидуса, и, следовательно, зависит от времени экспозиции этого вещества на поверхности Земли. Благодаря такому механизму образования литосферы ее мощность закономерно увеличивается по мере удаления от гребней срединно-океанских хребтов, где она минимальна, в сторону абиссальных котловин с более древними участками океанского дна.

Процесс кристаллизации силикатов сопровождается возрастанием их плотности, поэтому уровень поверхности океанской литосферы при увеличении ее мощности закономерно понижается. Перепад уровня рельефа между гребнем срединно-океанского хребта и средним уровнем дна (не искаженного наложенными структурами вулканических хребтов, островных дуг и других образований) определяется условием гидростатического равновесия (5.4) и находится по формуле (5.6).

Из (5.4) легко найти мощности самой литосферы

$$H_l = H_0 + \Delta h \frac{\rho_a - \rho_w}{\rho_l - \rho_a}, \tag{7.1}$$

где H_0 — мощность литосферы под рифтовой зоной.

Полное время формирования рифтовой долины примерно равно $1 \cdot 10^6$ лет. За это же время с учетом охлаждающего воздействия океанских вод, проникающих по трещинам молодой коры на глубины до 4,5—5 км, мантийное вещество успеет охладиться и раскристаллизоваться на глубину около 7,5 км (Городницкий, Сорохтин, 1977), поэтому можно принять $H_0 = 7{,}5$ км.

Учитывая, что в принятой здесь модели строения литосферы и астеносферы (см. § 4) $\rho_l - \rho_a = 0{,}09 \div 0{,}10$ г/см^3 и $\rho_a - \rho_w = 2{,}21 \div 2{,}22$ г/см^3,

найдем

$$H_l \simeq 7{,}5 + 19\Delta h, \tag{7.2}$$

где H_l и Δh выражены в километрах.

Мощность литосферных плит можно определить и по их возрасту, например по формуле (5.5), но можно воспользоваться и независимыми данными и эмпирической формулой Йоши (5.7). Однако выражение (5.7) не учитывает конечного значения мощности в рифтовых зонах. Если принять $H_0 = 7{,}5$ км, то толщину литосферы в любой точке океанского дна можно определить по другой, но близкой к (5.7) простой зависимости (Городницкий, Сорохтин, 1977):

$$H_l = 7{,}5 + 6{,}6\sqrt{t}, \tag{7.3}$$

где, по-прежнему, H_l выражено в километрах, а t — в миллионах лет.

Зависимости (7.2) и (7.3) позволяют по осредненному рельефу океанского дна или по времени его образования определять толщину литосферных плит практически во всех местах, которые не осложнены наложенными структурами типа вулканических хребтов, островных архипелагов и дуг или возвышенностей и т. п. Обобщая затем такие определения по всей акватории Мирового океана, можно построить и карту мощности океанских литосферных плит.

Для построения такой карты с сечением через 10 км (рис. 17, вклейка) использовались данные о возрасте океанского дна, приведенные Лисицыным (1974б), и карта идентифицированных магнитных аномалий дна (Pitman et al., 1974). Рельеф дна снимался с батиметрических карт Тихого, Атлантического и Индийского океанов, а также с отдельных эхолотных профилей, полученных в различных экспедициях Института океанологии АН СССР.

Карта наглядно показывает, что мощность океанской литосферы закономерно увеличивается в направлении от осевых частей срединно-океанских хребтов, где она близка к 10 км, к глубоководным котловинам, под которыми ее мощность возрастает до 70—80 км. Наибольшая мощность океанской литосферы (до 84 км) отмечается в наиболее древних (мезозойского возраста) районах океанского дна в Северо-Западной котловине Тихого океана, в Беринговом море, а также под абиссальными котловинами Атлантического океана, протянувшимися вдоль его побережий по обе стороны от срединного хребта.

Карта мощности океанской литосферы может быть полезной при интерпретации региональных аномалий геофизических полей над акваториями Мирового океана, а также при объяснении химизма базальтового вулканизма на дне и океанских островах.

Интересно отметить, что кельвиновское решение уравнения теплопроводности (5.1) и полуэмпирическую формулу (7.3) можно использовать и для приближенной оценки мощности континентальной литосферы. Действительно характерное время существования континентальных платформ достигает нескольких миллиардов лет, поэтому, судя по (7.3), под платформами с возрастом $1 \cdot 10^9$ лет толщина литосферы должна достигать 220 км, а под наиболее древними щитами с $t \simeq (2 \div 3{,}5) \cdot 10^9$ лет мощность литосферы увеличивается до 300—400 км (по теоретической формуле (5.5) соответствующие оценки возрастают до 260, 370 и 490 км). Учет тепловыделения радиоактивных элементов несколько уменьшает эти цифры, однако соответствующие поправки оказываются не очень большими, поскольку основная часть этих элементов сосредоточена в верхних частях континентальной коры, и поэтому радиогенный разогрев коры слабо влияет на величину теплового потока из глубин мантии. Полученные теоретические оценки близки к наблюдаемым (см. § 2).

Оценка максимального разброса результатов определения мощности океанской литосферы по сейсмологическим данным и данным магнитотеллурического зондирования показывает, что максимальное отклонение от средних значений мощности литосферы составляет: для возраста 10 млн. лет — около 5 км, для возраста 30—70 млн. лет — около 10 км. Таким образом, максимальное отклонение экспериментальных данных от средних расчетных значений H_l, по-видимому, не превышает 15 % от измеряемой величины.

8. СТРОЕНИЕ ЗОН ПОДДВИГА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

Под влиянием конвективных мантийных течений литосферная оболочка разламывается на отдельные плиты, перемещающиеся по поверхности астеносферы в соответствии с направлениями астеносферных течений. В местах расхождения литосферных плит, главным образом над восходящими мантийными течениями, возникают рифтовые зоны и срединно-океанские хребты; в местах сближения и сжатия литосферных плит, расположенных преимущественно над нисходящими мантийными течениями, одна из литосферных плит пододвигается под другую, ломается и погружается в глубины мантии вдоль зоны Заварицкого — Беньофа (Isacks et al., 1968; Dewey, Bird, 1970 a, b; Сорохтин, 1974). На поверхности Земли в зонах поддвига возникают островные дуги и активные окраины континентов. Связанные с ними аномалии гравитационных и магнитных полей описаны в ряде специальных работ (Вейцман, 1965; Кропоткин, 1967; Ушаков, 1968, 1974).

Отдельные литосферные плиты перемещаются по земной поверхности в виде жестких тел, испытывающих деформацию только в узких зонах сжатия по краям плит (Wilson, 1965; Le Pichon, 1968; Isacks et al., 1968). Этот очень важный вывод ограничивает выбор реологических моделей литосферных плит и не позволяет, например, считать литосферу вязкой жидкостью. Отмеченной кинематике движения литосферных плит ближе всего соответствуют модели упругопластичного и жесткопластичного тел. Выбор той или иной из этих моделей может зависеть от природы рассматриваемых тектонических процессов. Однако необходимо учитывать, что литосферные плиты характеризуются конечным пределом текучести τ_s, и пока механические напряжения не превзошли этого предела, плиты остаются упругими или (в первом приближении) жесткими телами.

Плотность океанских литосферных плит соизмерима с плотностью мантии и заметно превышает плотность континентальной литосферы. Поэтому пододвигаемыми всегда оказываются только океанские плиты (поддвигу и опусканию в мантию континентальных плит препятствуют их большая толщина и возникающие при этом архимедовы силы). Типичным примером океанской литосферы может служить Западно-Тихоокеанская плита, образующаяся в рифтовой зоне на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия и погружающаяся в мантию под островными дугами на западе Тихого океана.

Литосфера в масштабах Земли представляет собой тонкую сферическую оболочку. Поэтому при исследовании ее деформаций и напряженного состояния в зоне поддвига кривизной этой оболочки можно пренебречь и рассматривать плоскую и двумерную модель литосферы. С другой стороны, в локальной области развития деформаций, приводящих к излому литосферы в зоне поддвига, пододвигаемую плиту уже нельзя считать тонкой оболочкой, способной изгибаться под малыми радиусами кривизны без заметных сдвиговых или разрывных деформаций. В этой области необходим учет толщины литосферы.

Процесс поддвига литосферных плит напоминает процесс торошения речного льда во время ледохода при его сжатии в местах заторов. Как и в слу-

чае со льдом, надвигаемая литосферная плита оказывает сильное давление на пододвигаемую плиту. Под влиянием избыточного давления, создаваемого горизонтальным напряжением сжатия σ_n и весом надвинутой части верхней плиты, нижняя плита должна ломаться (при $\sigma_n \geqslant \tau_s$). При этом основное отличие сравниваемых процессов состоит лишь в том, что лед легче воды, а литосферные плиты (при одинаковых давлениях) всегда несколько тяжелее вещества астеносферы.

Важно подчеркнуть, что в упруго-пластичном материале, каковым является вещество литосферы, при достижении предела текучести начинают развиваться сдвиговые пластические деформации. Критические напряжения в пододвигаемой плите создаются давлением надвигаемой плиты. Поэтому на уровне возникновения критического напряжения $\sigma_{кр} = \tau_s$ в теле пододвигаемой плиты разовьются снимающие его сдвиговые деформации. Благодаря встречному движению этих плит под один и тот же уровень критического напряжения последовательно будут попадать все новые и новые участки пододвигаемой плиты, а следовательно, эта плита постепенно будет продвигаться сквозь относительно узкую зону развития сдвиговых пластических деформаций. В результате этого на уровне критического напряжения профиль пододвигаемой плиты должен круто ломаться, а направление ее движения — резко меняться.

Обращает на себя внимание совпадение положения участка максимальной сейсмической активности с внешним ребром излома пододвигаемой плиты (см. рис. 18). Такое совпадение можно объяснить тем, что именно в этом месте пододвигаемая плита пересекает уровень предельных напряжений. Кроме того, здесь надвигаемая плита, как мощный резец, с максимальной силой давит на пододвигаемую плиту, деформируя ее и заставляя опускаться в мантию подобно гигантской стружке.

Резкий излом пододвигаемых литосферных плит наблюдается практически под всеми островными дугами. Его положение в разрезе отмечается пересечением сейсмофокальной поверхности (зоны Заварицкого — Беньофа) с подошвой земной коры, а положение внешнего ребра излома плиты четко фиксируется областью максимальной сейсмической активности. В плане положение этого ребра прослеживается по максимуму гравитационных аномалий Фая.

Из геометрических соображений следует, что зона развития сдвиговых деформаций, приводящих к резкому излому пододвигаемой плиты, будет наклонена в сторону, противоположную зоне Заварицкого — Беньофа, и, очевидно, должна отмечаться некоторой сейсмической активностью. Такая сейсмическая активность обнаружена в зонах поддвига Тихоокеанской плиты под островные дуги Японии и Курильских островов (Sychev, Tarakanov, 1976). Более подробно сопряженная фокальная зона рассматривается в § 9, где проводится анализ динамики взаимодействия двух плит в зоне поддвига.

Упругопластичными свойствами вещества литосферы объясняется также асимметричное строение зон поддвига плит. Действительно, такие зоны возникают только в тех районах, где доминируют напряжения сжатия, достигающие предела текучести литосферы. Как только последние превысят предел прочности пород, произойдет раскол литосферы по одной из потенциально возможных наклонных поверхностей скольжения. При горизонтальных напряжениях сжатия и изотропном строении литосферы наклон такой поверхности должен быть близок к 45°. Поэтому после возникновения первичного раскола литосферы образовавшиеся фрагменты перестают быть равнозначными, так как на их края, ограниченные наклонным разломом, теперь действуют противоположно направленные вертикальные составляющие сил реакции. Под влиянием напряжений сжатия и сил реакции край плиты, нависающий над поверхностью первичного раскола, начнет подниматься и надви-

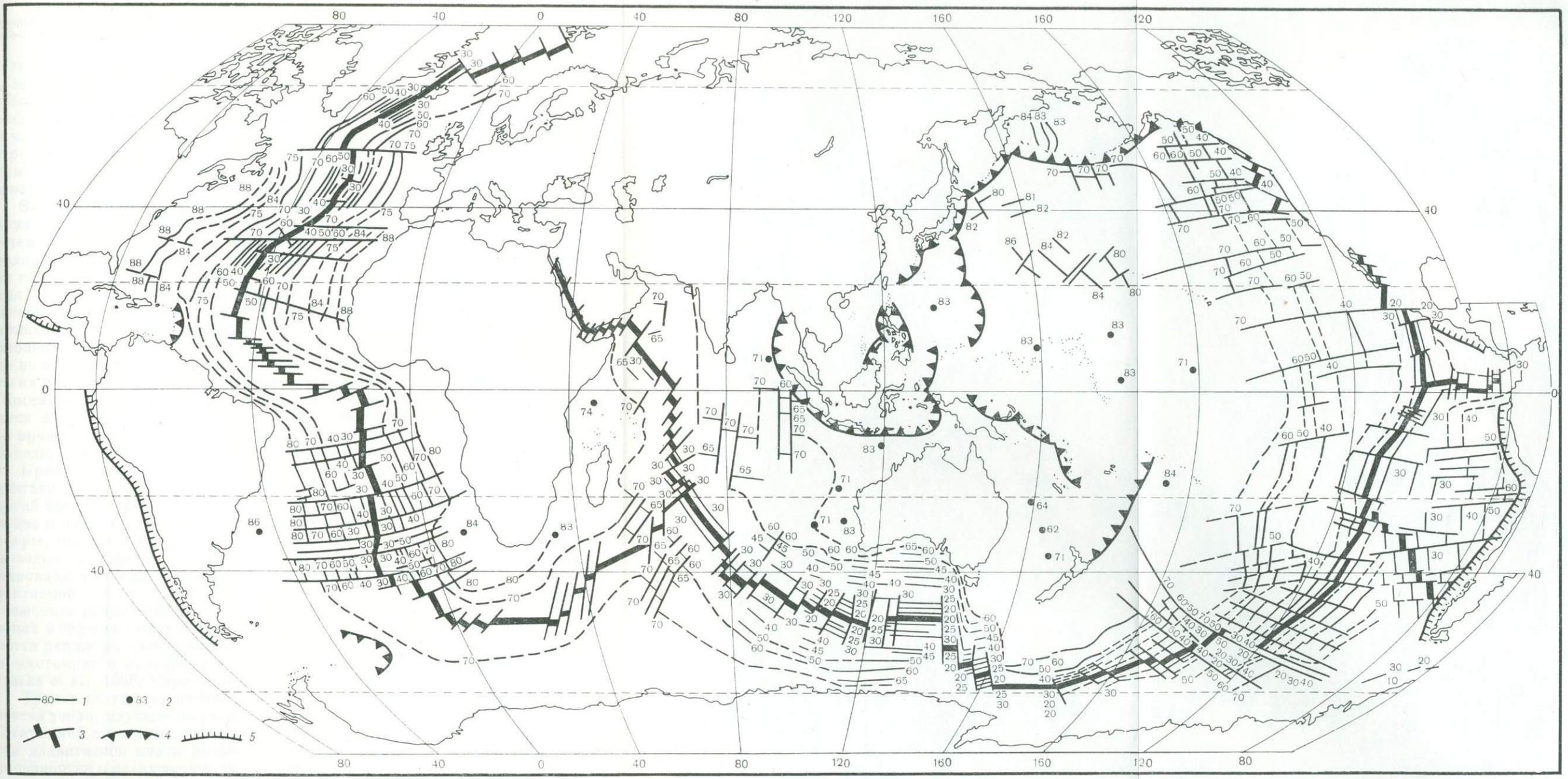


Рис. 17. Карта мощности океанских литосферных плит. Составили А. М. Городницкий, А. П. Седов, О. Г. Сорохтин

1 — изопахиты, км; *2* — отдельные определения мощности, км; *3* — рифтовые зоны с мощностью литосферы менее 10—15 км и трансформные разломы
4 — зоны поддвига плит под островные дуги; *5* — то же, под активные окраины континентов

гаться на смежную ей плиту (Кропоткин, 1967). В будущем над таким краем возникает новая островная дуга. На край смежной плиты будет действовать составляющая реакции, направленная вниз и заставляющая ее погружаться в мантию. В результате эта плита со временем превратится в пододвигаемую и на ее границе возникнет глубоководный желоб. В дальнейшем асимметрия строения зоны поддвига поддерживается непрекращающимся движением плит и еще более усугубляется переработкой океанской коры в этой зоне.

Отметим здесь еще одну интересную особенность строения зон поддвига плит, вытекающую из рассмотрения динамики взаимодействия между ними. Аналогично тому, как общее сжатие и избыточная нагрузка переднего края надвигаемой плиты приводят к появлению сдвиговой пластической зоны в теле пододвигаемой плиты, эффект сжатия в комбинации с силами выталкивания, действующими со стороны погруженного участка пододвигаемой плиты, может привести к появлению сдвиговых деформаций и разломов в переднем приподнятом участке надвигаемой плиты. Такие зоны разломов будут наклонены в сторону, противоположную зоне Заварицкого — Беньофа, и именно по этим крупным трещинам, вероятно, выводятся магматические продукты на поверхность Земли, формируя островодужные комплексы (см. рис. 21). Помимо пластических деформаций, в зонах поддвига плит ярко проявляются и упругие. В частности, в пододвигаемой плите ими хорошо объясняется происхождение и морфология краевых валов и океанских склонов глубоководных желобов (Hanks, 1971; Watts, Talwani, 1974; Лобковский, 1976а).

Приведенные особенности строения зон поддвига плит (резкий излом пододвигаемой плиты, асимметрия островодужных структур, а также упругий изгиб пододвигаемой плиты перед глубоководным желобом) получают объяснение в рамках упругопластичной модели литосферы. Модель вязкой литосферы, лишенной предела текучести, приводит к иным и совершенно неверным выводам о строении зон поддвига. В такой модели зоны поддвига, сформированные на океанской коре, должны быть симметричными, а изгиб пододвигаемой плиты — плавным. Кроме того, вязкая модель литосферы не объясняет разрывный характер поля скоростей движения плит в рифтовых зонах и эйлеров закон перемещения плит по поверхности Земли, а эти особенности движения литосферных плит сейчас установлены достаточно уверенно и многократно проверены (Wilson, 1965; Morgan, 1968; Le Pichon, 1968; Isacks et al., 1968; Карасик и др., 1975).

Трение плит в зоне поддвига сопровождается выделением большого количества тепла, идущего на разогрев и переплавление пород в ее окрестностях. С глубиной выделение тепла увеличивается, поэтому нижняя и средняя части надвигаемой плиты подвергаются значительно большей магматической переработке и разрушению, чем ее верхняя часть. Благодаря этому впереди надвигаемой плиты постепенно формируется сравнительно тонкий клинообразный литосферный выступ, перекрывающий пододвигаемую плиту на участке между глубоководным желобом и крутопадающей зоной Заварицкого — Беньофа.

Литосферные выступы у надвигаемых (островодужных) плит устанавливаются практически повсеместно. В качестве примера на рис. 18 изображен вероятный разрез области сочленения литосферных плит в районе Курильской островной дуги. На этом разрезе границы сочленения плит проведены в соответствии с рассматриваемым механизмом поддвига плит и с учетом характера распределения мелкофокусных землетрясений под внешним склоном островной дуги. Положение границы земной коры (за исключением ее крутопадающей ветви) построено по данным глубинного сейсмического зондирования, а наклон зоны Заварицкого — Беньофа и погружающейся ветви пододвигаемой плиты определен по изолиниям сейсмической активности.

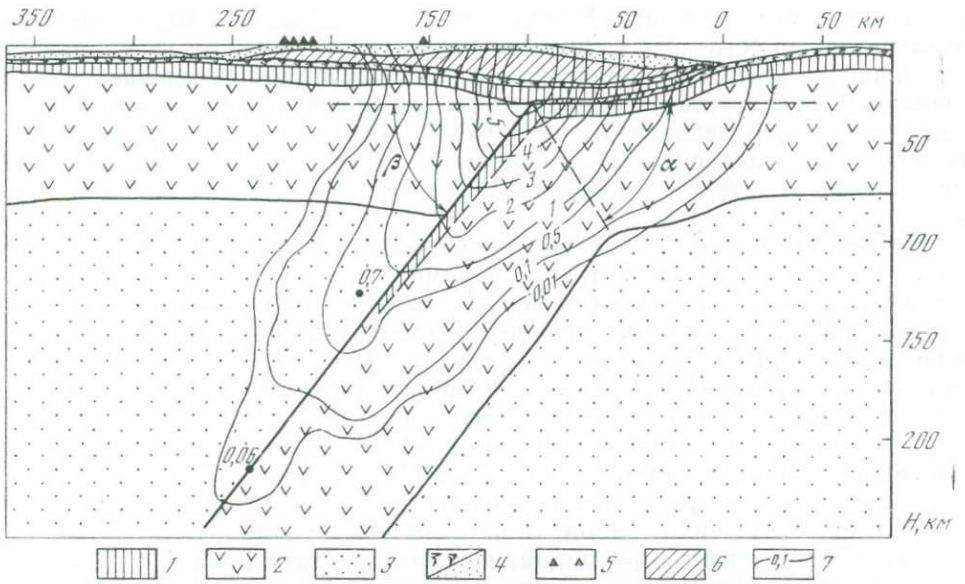


Рис. 18. Вероятное строение зоны сочленения литосферных плит в районе Курильских островов

1 — океанская кора; *2* — литосфера; *3* — астеносфера; *4* — осадки; *5* — вулканы; *6* — вулканогенно-осадочная толща; *7* — изолинии сейсмической активности в единицах A_{10}; α — угол падения зоны пластической деформации; β — то же, зоны Заварицкого — Беньофа (Землетрясения..., 1969). Внешние границы земной коры (кроме зоны Заварицкого — Беньофа) показаны по книге «Землетрясения...», 1969

Как уже отмечалось, скорость распространения сейсмических волн в литосфере несколько превышает их скорость в частично расплавленном веществе астеносферы (этим, в частности, и объясняется образование сейсмического волновода на уровне астеносферы). В литосфере также должно быть меньшим затухание упругих волн, т. е. фактор сейсмической добротности Q должен быть относительно высоким (величина Q — обратно пропорциональна коэффициенту затухания волн). Именно такая картина и наблюдается в действительности: для литосферы $Q = 1000$, тогда как для астеносферы (сейсмического волновода) $Q = 150$ (Press, 1964). Отмеченные различия сейсмических характеристик рассматриваемых геосфер позволяют определять положение опускающейся ветви пододвигаемой плиты под островную дугу или под активную окраину континента. Изучая распространение сейсмических волн от землетрясений в районе дуги Тонга — Кермадек, Оливер и Айзекс (Oliver, Isacks 1967), по-видимому, впервые выделили наклонную зону повышенной скорости и слабого затухания волн, падающую со стороны океана под островную дугу. Возникновение такой аномальной зоны эти авторы объяснили поддвигом жесткой океанской литосферной плиты, характеризующейся повышенными скоростями сейсмических волн и высокими значениями фактора Q, под сооружения островной дуги и погружением этой плиты в пластичное вещество астеносферы, отличающееся низкими значениями фактора Q и меньшими скоростями распространения сейсмических волн (рис. 19). Несколько позже подобные неоднородности верхней мантии были обнаружены под Андами Южной Америки, Японскими островами, Критской дугой и в некоторых других регионах.

Породы океанской коры, слагающие верхнюю часть пододвигаемой литосферной плиты, характеризуются значительно меньшими пределами текуче-

сти, чем породы, слагающие основную толщу литосферы. Поэтому, попадая в зону трения плит, океанская кора должна переходить в пластическое состояние и вести себя подобно вязкой жидкости в зазоре между двумя движущимися друг относительно друга жесткими поверхностями.

Постоянное и однонаправленное взаимное перемещение плит приводит к установлению в зазоре между плитами сдвиговых течений пород океанской коры по типу течений Куэтта. Диссипация энергии вязкого трения сдвиговых течений приводит к разогреву, дегидратации и расплавлению пород коры. Благодаря обилию воды, выделяющейся при дегидратации гидросиликатов, температура плавления пород в зоне трения не будет очень высокой (~ 600—700° С).

Расплавление пород должно приводить к снижению трения, а следовательно, и к уменьшению тепловыделения в зазоре между плитами. В результате здесь установится саморегулирующийся термодинамический процесс, при котором породы океанской коры в прилегающих участках плит будут плавиться лишь частично, по типу анатексиса. Несмотря на это, общий объем пород коры и смежных участков литосферных плит, подвергающихся почти полной магматической переработке, может быть весьма значительным.

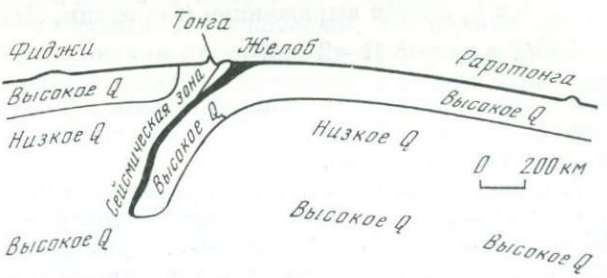


Рис. 19. Схематический разрез литосферной оболочки через острова Фиджи, Тонга и Раротонга, иллюстрирующий расположение зон высокого и низкого Q (Oliver, Isacks, 1967)

Это связано с тем, что образующиеся при анатексисе магмы, как сравнительно маловязкие жидкости, будут активно и быстро выжиматься из зоны поддвига плит в сторону вулканических построек островной дуги по крупным наклонным трещинам и разломам, рассекающим передний край надвигаемой плиты (см. рис. 21, 22). Удаление расплавов из зоны поддвига вновь повысит трение и тепловыделение, а это, в свою очередь, увеличит степень расплавления оставшихся пород.

При установившемся режиме поддвига плит скорость расплавления лобовой части надвигаемой плиты, а следовательно, и скорость образования литосферного выступа, зависят от величины тепловыделения в зоне Заварицкого — Беньофа и от значения удельной теплоты анатексиса пород коры и литосферных плит. Пренебрегая эффектами теплопроводности, можно получить

$$\frac{dl}{dt} \simeq \frac{1}{\sin\beta}\frac{dz}{dt} \simeq \frac{q}{2W\rho_l \sin\beta}, \tag{8.1}$$

где dl/dt — скорость образования литосферного выступа; dz/dt — скорость перемещения фронта анатексиса пород лобовой части надвигаемой плиты; β — угол наклона зоны Заварицкого — Беньофа; q — тепловой поток, генерируемый в зоне трения плит; W — удельная теплота анатексиса пород литосферы; ρ_l — плотность литосферы.

Тепловой поток можно определить интегрированием диссипативной функции

$$q = \int_0^h \eta_c (dv/dz)^2\, dz, \tag{8.2}$$

где dv/dz — нормальный градиент скорости сдвиговых течений пород коры в зоне Заварицкого — Беньофа; η_c — вязкость пород коры в этой же зоне; h — ширина зазора между плитами, заполненного породами океанской коры.

Подставляя значения скорости v для плоского сдвигового течения (Шлихтинг, 1974) в (8.2), получим

$$q = \eta_c v_0^2/h + D^2h^3/12\eta_c, \tag{8.3}$$

$$D = \Delta \rho g \sin \beta, \tag{8.4}$$

где v_0 — скорость поддвига плит; D — продольный градиент давления, действующий на породы коры, заполняющие зону Заварицкого — Беньофа; $\Delta\rho \simeq 0{,}4$ г/см^3 — средняя разность плотности пород литосферы и океанской коры; g — ускорение силы тяжести.

Эффективная вязкость океанской коры оценивается в следующем разделе, где показывается, что ее значение примерно равно $\eta_c = 5 \cdot 10^{21}$ П. Для зоны Заварицкого — Беньофа, изображенной на рис. 18, $D = 300$ дин/см. В зоне пластических деформаций пород океанской коры (на участке крутого падения пододвигаемой плиты) толщина коры должна увеличиваться от своего среднего значения h_0 в стороне от зоны поддвига до нового значения h. Связь между h и h_0 дается выражением (Сорохтин, Лобковский, 1976)

$$h^2D/2\,\eta_c v_0 = 3\,(1-2\,h_0/h). \tag{8.5}$$

При скорости поддвига океанской плиты под южную часть Курильской островной дуги $v_0 = 7$ см/год, $D = 300$ дин/см, $\eta_c = 5 \cdot 10^{21}$ П и $h_0 = 6{,}5$ км найдем, что $h \simeq 14$ км.

Подставляя эти значения параметров в (8.3), найдем, что дополнительный тепловой поток, генерируемый в этой зоне поддвига примерно равен 104 эрг/см^2·с $= 2{,}5 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с. Примерно половина этого теплового потока ($(1{,}2 - 1{,}3) \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с) распространяется в сторону фронтальной части надвигаемой плиты, а другая уходит через подошву океанской коры в тело пододвигаемой плиты.

Надо учесть, что в зоне контакта плит разрушение пород лобовой части надвигаемой плиты, по-видимому, может происходить даже при их частичном расплавлении, т. е. при метатексисе мантийных лерцолитов. Для метатексиса лерцолитов достаточно расплавить лишь базальтовые составляющие этих пород, т. е. 20—25% их массы. Теплота плавления базальтов $W_b \simeq$ $\simeq$ 100 кал/г, следовательно, теплота метатексиса лерцолитов примерно равна $W \simeq 20 \div 25$ кал/г.

Принимая теперь характерные значения $\rho_l \simeq 3{,}3$ г/см^3 и $\beta \simeq 50°$, по формуле (8.1) найдем, что скорость образования литосферного выступа примерно равна 0,3 см/год. При такой скорости литосферный выступ длиной порядка 100 км может быть сформирован за 35—40 млн. лет.

Следует отметить, что толщина литосферного выступа зависит от амплитуды относительного подъема фронтальной части надвигаемой плиты над смежным опущенным участком пододвигаемой плиты. Величина такого вертикального смещения, очевидно, пропорциональна вертикальной составляющей «динамической» силы взаимодействия смежных плит в зоне поддвига. Ясно, с другой стороны, что силы взаимодействия плит в зоне поддвига, приводящие к развитию области пластических деформаций, захватывающей всю толщу литосферы, должны быть пропорциональны мощности этих плит. Отсюда следует важный для дальнейшего вывод, что при взаимодействии и пододвигании более тонких литосферных плит в зонах поддвига формируются маломощные литосферные выступы.

Развитие литосферного выступа в надвигаемой плите приводит к появлению неустойчивости, поскольку с увеличением размеров выступа возрастает

и сила трения, действующая на его основание со стороны пододвигаемой плиты. Как только возникшие благодаря этому напряжения превысят пределы прочности пород, в теле литосферного выступа произойдут пластические подвижки, восстанавливающие нарушенное равновесие. Этот процесс может повторяться много раз в течение всего времени активной жизни геосинклинали, и, как следствие, развитие тектонических структур в таких геосинклиналях будет происходить постепенно.

Если же подошва литосферного выступа сложена жестким основанием (например, кристаллическим фундаментом), то после его раскола может образоваться протяженный надвиг, иногда сопровождаемый смятием вышележащих осадков (Сорохтин, 1973б, 1974а).

Расколы литосферного выступа с образованием региональных надвигов могут происходить и за счет давления на фронтальную часть этого выступа крупных структур поверхности пододвигаемой плиты, например подводных вулканических хребтов, океанских островов или даже континентов, вплотную приблизившихся к островной дуге.

После образования регионального надвига и уменьшения длины выступа нарушенное прежде равновесие восстанавливается, а литосферный выступ вновь начинает постепенно увеличиваться вплоть до возникновения новой неустойчивой ситуации и нового надвига. Не исключено, что именно циклическим развитием процесса формирования литосферных выступов в древних и современных зонах поддвига определялась и циклическая активизация тектоно-магматических процессов в геосинклинальных поясах.

Наряду с такими структурными особенностями строения зон поддвига литосферных плит, как глубоководные желоба, островные дуги и т. д., важнейшим элементом зон поддвига являются окраинные бассейны, образующиеся в тылу островных дуг. С окраинными бассейнами связан характерный комплекс аномальных геолого-геофизических признаков: повышенный тепловой поток, более высокий, чем в океане, уровень поверхности дна, положительные гравитационные аномалии в свободном воздухе.

Среди геологов распространено мнение, что впадины краевых морей западной части Тихого океана (например, Южно-Курильская, Японская, Филиппинская, Северо-Фиджийская и некоторые другие) произошли за счет растяжения земной коры и спрединга морского дна в зонах, примыкающих к континентальным окраинам и окаймленных с океанской стороны активными островными дугами (Packham, Falvey, 1971; Кропоткин, 1972; Берсенев, 1972; Кариг, 1974; и др.). В подтверждение этой точки зрения обычно ссылаются на то, что в краевых морях наблюдается несколько повышенный тепловой поток и слабые положительные гравитационные аномалии, характеризующиеся, как правило, более или менее изометричными формами. После проведения буровых работ в Филиппинском море, где были вскрыты относительно молодые (позднеолигоценовые или моложе) щелочные базальты, в качестве дополнительного аргумента в пользу гипотезы растяжения стали привлекать и буровые данные.

Раскрытие окраинных морей по одной из наиболее популярных моделей, предложенной Каригом (1974), объясняется расклинивающим действием мантийных диапиров, поднимающихся в тылу островных дуг благодаря разогреву (и тепловому разуплотнению) мантийного вещества при трении литосферных плит в зонах Заварицкого—Беньофа (рис. 20). По модели Паккэма и Фалви (Packham, Falvey, 1971), краевые моря образуются за счет отодвигания зоны субдукции от окраины континента благодаря давлению выходящих из-под него астеносферных течений на верхнюю часть опускающейся ветви пододвигаемой плиты.

Обе гипотезы, однако, носят чисто качественный характер и не могут быть согласованы с механикой и динамикой главного тектонического процесса

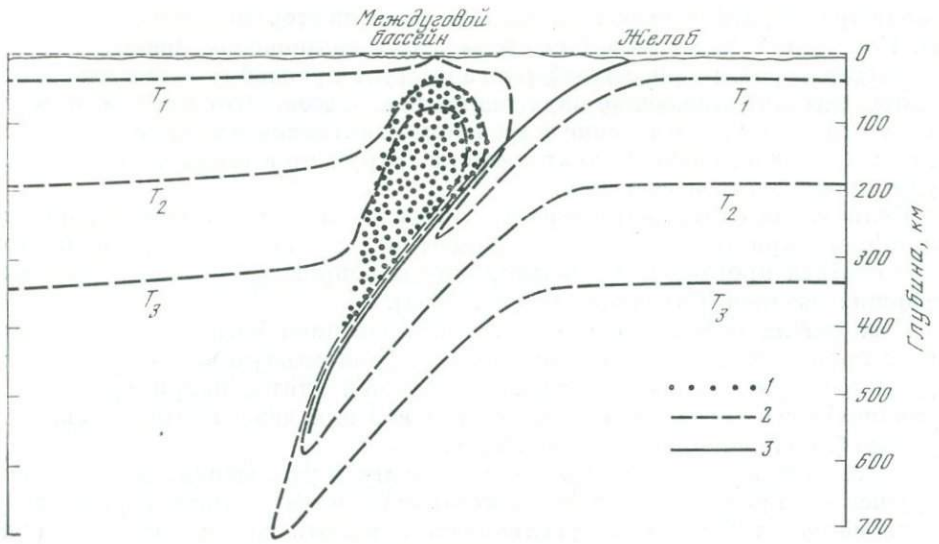


Рис. 20. Модель мантийного диапира (*1*), на которой показано качественное положение изотерм (*2*) и зона Заварицкого-Беньофа (*3*) (Кариг, 1974)

в рассматриваемых регионах — пододвиганием плит. Действительно, вещество диапира хотя и может быть очень вязким, но, по существу, оно должно быть эффективно жидким, а жидкие тела, как известно, под влиянием любых напряжений, отличающихся от гидростатических, легко деформируются и меняют свою форму. В противоположность этому литосфера — эффективно жесткое тело — обладает пределом прочности (текучести) и выдерживает долговременные избыточные (надгидростатические) нагрузки, величина которых определяется только пределами прочности пород. Предположим теперь, что горячий диапир проплавил литосферу в тылу островной дуги и поднялся к поверхности. Что же произойдет в этом случае?

Как только такой гипотетический диапир окажется на уровне литосферной плиты, он сразу же попадает в область действия колоссальных горизонтальных сжимающих напряжений, вызываемых давлением пододвигаемой плиты на лобовую часть островодужной плиты. Как показано в § 9, величина этих напряжений достигает огромных значений — около 10^9 дин/см^2 (Лобковский, Сорохтин, 1976). О напряженном состоянии литосферных плит в зонах их поддвига, в частности, говорит и упругий изгиб пододвигаемых плит, образующий характерные краевые валы перед глубоководными желобами (см. § 10). Под влиянием таких напряжений эффективно жидкое вещество диапира будет просто раздавлено и выдавлено на поверхность и под литосферу, как паста из тюбика, а разъединенные прежде фрагменты жесткой плиты вновь сомкнутся, приблизив островную дугу к континентальной окраине и сократив тем самым площадь краевого моря. Из этого, однако, вовсе не следует, что в области сжатия жидкие магмы не могут пронизывать литосферу и подниматься на ее поверхность. Это явление мы постоянно наблюдаем в поясах сжатия островных дуг. Но всегда подъем магмы здесь происходит не широким и единым фронтом, как это предполагается в схеме Карига, а по относительно узким каналам, возникающим вдоль сдвиговых трещин, образующихся в литосфере при деформациях сжатия. В последнем случае давление сжатия всегда воспринимается и «держится» значительно более ши-

рокими участками жесткой плиты, расположенными между вулканическими каналами.

В модели Паккэма и Фалви (Packham, Falvey, 1971) расширения дна краевых морей полностью остаются те же самые трудности, но добавляется и еще одна. Как теперь известно, мощность континентальной литосферы значительно больше мощности океанских плит. Фактически под крупными и древними континентальными массивами слой астеносферы почти полностью выклинивается, а их мощная литосфера, подобно гигантскому айсбергу, сидящему на мели, оказывается сцепленной с подстилающей астеносферу мезосферой Земли. По этой причине под континентами просто не может существовать крупных астеносферных потоков, способных отодвинуть островную дугу от материковой окраины.

При изучении процессов образования окраинных морей в тылу островных дуг необходимо помнить, что в зонах поддвига плит океанская литосфера ломается и погружается в мантию только благодаря сильнейшему давлению на нее со стороны надвигаемой (островодужной) плиты (см. § 9). Это приводит к тому, что литосфера под островной дугой и тыловым бассейном, также воспринимающая на себя все давление океанской плиты, сама оказывается в напряженном состоянии. Напряжения сжатия σ_n в ее сечении легко определить из выражений (9.5) и (9.7) (см. рис. 23)

$$\sigma_n = \tau_s \frac{\sin(\beta + \psi)}{\sin\alpha \sin(\alpha + \beta + \psi)} \frac{H_{ol}}{H_{sl}}, \qquad (8.6)$$

где β — угол наклона зоны Заварицкого—Беньофа; ψ — угол трения в зоне контакта плит; α — угол наклона зоны пластических деформаций в пододвигаемой плите; τ_s — сдвиговые напряжения в этой зоне, равные пределу прочности пород на сдвиг (при высоких давлениях) $\sim 10^9$ дин/см^2; H_{ol} — мощность океанской литосферы; H_{sl} — мощность литосферы под окраинным морем. Естественно, что в такой обстановке общего интенсивного сжатия никакого раздвижения (спрединга) дна окраинного моря в тылу островной дуги просто не может происходить. Более того, благодаря постоянному разрушению лобовой части надвигаемой плиты, о чем уже говорилось выше, островная дуга перемещается со скоростью около 0,3 см/год в сторону тылового бассейна и находящегося за ним края континента, постепенно закрывая, а не расширяя, и само окраинное море. Скорость же закрытия таких морей, как Филиппинское, еще выше и определяется скоростью поддвига его дна под тыловую активную зону, т. е. примерно равна 9 см/год (см. рис. 4).

В описанной геодинамической обстановке происхождение глубоководных котловин окраинных морей с океанской корой в основании можно объяснить либо процессами сближения и столкновения друг с другом эшелонированных островодужных структур, в тылу которых при этом сохраняются реликтовые участки океанского дна, либо процессом образования новых островных дуг, «отшнуровывающих» прилегающие к континентам акватории океана. Такой реликтовой природой должны обладать глубоководные котловины Берингова, Охотского, Японского и Филиппинского морей.

При закрытии древних океанов за счет надвигания на них активных континентальных окраин также могут сохраниться реликты бывших океанских глубоководных впадин. Типичным примером таких внутренних реликтовых бассейнов, оставшихся после закрытия палеозойско-мезозойского океана Тетис, являются впадины Черного моря и Южного Каспия.

В астеносфере под островной дугой и окраинным бассейном, по-видимому, может возникать вторичная наведенная конвекция (рис. 21), возбуждаемая движением через этот слой океанской плиты, вовлекающей (благодаря вязкому трению) в нисходящий поток и примыкающие к ней объемы астеносферного вещества.

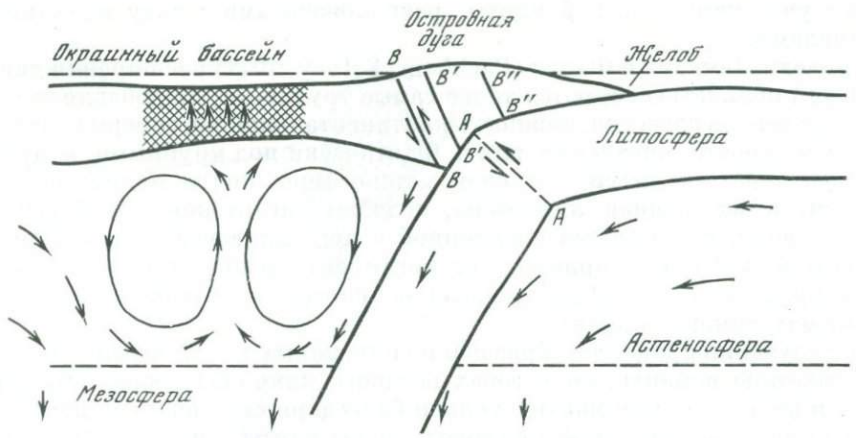


Рис. 21. Модель строения зоны поддвига плит, иллюстрирующая возникновение вторичной локальной конвекции в слое астеносферы под окраинным бассейном в тылу островной дуги

AA — зона сдвиговых пластических деформаций в области резкого излома пододвигаемой плиты; *BB* — наклонный раскол в переднем крае надвигаемой плиты, по которому выводятся жидкие магмы на поверхность; заштрихована зона пластических (сдвиговых) деформаций и расколов литосферы окраинного бассейна, возникающих в условиях интенсивного сжатия

Благодаря большей скорости опускания океанской плиты, чем скорость погружения вещества в слое Голицына, наведенные астеносферные течения на подошве астеносферы должны отклоняться в сторону от направления движения самой плиты. Отток вещества из пограничных с опускающейся плитой участков астеносферы на ее подошве будет компенсироваться возникновением вторичных течений вблизи ее кровли (рис. 21). В результате этого в угловой зоне между подошвой надвигаемой плиты и верхней наклонной поверхностью опускающейся плиты должны возникнуть вторичные конвективные движения с образованием замкнутых ячеек.

Кроме описанного механизма «сцепления», возникновению вторичной конвекции под окраинными бассейнами могут способствовать и другие гидродинамические эффекты. Например, было показано, что при обтекании вязкой жидкостью углов, меньших некоторого критического значения, в окрестности вершины угла может возникнуть система стационарных вихрей (Moffatt, 1964). Такая «вынужденная» конвекция не зависит от распределения температуры и обязана своим происхождением лишь особым граничным условиям. Анализ тепловых условий в угловой зоне под окраинным бассейном показывает (Лобковский, 1976б), что астеносфера в этой области гидродинамически неустойчива по отношению к вертикальным и горизонтальным вариациям температуры, что также благоприятствует образованию локальной конвекции. Однако в любом варианте такая вынужденная конвекция никак не может скомпенсировать напряжения сжатия в надвигаемой плите, так как сама она является вторичной и возникает только в обстановке сжатия, при снятии сжатия пропадет и наведенная конвекция.

Расчет поля температур в окрестности восходящего потока под окраинным бассейном приводит к следующему выражению для теплового потока из астеносферы (Лобковский, 1975):

$$q = (T_a - T_s)\,\lambda^{2/3} a^{1/2} \rho_a^{1/3} C_p^{1/3} / 1{,}5\nu^{1/6}, \qquad (8.7)$$

где T_s — температура кристаллизации литосферы; T_a — средняя температура астеносферы; a — кинематический параметр; ρ_a — плотность астено-

сферы; λ — теплопроводность астеносферы; C_p — теплоемкость при постоянном давлении астеносферы; ν — кинематическая вязкость вещества астеносферы.

Подставляя в формулу (8.7) наиболее вероятные численные значения параметров, найдем величину теплового потока из астеносферы $q = 2{,}2 \cdot 10^{-6}$ кал/см$^2 \cdot$ с, которая хорошо согласуется с наблюдаемыми средними тепловыми потоками через дно окраинных морей.

Относительно повышенный уровень океанского дна под некоторыми из окраинных бассейнов (в Южно-Курильской котловине, Японском море, Северо-Фиджийской котловине) можно объяснить уменьшением здесь мощности литосферы благодаря частичному ее подплавлению над вторичными конвективными потоками за счет генерируемого ими дополнительного теплового потока, определяемого выражением (8.7). Слабые положительные гравитационные аномалии над акваториями окраинных морей объясняются влиянием избыточного давления восходящих вторичных конвективных потоков, приподнимающих литосферные плиты этих морей несколько выше (на несколько десятков метров) уровня их изостатической компенсации (Лобковский, 1976б).

Относительно малая мощность осадочных отложений на дне окраинных морей в рассматриваемой модели может быть объяснена тем, что такие бассейны еще в недавнем геологическом прошлом окаймлялись со стороны континента активными зонами поддвига плит, в которые и уходили терригенные осадки, поступавшие со стороны суши, как это происходит и сейчас почти во всех активных глубоководных желобах по периферии Тихого океана. В Филиппинском море рассматриваемый процесс поглощения терригенных осадков продолжается до сих пор: на западе и юго-западе — в Филиппинском желобе, а на северо-западе — в желобе Рюкю. В Южно-Курильской котловине такой процесс, по-видимому, существовал еще совсем недавно. Судя по простираниям магнитных аномалий, возвышенность Академии Наук, расположенная на северном борту Южно-Курильской котловины, является продолжением вулканического пояса Западной Камчатки. Поэтому можно ожидать, что еще в олигоцен-миоценовое время под северный борт Южно-Курильской котловины происходил поддвиг океанского дна и в этой зоне поглощались те терригенные осадки, которые поступали в котловину с бывшей островной дуги. Основная же масса осадков, ныне заполняющих Южно-Курильскую котловину, накопилась, очевидно, за последние 20—25 млн. лет. Под этими молодыми, главным образом терригенными осадками должны залегать более древние пелагические осадки открытых пространств океана раннемелового и, возможно, даже юрского возраста.

Аналогичная ситуация должна была наблюдаться и в Японском море, так как поддвиг океанского дна под Сихотэ-Алинь, судя по сдвиговым деформациям в этом горном поясе, продолжался вплоть до конца позднего мела. При этом срезание материковым склоном Японского моря протерозойских и позднегерцинских складок Корейского полуострова и продолжение этих структур со смещением на о-ве Хонсю, на что обратили внимание Кропоткин и Власов (1963), по-видимому, можно объяснить тем, что некогда единая Китайская плита, включавшая и о-в Хонсю, в послегерцинское время раскололась вдоль линии континентального склона Кореи и Восточно-Китайского моря на две неравные части. После этого основная часть плиты, собственно Китайская платформа, в триасе причленилась к Евразии (см. рис. 7 в гл. XI), а меньшая часть, включая плиту Японского моря с Японскими островами, продолжала до позднего мела пододвигаться под Сихотэ-Алинь, сокращая тем самым (а не расширяя) площадь Японского моря.

Тектоно-магматическую активизацию тыловых частей зон поддвига плит и излияние молодых базальтов на дно краевых морей с древней океанской

корой в рамках рассматриваемого механизма можно объяснить следующими причинами. Дополнительный тепловой поток, обусловленный вторичной конвекцией, должен приводить к подплавлению подошвы литосферной плиты в тылу островной дуги. В результате этого толщина литосферы и ее суммарная прочность здесь постепенно уменьшаются, а напряжения сжатия, наоборот, возрастают (так как уменьшается сечение литосферы). Как только напряжения сжатия превысят предел прочности пород литосферы, в тылу островной дуги неизбежно должны начаться процессы разрушения, сопровождаемые образованием трещин и развитием деформаций в надвигаемой плите, что приводит к смещению всей островной дуги в сторону краевого моря. Естественно ожидать, что трещины и деформации, охватывающие все тело литосферной плиты, должны дренировать и верхние слои астеносферы, открывая тем самым путь маловязким базальтовым магмам на поверхность Земли. Из-за этих деформаций мощность литосферы над ячейками вторичной конвекции вновь несколько возрастает, восстанавливая нарушенное прежде динамическое равновесие. В период развития островной дуги процесс этот, по-видимому, может повторяться неоднократно, значительно осложняя геологическое строение дна окраинного моря.

Отметим попутно, что чем положе угол поддвига плит, тем дальше от островной дуги располагается зона вторичной тектоно-магматической активизации. В реальных ситуациях такая активизация наблюдается на расстояниях до нескольких сотен километров от фронта зоны поддвига плит.

Здесь необходимо отметить, что происхождение котловины Тасманового моря нельзя рассматривать с точки зрения описанного выше механизма, так как это море действительно образовалось за счет спрединга и новообразования океанского дна, но не в условиях сжатия, а при растяжении и дроблении восточной части Гондваны в меловое и палеоценовое время. В то же время рифт Тасманова моря фактически представлял собой первичный раскол, предшествовавший образованию Восточно-Тихоокеанского поднятия в Австрало-Антарктической части рифтовой системы. Эта боковая рифтовая зона функционировала только до момента отрыва Австралии от Антарктиды, причем во время ее активного развития никаких параллельных ей зон поддвига плит поблизости не наблюдалось (см. реконструкцию на рис. 7, гл. XI).

Таким образом, нет никакой необходимости привлекать механизм спрединга для интерпретации наблюдаемых особенностей окраинных бассейнов и объяснения природы их возникновения и развития. Учитывая обстановку общего сжатия в западной части Тихого океана, господствующую здесь примерно с середины позднего палеозоя, физически более обоснованными моделями образования окраинных морей (за исключением Тасманового моря) следует признать те модели, по которым их дно представляет собой реликты древних, некогда крупных океанских плит. Ныне фрагменты этих плит сохранились только в тылу относительно более молодых островодужных структур.

9. ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В ЗОНАХ ПОДДВИГА

Островные дуги и активные окраины континентов всегда располагаются над зонами поддвига (Isacks et al., 1968). Предполагается, что процесс поддвига развивается благодаря действию астеносферных течений. Этому процессу способствует также гравитационное соскальзывание литосферных плит со склонов мантийных поднятий под срединно-океанскими хребтами (Bemmelen, 1966; Jacoby, 1970).

При рассмотрении механической модели процесса поддвига будем предполагать, что однородный и изотропный материал литосферы описывается реологическим законом жесткопластического тела и что основными силами,

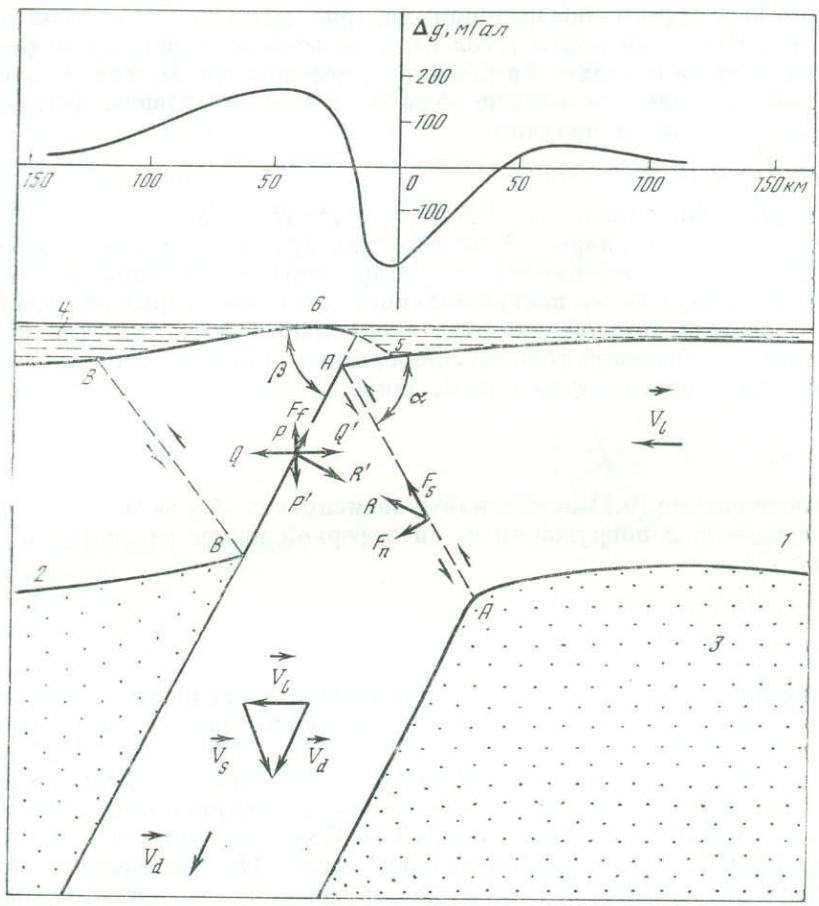


Рис. 22. Механическая модель поддвига литосферных плит

1 — пододвигаемая плита; *2* — надвигаемая плита; *3* — астеносфера; *4* — вода океана и окраинного бассейна; *5* — глубоководный желоб; *6* — островная дуга; Δg — гравитационная аномалия в свободном воздухе

под действием которых происходит процесс поддвига, являются силы сжатия, возникающие благодаря астеносферным течениям и за счет взаимодействия смежных плит в зонах их контакта. Выше отмечалось (§ 8), что пододвигаемая плита в зоне Заварицкого — Беньофа не плавно изгибается, а резко «ломается». Это позволяет предположить, что в окрестности излома в теле пододвигаемой плиты развиваются сдвиговые пластические деформации, которые образуют относительно узкую линейную зону, сопряженную с сейсмофокальной зоной Заварицкого — Беньофа, но наклоненную в противоположную сторону, как показано на рис. 22. В соответствии с принятой реологией будем считать, что за зоной пластических деформаций плита вновь приобретает свойства жесткого тела.

Непрерывная деформация движущейся литосферной плиты в рассматриваемой модели развивается по схеме, напоминающей процесс резания металла, при котором функцию резца выполняет лобовая часть надвигаемой плиты, а роль стружки играет нисходящая ветвь пододвигаемой плиты. При исследованиях механического состояния стружки (Merchant, 1945; Piispanen, 1948) также предполагается наличие линейной области пластичности, приводящей к «стеканию» стружки вдоль резца.

Введем необходимые обозначения (см. рис. 22). Пусть β — угол наклона погружающейся ветви плиты (угол наклона зоны Заварицкого — Беньофа); α — угол наклона поверхности сдвиговых деформаций; H_l и H_d — мощности плиты соответственно до и после зоны пластического сдвига. Тогда из геометрии зоны поддвига получим

$$H_d = H_l \sin(\alpha + \beta)/\sin\alpha. \tag{9.1}$$

Формула (9.1) показывает, что в общем случае $H_d \neq H_l$.

Соотношение для скоростей вытекает из правила параллелограмма. На сдвиговую скорость v_s, параллельную простиранию пластической зоны, накладывается скорость v_l поступательного движения горизонтальной части плиты. В результате сложения этих скоростей частицы литосферной плиты на границе пластической области приобретают скорость v_d поступательного движения нисходящей ветви плиты, движущейся далее вниз уже как жесткое тело:

$$v_d = v_l + v_s. \tag{9.2}$$

Из соотношения (9.2) можно найти зависимость абсолютных величин скоростей сдвига v_s и погружения v_d литосферной плиты от скорости ее поддвига v_l:

$$v_s = v_l \sin\beta/\sin(\alpha + \beta), \tag{9.3}$$

$$v_d = v_l \sin\alpha/\sin(\alpha + \beta).$$

Кинематические и геометрические соотношения движения пододвигаемой плиты в данной модели полностью аналогичны кинематической схеме движения металлической стружки.

Рассмотрим теперь силовые характеристики процесса. Пусть под действием астеносферных течений пододвигаемая литосферная плита давит на лобовую часть надвигаемой плиты с силой **Q**. Благодаря тому, что взаимодействие плит происходит по наклонной поверхности AB, это давление приводит к появлению вертикальной силы **P**, действующей на лобовую часть надвигаемой плиты, и противоположной ей по направлению силы $\mathbf{P}' = -\mathbf{P}$, действующей на левый край пододвигаемой плиты. Под влиянием этих сил краевые участки плит должны изогнуться и сместиться друг относительно друга таким образом, чтобы поверхность края надвинутой плиты сместилась выше уровня изостатического равновесия литосферных плит, а поверхность пододвигаемой плиты, наоборот, погрузилась ниже этого уровня (сила **P**, направленная вертикально вверх, обусловлена напряженным состоянием пододвигаемой плиты и выталкивающими силами астеносферы, в то время как противоположно направленная сила $\mathbf{P}'$ вызвана преимущественно избыточным весом приподнятого края надвинутой плиты). Взаимным смещением уровней краевых зон смежных плит, в частности, можно объяснить происхождение сопряженных гравитационных аномалий над рассматриваемыми структурами: положительные аномалии в свободном воздухе амплитудой порядка 200 мГал над островными дугами и отрицательные аномалии еще большей амплитуды вблизи глубоководных желобов (см. рис. 22) (Vening-Meinesz, 1930; Кропоткин, 1967, 1973а; Ушаков, 1968; Ушаков, Красс, 1972).

Рассмотрим условия равновесия сил в зоне излома пододвигаемой плиты, предполагая, что в каждый момент времени выполняется условие гидростатического равновесия плит, и отвлекаясь от возможного влияния взаимодействия нижней части опущенной ветви плиты с окружающей астеносферой или мезосферой.

Равнодействующая $\mathbf{R}'$ сил, действующих на грань AB пододвигаемой плиты, может быть разложена на две другие составляющие: на касательную

силу трения $\mathbf{F}_f$ и нормальную силу $\mathbf{F}_N$. Аналогично этому силы, действующие в зоне пластичности AA, можно разложить на касательную силу $\mathbf{F}_s$ и нормальную силу $\mathbf{F}_n$. В этом случае условия равновесия сил, действующих на нисходящую ветвь пододвигаемой плиты, запишутся в виде

$$\mathbf{Q}' + \mathbf{P}' = \mathbf{F}_f + \mathbf{F}_N = \mathbf{R}';$$
$$\mathbf{F}_s + \mathbf{F}_n = \mathbf{R}; \quad \mathbf{R}' = -\mathbf{R}. \tag{9.4}$$

При стационарном процессе поддвига (мы здесь рассматриваем модель установившегося процесса) сумма моментов внешних сил по отношению к нисходящей ветви плиты также должна равняться нулю. Предположим поэтому, что

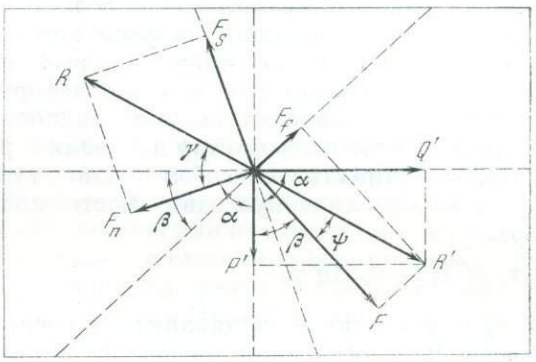


Рис. 23. Векторная диаграмма равновесия сил в зоне излома пододвигаемой плиты

Объяснения в тексте

равнодействующие внешних сил $\mathbf{R}$ и $\mathbf{R}'$ лежат на одной прямой (см. рис. 22 и 23).

Из условий равновесия сил (9.4) можно определить связь между заталкивающей силой Q и касательной силой F_s (рис. 23):

$$Q = F_s \sin(\beta + \psi)/\sin(\alpha + \beta + \psi), \tag{9.5}$$

где угол трения ψ на поверхности контакта смежных плит определяется обычным соотношением: $F_f = F_N \operatorname{tg} \psi$. Равенство (9.5) должно выполняться при любых допустимых значениях углов α, β и ψ. Однако если углы β и ψ по смыслу данной постановки задачи являются внешними параметрами и считаются заданными (угол β определяет «внешнюю» геометрию процесса поддвига, а угол ψ характеризует механические свойства поверхности контакта двух плит), то угол наклона зоны пластических деформаций α (определяющий «внутреннюю» геометрию и кинематику процесса), вообще говоря, неизвестен, и для его определения необходимо привлекать дополнительные физические соображения. В исследуемой ситуации естественно использовать вариационный принцип минимальной предельной нагрузки для жесткопластического тела (Качанов, 1969), в соответствии с которым из рассматриваемого класса кинематически возможных полей скоростей выбирается поле, приводящее к минимальной внешней нагрузке. Правомерность использования вариационного принципа в модели поддвига показана Лобковским и Сорохтиным (1976). В данном случае роль внешней нагрузки играет сила заталкивания Q, величина которой зависит от угла наклона α пластической зоны (в рассматриваемой модели возможные поля скорости определяются единственным параметром α).

Следовательно, условие, означающее начало развития процесса поддвига и одновременно определяющее минимальную внешнюю силу, необходимую для этого, а также соответствующий угол наклона пластической зоны, имеет вид:

$$\frac{\partial Q}{\partial \alpha}\Big|_{\beta,\,\psi} = 0. \tag{9.6}$$

Касательную силу F_s, действующую в зоне пластичности, можно выразить через соответствующее касательное напряжение τ_s, толщину плиты H_l и угол α:

$$F_s = \tau_s H_l / \sin \alpha. \tag{9.7}$$

В случае идеально пластического тела напряжение τ_s называется пределом текучести материала и считается не зависящим от гидростатического давления и других физических параметров среды. Однако, как показали многочисленные опыты, такая схематизация годится только для сравнительно небольших давлений. При высоких гидростатических давлениях (порядка нескольких килобар) реологические свойства материалов существенно изменяются, в частности повышаются такие характеристики, как прочность и пластичность. При этом усложняются и реологические кривые напряжение—деформация. Поскольку пластические деформации литосферы в зоне поддвига развиваются в условиях высоких гидростатических давлений (~10 кбар), необходимо учитывать фактор давления в реологическом уравнении.

Наиболее простым способом можно учесть влияние нормальных напряжений, используя линейную зависимость типа реологического закона Кулона—Мора:

$$\tau_s = \tau_0 + \sigma_n \operatorname{tg} \varphi, \tag{9.8}$$

где τ_0 — постоянная составляющая касательного напряжения, характеризующая силы сцепления материала (в данном случае, однако, в нее включена для удобства и постоянная добавка от гидростатического давления $p \operatorname{tg} \varphi$); σ_n — нормальное напряжение, добавочное к гидростатическому давлению p, возникающее за счет бокового сжатия пододвигаемой плиты силами заталкивания; φ — угол внутреннего трения материала литосферы.

По смыслу введения нормального напряжения σ_n:

$$F_n = \sigma_n H_l / \sin \alpha. \tag{9.9}$$

Из векторной диаграммы для сил (см. рис. 23) следует:

$$F_s - F_n \operatorname{tg} \gamma, \tag{9.10}$$

где $\gamma = 180° - (\alpha + \beta + \psi)$.

Комбинируя формулы (9.7)—(9.10) и производя простейшие преобразования, можно записать

$$F_s = \frac{H_l \tau_0}{\sin \alpha} \left[\frac{\sin (\alpha + \beta + \psi)}{\sin (\alpha + \beta + \psi) + \operatorname{tg} \varphi \cos (\alpha + \beta + \psi)} \right]. \tag{9.11}$$

Подставляя (9.11) в (9.5), получим

$$Q = H_l \tau_0 \left[\frac{\sin (\beta + \psi)}{\sin \alpha \sin (\alpha + \beta + \psi) + \operatorname{tg} \varphi \sin \alpha \cos (\alpha + \beta + \psi)} \right]. \tag{9.12}$$

Дифференцируя последнее выражение по α и приравнивая производную к нулю в соответствии с условием (9.6), после некоторых преобразований придем к уравнению

$$\sin (2\alpha + \beta + \psi + \varphi) = 0,$$

физическое решение которого, очевидно, имеет вид

$$2\alpha + \beta + \psi + \varphi = 180°. \tag{9.13}$$

Аналогичное соотношение ранее было получено Мерчантом (Merchant, 1945) при анализе процесса срезания металлической стружки с обрабатываемой поверхности.

Соотношение (9.13) дает необходимую связь между основными геометрическими (α, β) и механическими (ψ, φ) параметрами процесса деформации плиты в зоне поддвига. Интересно сопоставить теоретические результаты с имеющимися фактическими данными по Японской зоне поддвига, приведенными в работе Сычева и Тараканова (Sychev, Tarakanov, 1976) (кстати, эти авторы считают наличие фокальной зоны, падающей под океан, доказательством против тектоники плит). Как видно из серии плоскостных разрезов (рис. 24), проведенных вкрест простирания Японской островной дуги, углы наклонов сопряженных фокальных зон в этом районе близки к 40°, т. е. можно приблизительно принять $\alpha = \beta \simeq 40°$. Относительно значений угла трения скольжения ψ в зоне контакта смежных плит и угла внутреннего трения φ пододвигаемой литосферы пока трудно сделать определенные выводы. Как показывают лабораторные эксперименты, углы трения меняются от 10 до 60° для умеренно пластических и хрупких материалов соответственно. Для большинства пород эти углы укладываются в пределы 15—40° при среднем значении около 30°. Хотя всестороннее давление повышает пластичность пород и $\operatorname{tg}\varphi$ стремится уменьшиться с увеличением нормального давления в одном и том же материале, фактически наблюдаемые углы трения в однородных породах группируются около значения 30°, независимо от всестороннего давления и несмотря на различия в текстуре, составе и степени деформирования (Хендин, 1969). Учитывая эти данные, по-видимому, разумно в первом приближении принять $\psi = \varphi \simeq 30°$. Таким образом, для Японской зоны поддвига значения определяющих параметров модели $\alpha = \beta = 40°$ и $\psi = \varphi = 30°$ удовлетворяют теоретической формуле (9.13), что подтверждает правильность модельных построений. Поскольку углы наклона β главной сейсмофокальной зоны Заварицкого—Беньофа в разных зонах поддвига плит не одинаковы, то разными окажутся и углы α. На основе изложенной концепции углы падения α дополнительных фокальных поверхностей в этих районах можно определять по уравнению (9.13).

Рассмотрим теперь некоторые другие следствия модели. Как отмечалось выше, сдвиг литосферных плит по наклонной поверхности Заварицкого—Беньофа приводит к возникновению сопряженных положительных и отрицательных гравитационных аномалий над островными дугами. Амплитуда этих аномалий зависит от степени сжатия и связанных с ней вертикальных сил $\mathbf{P}$ и $\mathbf{P}'$, а также от реологических свойств материала литосферы. Зная примерные значения пределов прочности пород при больших давлениях и используя условия равновесия сил в зоне излома литосферной плиты, можно (в рамках рассматриваемой модели) оценить характерные величины гравитационных аномалий, обусловленных динамическим процессом поддвига.

Условия равновесия (9.4) (см. рис. 23) дают соотношение для абсолютных значений касательной силы F_s и вертикальной силы $P = -P'$, поддерживающей в равновесии передний блок надвигаемой плиты:

$$F_s = P \sin\gamma/\cos(\beta + \psi), \tag{9.14}$$

где $\gamma = 180° - (\alpha + \beta + \psi)$.

Учитывая основное соотношение для углов (9.13), формулу (9.14) можно переписать в виде

$$F_s = -P \sin(\alpha + \varphi)/\cos(2\alpha + \varphi). \tag{9.15}$$

Заметим, что все соотношения типа (9.14) накладывают естественные ограничения на углы. Например, из формулы (9.15) вытекает неравенство

$$2\alpha + \varphi > 90°, \tag{9.16}$$

которое с необходимостью должно выполняться при наличии поддвига, так как проекции сил $\mathbf{F}_s$ и $\mathbf{P} = -\mathbf{P}'$ на вертикальную ось имеют одинаковые

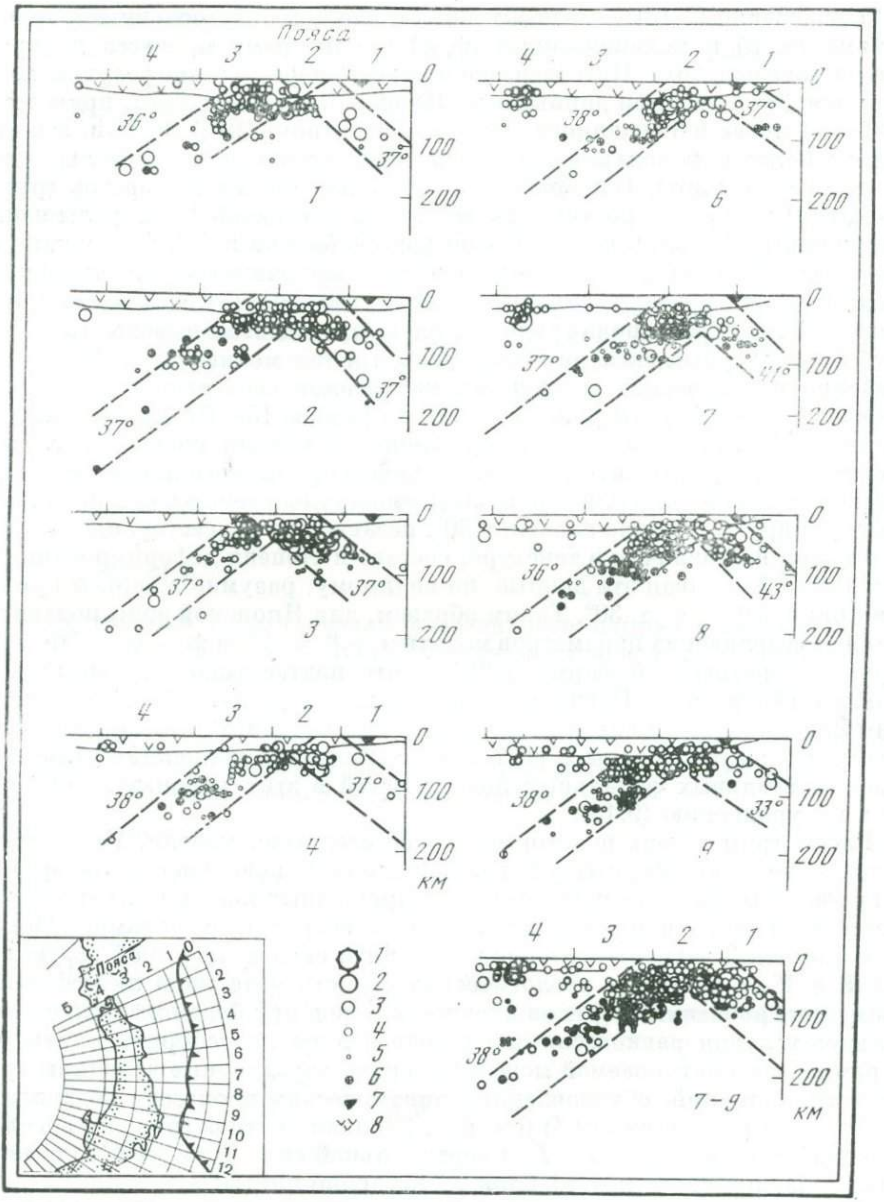


Рис. 24. Сопоставление проекций землетрясений на вертикальные плоскости, пересекающие Японию, с теоретическим положением пододвигаемой литосферной плиты

На врезках показано положение разрезов, а также дана классификация землетрясений по их магнитуде: *1* = М = 7; *2* — М = 6—7; *3* — М = 5—6; *4* — М = 5; *5* — М = 3—4; *6* — магнитуда неизвестна; *7* — ось глубоководного желоба; *8* — кора

знаки (см. рис. 23). При $\alpha = 40°$ неравенство (9.16) переходит в оценку снизу для угла внутреннего трения $\varphi > 10°$.

Аналогично формула (9.14) приводит к неравенству $\beta + \psi < 90°$, которое при $\beta = 40°$ эквивалентно оценке сверху для угла трения скольжения плит в зоне их контакта $\psi < 50°$. Очевидно, что средние лабораторные значения углов $\psi = \varphi \simeq 30°$ попадают в допустимые диапазоны углов, диктуемые рас-

сматриваемой моделью поддвига. Учитывая формулы (9.7), (9.15), легко выразить касательное напряжение τ_s через углы и вертикальную нагрузку:

$$\tau_s = \frac{P}{H_l} \frac{\sin\alpha \sin(\alpha+\varphi)}{|\cos(2\alpha+\varphi)|} . \tag{9.17}$$

Вертикальная сила $P' = -P$, обусловленная избыточным весом приподнятого края надвигаемой литосферной плиты, действует в основном на поверхность AB контакта двух плит (здесь мы пренебрегаем другими силами, возникающими при изгибе литосферной плиты). Поэтому связанное с этой силой избыточное давление p можно выразить формулой

$$p = P'/H_l \operatorname{ctg}\beta. \tag{9.18}$$

Комбинируя формулы (9.17) и (9.18), можно определить избыточное давление, с которым островная дуга давит на пододвигаемую плиту:

$$p = \tau_s \frac{|\cos(2\alpha+\varphi)| \operatorname{tg}\beta}{\sin\alpha \sin(\alpha+\varphi)} . \tag{9.19}$$

Величину избыточного давления p можно связать с амплитудой гравитационной аномалии над островной дугой. Действительно, гравитационная аномалия Δg в редукции свободного воздуха над слоем с плотностью ρ и мощностью h определяется простой формулой (см., например, Федынский, 1968)

$$\Delta g = 2\pi G\rho h, \tag{9.20}$$

где $G = 6{,}67 \cdot 10^{-8}$ см^3/г$\cdot$с^2 — гравитационная постоянная; g — ускорение силы тяжести.

Создаваемое этим слоем избыточное давление равно $p = \rho g h$. Отсюда

$$p = g\Delta g/2\pi G. \tag{9.21}$$

Учитывая формулы (9.19) и (9.21), получим выражение для гравитационной аномалии в свободном воздухе над островной дугой через характеристические параметры модели:

$$\Delta g = \frac{2\pi G \tau_s}{g} \frac{|\cos(2\alpha+\varphi)| \operatorname{tg}\beta}{\sin\alpha \sin(\alpha+\varphi)} . \tag{9.22}$$

Для количественного расчета Δg примем, что средняя величина предельных сдвиговых напряжений τ_s материала литосферы в зоне поддвига имеет значение $\tau_s \simeq 10^9$ дин/см^2. Подставляя теперь в (9.22) значения углов $\alpha = \beta = 40°$ и $\varphi = 30°$, получим $\Delta g \simeq 200$ мГал, что соответствует наблюдаемым величинам аномалий в свободном воздухе над островными дугами.

Найденному значению аномалии $\Delta g \simeq 200$ мГал, как нетрудно подсчитать, соответствует вертикальное смещение переднего блока надвигаемой плиты примерно на $h \simeq 2{,}8$ км (если принять плотность литосферного выступа равной $\rho_s \simeq 2{,}7$ г/см^3). Очевидно, что чем выше первоначальное вертикальное смещение края надвигаемой плиты, тем больше со временем будет средняя толщина литосферного выступа. Для простоты в первом приближении можно считать, что толщина выступа прямо пропорциональна амплитуде вертикального смещения края надвигаемой плиты, которая, в свою очередь, пропорциональна вертикальной силе **P**. Последняя, как это видно из формулы (9.17), пропорциональна мощности плиты H_l. Следовательно, при пододвигании более тонких литосферных плит над зонами поддвига будут образовываться и более тонкие литосферные выступы, давление которых на подстилающие породы окажется не слишком высоким. Этим обстоятельством, по-видимому, можно объяснить отсутствие следов метаморфизма высоких давлений в древних (протерозойских) островных дугах, так как есть основа-

ния считать, что в прошлые геологические эпохи время существования, а следовательно, и мощность океанских плит были меньше (см. гл. VI, § 5).

Заметим, что формула (9.22), если в нее подставить наблюдаемые значения Δg, определяет предельные сдвиговые напряжения в литосфере. Такое определение имеет самостоятельный интерес, поскольку лабораторные эксперименты над различными породами, проведенные в условиях высоких гидростатических давлений, не могут быть непосредственно использованы при рассмотрении медленных геологических процессов. Теоретическое значение $\tau_s \simeq \simeq 10^9$ дин/см^2, определенное по (9.22), имеет смысл эффективной сдвиговой прочности (предела текучести) океанской литосферы, испытывающей длительную в геологическом масштабе времени сжимающую нагрузку. Аналогичные оценки величины сдвиговой прочности литосферы из других моделей были ранее получены Кропоткиным (1972), Ушаковым (1974) и Сорохтиным (1974а).

Очевидно, что в теле реальных литосферных плит не могут существовать касательные напряжения, превышающие ее эффективный предел текучести τ_s. Поэтому зоны поддвига будут развиваться только в тех регионах, где сжимающие напряжения σ_n достигли величины порядка 10^9 дин/см^2, так как $\sigma_n \approx \tau_s \approx 10^9$ дин/см^2. При этом, чем выше значение заталкивающей силы Q, тем более сложная и густая сеть зон поддвига плит должна возникать в литосферной оболочке данного региона, как это, например, наблюдается сейчас на западе и юго-западе Тихого океана на стыке Тихоокеанской, Австрало-Индоокеанской и Индокитайской плит.

Условия равновесия сил в зоне излома плиты дают соотношение между касательной силой трения F_f в зоне контакта плит и вертикальной нагрузкой P (см. рис. 23):

$$F_f = P \sin \psi / \cos (\beta + \psi). \tag{9.23}$$

Попадая в зону поддвига, океанская кора дегидратируется, разогревается и частично переплавляется. Это приводит к уменьшению эффективной вязкости вещества коры, что позволяет рассматривать коровый слой в зоне поддвига как тонкий слой смазки между смещающимися жесткими плитами, характеризующийся некоторой эффективной вязкостью. Тогда в приближении течения Куэтта можно записать соотношение

$$\eta_c \simeq \tau_f h_c / v_d, \tag{9.24}$$

где h_c — мощность океанской коры в зоне поддвига; τ_f — касательное напряжение в области контакта между плитами; v_d — скорость погружения литосферной плиты в мантию.

Предполагая, что толщина надвигаемой плиты равна мощности горизонтального участка пододвигаемой плиты H_l, получим

$$\tau_f = F_f \sin \beta / H_l. \tag{9.25}$$

Учитывая теперь формулы (9.3), (9.18), (9.21), (9.23)—(9.25), можно после ряда подстановок получить следующее выражение для вязкости коры:

$$\eta_c = \frac{g \Delta g h_c}{2\pi G v_l} \frac{\sin \psi \cos \beta \sin (\alpha + \beta)}{\sin \alpha \cos (\beta + \psi)}. \tag{9.26}$$

Подставим в формулу (9.26) определенные ранее значения входящих параметров: $\alpha = \beta = 40°$, $\psi = 30°$, $\Delta g = 200$ мГал; скорость поддвига Тихоокеанской плиты под Японию в соответствии с кинематической схемой движения плит примем равной $v_l = 9$ см/год; толщину слоя коры в зоне поддвига h_c будем считать вдвое большей по сравнению со средней мощностью океанской коры h_0 в абиссальных котловинах океана, т. е. $h_c \simeq 2h_0 \simeq 14$ км (такое

увеличение мощности коры в зоне поддвига вытекает из анализа течения смазочного слоя, см. § 11 настоящей главы). В результате найдем значение эффективной вязкости океанской коры в зоне поддвига плит $\eta_c \simeq 5 \cdot 10^{21}$П.

Благодаря геометрической и механической симметрии взаимодействия краевых участков смежных плит относительно наклонной поверхности Заварицкого—Беньофа можно предположить, что во фронтальной части надвигаемой плиты должна возникнуть наклонная зона сдвиговых деформаций (BB, см. рис. 22), аналогичная зоне пластичности AA. Принципиальное различие между этими сдвиговыми зонами заключается в том, что через зону пластичности AA постоянно проходят все новые и новые участки пододвигаемой литосферной плиты, а сдвиговая зона надвигаемой плиты является более пассивной и в ней могут происходить только ограниченные подвижки, поскольку однонаправленному смещению надвигаемого блока вверх противодействует сила тяжести. Фактически эта зона ведет себя как длительно живущий разлом, подвижки вдоль которого происходят в соответствии с изменениями режима поддвига плит.

Благодаря процессу разрушения лобовых участков надвигаемой плиты и медленному перемещению зоны Заварицкого—Беньофа в сторону ее тыловых частей (см. § 8 настоящей главы) наклонные разломы, образовавшиеся на более ранних этапах развития процесса поддвига плит, теперь оказываются расположенными ближе к фронтальным участкам островной дуги, последовательно проходя положения $B'B'$, $B''B''$ и т. д. (см. рис. 21). Очевидно, такие наклонные разломы могут служить выводными путями для базальтовых и андезитовых магм, генерируемых в зонах Заварицкого—Беньофа. Вероятно, именно постепенным изменением положения магмовыводящих разломов по отношению к зоне Заварицкого—Беньофа можно объяснить происходящую с течением времени смену режимов извержения островодужных вулканов от глубинного щелочно-базальтового ко все более приповерхностному андезитовому вулканизму.

Впервые модель поддвига плит с резким изломом пододвигаемой плиты была предложена еще в 1973 г.[1] и подробно исследована Лобковским и Сорохтиным (1976). Несколько позже были опубликованы сейсмические данные о существовании под островными дугами сравнительно слабых сейсмофокальных зон, сопряженных с зонами Заварицкого—Беньофа, но падающих в сторону океана (Tarakanov et al., 1974; Sychev, Tarakanov, 1976). Таким образом, обнаружение таких сопряженных сейсмоактивных зон можно рассматривать как пример экспериментального подтверждения теоретического прогноза, сделанного на основе теории тектоники литосферных плит (см. рис. 24).

Характерной особенностью сопряженной фокальной зоны является ее ограниченная протяженность по глубине. Это находится в полном соответствии с рассматриваемой моделью поддвига плит, поскольку в данном случае землетрясения отражают сдвиговые деформации, развивающиеся в горизонтальной ветви пододвигаемой плиты, обладающей конечной толщиной (около 80 км). На основе рассматриваемой модели можно также утверждать, что фокальные механизмы землетрясений в сопряженной зоне должны в основном определяться сдвиговой компонентой, параллельной падению самой зоны и с ориентацией направлений смещения, как это показано на рис. 22.

В дальнейшем аналогичные сопряженные сейсмофокальные зоны, по-видимому, будут выделены и под другими островными дугами.

---

[1] *Сорохтин О. Г.* «Природа тектонической активности Земли и происхождение океанов». Докт. дис. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1973.

10. УПРУГИЙ ИЗГИБ ОКЕАНСКИХ ПЛИТ ПЕРЕД ЗОНАМИ ПОДДВИГА

Как было показано в § 9, излом плит в зонах поддвига происходит только при достижении касательными напряжениями предела текучести вещества литосферы τ_s, примерно равного 10^9 дин/см^2. Отсюда следует, что зона излома пододвигаемой плиты создает для нее естественный упор, причем из формулы (9.5) легко найти величину сжимающих напряжений $\sigma_n \simeq 1{,}5 \cdot 10^9$ дин/см^2. Этот эффект вместе с давлением фронтальных участков надвигаемой плиты приводит к упругому изгибу океанской плиты, с которым связано образование краевых валов и океанских склонов глубоководных желобов. Поэтому нас будут интересовать упругие деформации литосферной плиты, поскольку именно они вызывают изостатически нескомпенсированное выгибание литосферы.

Упругие деформации ε связаны с напряжениями σ законом Гука. Однако этот закон правильно описывает механическое поведение различных материалов в пределах не слишком больших промежутков времени, так как из реологии известно, что с течением времени в реальных телах развиваются процессы ползучести и релаксации напряжений, которые изменяют зависимость между деформациями и напряжениями. Рассмотрим с этой точки зрения реологическое поведение литосферной оболочки Земли. Все построения тектоники плит основаны на постулате о длительной прочности литосферы, что дает возможность изучать ее движение (как движение совокупности нескольких жестких плит) с помощью малого числа степеней свободы (Chase, 1972). Такой кинематике литосферы соответствует модель упругопластического тела. Кроме того, в силу чрезвычайной медленности движений (в том числе и при поддвиге) необходимо учитывать процессы релаксации напряжений и ползучести. Этим двум требованиям (упругое поведение на больших временах и учет релаксации и ползучести) удовлетворяет реологическая модель стандартного линейного тела.

Реологическое уравнение для стандартного линейного тела записывается в виде (Магницкий, 1965)

$$\sigma + \tau_\varepsilon d\sigma/dt = E_\infty (\varepsilon + \tau_\sigma d\varepsilon/dt), \tag{10.1}$$

где τ_ε и τ_σ — соответствующие времена релаксации; E_∞ — статический модуль упругости, который связан с мгновенным модулем упругости E соотношением $E_\infty = E\tau_\varepsilon/\tau_\sigma$.

В отличие от тела Максвелла, в котором релаксация напряжений идет до нуля, в стандартном линейном теле релаксация происходит до некоторого конечного уровня напряжений σ_∞, который определяется статическим модулем упругости:

$$\sigma = E_\infty \varepsilon_0 (1 - e^{-t/\tau_\varepsilon}) + \sigma_0 e^{-t/\tau_\varepsilon}. \tag{10.2}$$

Геоморфологические данные о прогибании литосферы под тяжестью островов, подводных гор и хребтов свидетельствуют о том, что для океанской литосферы, по-видимому, $\tau_\varepsilon < 10^6$ лет (Магницкий, 1965). Следовательно, за время жизни океанской литосферы $t \sim (1{,}0 \div 1{,}5) \cdot 10^8$ лет все избыточные напряжения в ней успеют полностью релаксировать, а остаточные напряжения будут определяться статическим модулем упругости E_∞ по обычному закону Гука: $\sigma_\infty = E_\infty \varepsilon_0$.

Чтобы оценить значение статического модуля упругости E_∞ нужно сравнить наблюдаемые прогибы литосферы под действием нагрузки с теоретическими значениями, взяв за основу модель упругой литосферы, плавающей на жидком субстрате (астеносфере). Соответствующие расчеты дают значение для статического модуля $E_\infty \simeq 0{,}6 \cdot 10^{11}$ дин/см^2 (Лобковский, 1976а). Оно

более чем на порядок меньше величины мгновенного модуля упругости для пород литосферы $E = 10^{12}$ дин/см² (Берч, 1969). Это значение мы и примем как характерное для океанской литосферной плиты, испытывающей длительную нагрузку.

Задача об изгибе литосферной плиты под действием сил сжатия решалась рядом исследователей (Hanks, 1971; Watts, Talwani, 1974). Однако в этих решениях произвольно выбирались граничные условия и не учитывались эффекты релаксации напряжений. Это привело к завышенным оценкам напряжений сжатия (порядка нескольких килобар) и к заниженным значениям теоретической мощности литосферы (~ 30 км). В рамках упругопластической модели поддвига эта задача изучалась Лобковским (1976а).

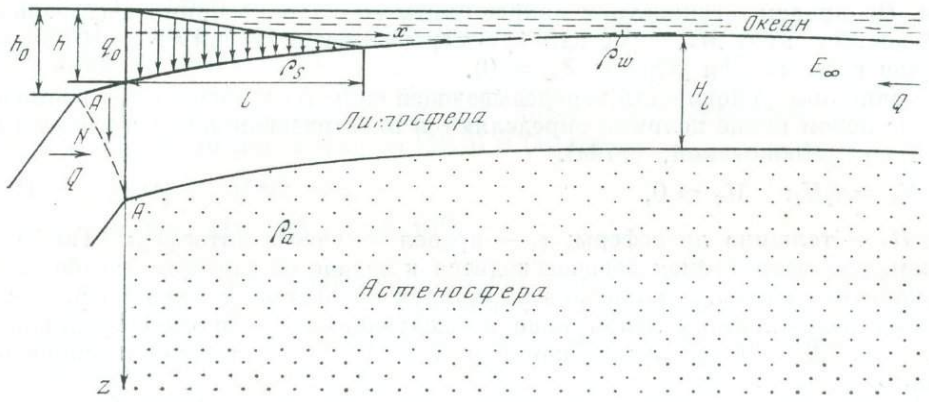


Рис. 25. Модель изгиба океанской плиты перед зоной поддвига
Объяснения в тексте

Формулируя задачу о краевом изгибе литосферы, необходимо учитывать нозникающую в зоне поддвига пластическую область, которая существенным образом входит в граничные условия задачи. Кроме того, дополнительно необходимо учитывать вес литосферного выступа надвигаемой плиты, действующий на край пододвигаемой плиты.

Пододвигаемую плиту с плотностью ρ_l будем считать полубесконечной упругой пластиной постоянной толщины H_l, лежащей на вязкой жидкости с плотностью ρ_a, имитирующей астеносферу. Сверху литосферная плита перекрыта слоем h воды океана с плотностью ρ_w (рис. 25). Граничные условия для перерезывающей силы N и изгибающего момента M диктуются наличием пластической области. Вязкая жидкость подстилающего слоя охвачена течениями, создающими напряжения сжатия в теле плиты. Примем, что в срединной плоскости пластины действует постоянная по ее длине сжимающая сила Q. Любое малое отклонение Z пластины от равновесного горизонтального положения вызывает возвращающую вертикальную силу, пропорциональную величине отклонения Z (винклеровское основание).

Рассмотрим двухмерную задачу. Тогда отклонения Z пластины от равновесного положения будут удовлетворять следующему уравнению (Heteniy, 1946):

$$D d^4Z/dx^4 + Q d^2Z/dx^2 + kZ = 0, \qquad (10.3)$$

где $D = E_\infty H^3_l/12\,(1 - \nu^2)$ — жесткость плиты на изгиб; $k = \Delta\rho g$ — модуль винклеровского основания (kZ — выталкивающая архимедова сила); $\Delta\rho = \rho_a - \rho_w$ — разность плотности астеносферы и воды; E_∞ — статический

модуль упругости; H_l — мощность литосферной плиты; ν — коэффициент Пуассона.

Уравнение (10.3) описывает квазистатический изгиб пододвигаемой литосферной плиты. Учет релаксации напряжений в этом уравнении обеспечивается соответствующей заменой мгновенного модуля упругости E на статический модуль E_∞.

Левый край пододвигаемой плиты находится под действием распределенной по линейному закону нагрузки $q_x = q_0\,(l - x)/l$, где $q_0 = (\rho_s - \rho_w)gh$ — нагрузка в основании клина; ρ_s — плотность литосферного клина; h — высота выступа вблизи основания; l — длина клина.

Для решения дифференциального уравнения четвертого порядка (10.3) необходимо, вообще говоря, задавать четыре независимых граничных условия. На правом «бесконечном конце» плиты естественно принять нулевой изгибающий момент $M_\infty = 0$ и нулевую перерезывающую силу $N_\infty = 0$ (в этом случае выполняется условие $Z_\infty = 0$).

Граничные условия для перерезывающей силы N_τ и изгибающего момента M_τ на левом конце целиком определяются пластической зоной и имеют простой вид (Лобковский, 1976а):

$$N_\tau = \tau_s H_l; \quad M_\tau = 0, \tag{10.4}$$

где H_l — толщина литосферы; τ_s — предел текучести литосферы. Таким образом, рассматриваемая задача сводится к задаче об упругом изгибе полубесконечной плиты, покоящейся на жидком основании, с линейно распределенной нагрузкой на левом крае и следующими граничными условиями: $N = N_\tau$, $M = 0$ на левом конце и $N = M = 0$ на правом «бесконечном конце».

Задачу можно решать методом суперпозиции решений для бесконечной в оба конца плиты, находящейся под действием сосредоточенных перерезывающей силы P_0 и изгибающего момента M_0. Эти решения имеют следующий вид (Heteniy, 1946):

а) для сосредоточенной силы P_0:

$$\begin{aligned} Z &= \frac{P_0\lambda}{2k\alpha\beta}\, e^{-\beta X}\,(\alpha\cos\alpha x + \beta\sin\alpha x),\\ M &= \frac{P_0}{4}\,\frac{1}{\alpha\beta}\, e^{-\beta X}\,(\alpha\cos\alpha x - \beta\sin\alpha x),\\ N &= -\frac{P_0}{4}\,\frac{1}{\alpha\beta}\, e^{-\beta x}\,[2\alpha\beta\cos\alpha x + (\beta^2 - \alpha^2)\sin\alpha x]; \end{aligned} \tag{10.5}$$

б) для сосредоточенного изгибающего момента M_0:

$$\begin{aligned} Z &= \frac{M}{4EI}\,\frac{1}{\alpha\beta}\, e^{-\beta X}\sin\alpha x,\\ M &= \frac{M_0}{4}\,\frac{1}{\alpha\beta}\, e^{-\beta x}\,[2\alpha\beta\cos\alpha x - (\beta^2 - \alpha^2)\sin\alpha x],\\ N &= \frac{M_0}{2}\,\frac{\lambda^2}{\alpha\beta}\, e^{-\beta x}\,(\alpha\cos\alpha x + \beta\sin\alpha x). \end{aligned} \tag{10.6}$$

Здесь и далее E — статический модуль упругости; x — горизонтальная координата; $I = H_l^3/12\,(1 - \nu^2)$ — момент инерции поперечного сечения плиты относительно вертикальной оси.

$$\lambda^2 = \sqrt{k/4EI}; \qquad \alpha = \sqrt{\lambda^2 + Q/4EI}; \qquad \beta = \sqrt{\lambda^2 - Q/4EI}. \tag{10.7}$$

Принимая следующие значения величин: $E = 0{,}6\cdot 10^{11}$ дин/см^2; $H_l = 6\cdot 10^6$ см; $Q = \sigma_n H_l = 1{,}5\cdot 10^9$ дин/см$^2\cdot 6\cdot 10^6$ см $= 9\cdot 10^{15}$ дин/см; $k = \Delta\rho g = (\rho_a - \rho_w)g = 2{,}3\cdot 10^3$ г/см$^2\cdot$с^2; $\nu = 0{,}25$, получим значения пара

метров, определяющих форму решений:

$$\lambda^2 = 2{,}3\cdot10^{-14}\ \text{см}^{-2};\quad \alpha = 1{,}58\cdot10^{-7}\ \text{см}^{-1};\quad \beta = 1{,}44\cdot10^{-7}\ \text{см}^{-1}.$$

Примем также следующие параметры линейной нагрузки: $\rho_s = 2{,}7$ г/см^3 — плотность литосферного выступа, состоящего в основном из осадочно-вулканогенной толщи; $h = 15$ км — толщина выступа у основания; $l = 70$ км — длина клина.

Рассмотрим действие линейной нагрузки $q_x = q\,(l - x)/l$ на бесконечную в оба конца плиту (начало координат выбрано у основания клина, $x = 0$).

Вычисление изгибающего момента M' и перерезывающей силы N' такой плиты в сечении, проходящем через начало координат, методом суперпозиции по формулам (10.5) и (10.6) дает следующие значения $M' \simeq 7{,}6\cdot10^{21}$ дин, $N' \simeq 2{,}8\cdot10^{15}$ дин/см.

Чтобы перейти к случаю полубесконечной плиты с заданными граничными условиями на левом конце $M = 0$, $N = \tau_s H_l \simeq 6\cdot10^{15}$ дин/см, необходимо приложить в начале координат такую сосредоточенную силу P^* и такой сосредоточенный изгибающий момент M^*, которые удовлетворяют следующей системе уравнений (см. формулы (10.5) и (10.6)):

$$M' + P^*/4\beta + M^*/2 = 0, \qquad (10.8)$$
$$N' - P^*/2 - M^*\lambda^2/2\beta = -6\cdot10^{15}.$$

Решая эту систему уравнений относительно P^* и M^*, найдем значения сосредоточенной силы и сосредоточенного изгибающего момента: $P^* = 4{,}46\cdot10^{16}$ дин/см и $M^* = -1{,}7\cdot10^{23}$ дин (здесь и далее все силы и моменты рассчитаны на единицу ширины литосферной плиты).

Следует отметить, что по определению перерезывающая сила, действующая в данном сечении, принимается положительной, если сила, с которой левая от сечения часть плиты действует на правую, направлена вверх, т. е. против оси $0Z$. Аналогично изгибающий момент в данном сечении, с которым левая часть плиты (по отношению к рассматриваемому сечению) действует на правую, принимается положительным, если он направлен по часовой стрелке.

Таким образом, решением нашей задачи является сумма трех решений для бесконечной плиты: а) решения с линейной нагрузкой; б) решения со сосредоточенной силой P^*, приложенной в начале координат; в) решения со сосредоточенным изгибающим моментом M^*, приложенным в начале координат.

Подсчитаем теоретическое отклонение поверхности литосферной плиты Z_{tr} от равновесного уровня в глубоководном желобе, которое получается суперпозицией указанных трех решений.

В соответствии с (10.5), (10.6) и (10.8) имеем:

$$Z_{tr} = \frac{P^*\lambda^2}{2k\alpha\beta}\,e^{-\beta l}(\alpha\cos\alpha l + \beta\sin\alpha l) + \frac{M^*}{4D\alpha\beta}\,e^{-\beta l}\sin\alpha l + \frac{\lambda^2 q}{2k\alpha\beta}\int_0^l xe^{-\beta x}(\alpha\cos\alpha x + \beta\sin\alpha x)\,dx \simeq 3{,}2\ \text{км}. \qquad (10.9)$$

Для сравнения отметим, что глубина Курило-Камчатского или Японского желоба превосходит глубину примыкающей абиссальной равнины примерно на 3—3,5 км, что находится в хорошем согласии с полученным теоретическим значением прогиба желобов.

Оценим теперь, насколько прогибается плита под литосферным выступом, для чего подсчитаем отклонение плиты от равновесного положения под основанием клина в начале координат. Беря сумму решений, описывающих дей-

ствие сосредоточенной силы P^* и распределенной нагрузки литосферного выступа (решение с изгибающим моментом M^* не дает вклада в начале координат), находим

$$Z_A = \frac{P^*\lambda^2}{2k\beta} + \frac{\lambda^2 q}{2k\alpha\beta l}\int_0^l (l-x)\, e^{-\beta x}(\alpha\cos\alpha x + \beta\sin\alpha x)\, dx \simeq 16{,}2 \text{ км}.$$

При такой амплитуде погружения поверхности пододвигаемой плиты, граница Мохоровичича под основанием литосферного выступа должна опускаться примерно на глубину 29 км (16 км — амплитуда погружения, 6,5 — глубина океана и 6,5 км — мощность океанской коры), что близко соответствует определениям мощности земной коры по данным ГСЗ под островными дугами — обычно 30—35 км (см. рис. 18)

Одной из задач геодинамической модели переходной зоны является объяснение характерного изгиба поверхности Земли в пределах системы глубоководный желоб — краевой вал. Выше было приведено решение для квазистатического упругого (с учетом релаксации) изгиба пододвигаемой литосферной плиты под действием краевой нагрузки надвигаемой плиты, сил сжатия и выталкивания. Посмотрим теперь, насколько теоретическая кривая изгиба свободной от нагрузки части плиты соответствует действительному рельефу краевого вала и глубоководного желоба.

Как и прежде, результирующая кривая прогибов плиты ищется в виде суммы трех решений для бесконечной в оба конца плиты. Переместим начало координат в точку, совпадающую с правым концом (острием) литосферного выступа, или, что то же самое, в наиболее глубокую часть желоба. Обозначим через ξ горизонтальную координату, отсчитываемую вправо от оси глубоководного желоба. Тогда отклонение свободной от нагрузки части пододвигаемой литосферной плиты после ряда преобразований можно выразить в виде (Лобковский, 1976а)

$$Z_\xi = e^{-1{,}44\cdot 10^{-7}\xi}\,[3{,}2\cos 1{,}58\cdot 10^{-7}\xi - 2{,}8\sin 1{,}58\cdot 10^{-7}\xi]\cdot 10^5. \qquad (10.10)$$

При $\xi = 0$ $Z_\xi = 3{,}2$ км, и это значение совпадает с определенным ранее прогибом в желобе (10.9).

Найдем корни уравнения $Z_\xi = 0$. Первый корень равен $\xi_1 = 45$ км. Это значение соответствует типичной ширине желобов 40—50 км. Второй корень равен $\xi_2 = 240$ км и хорошо согласуется со значением характерной ширины краевых валов порядка 250 км (Удинцев, 1972). Для определения максимальной амплитуды изгиба плиты (высоты краевого вала) следует найти соответствующий корень уравнения $dZ_\xi/d\xi = 0$, который оказывается равным $\xi_{max} = 110$ км, что соответствует типичным расстояниям от желоба до гребня краевого вала ($\sim$ 100 км). Подставляя это значение в функцию (10.10), найдем максимальную теоретическую амплитуду краевого вала $Z_{max} \simeq 680$ м. Как известно, амплитуды краевых валов колеблются в пределах 400—800 м (Удинцев, 1972).

На рис. 26 приведен один из профилей через Японский глубоководный желоб и краевой вал. Здесь $Z_{max} = 600$—700 м. Для сравнения там же показана теоретическая кривая изгиба литосферы, построенная по (10.10). Как видно из сравнения графиков, теоретическая кривая неплохо аппроксимирует рельеф рассматриваемых структур и приводит к правильным количественным результатам. Эта кривая хорошо передает асимметрию краевого вала (более крутой склон глубоководного желоба и пологий склон вала, обращенный в сторону океана) и на больших удалениях от зоны поддвига почти не отличается (в силу экспоненциального множителя) от уровня равновесного положения поверхности литосферной плиты в абиссальной котловине.

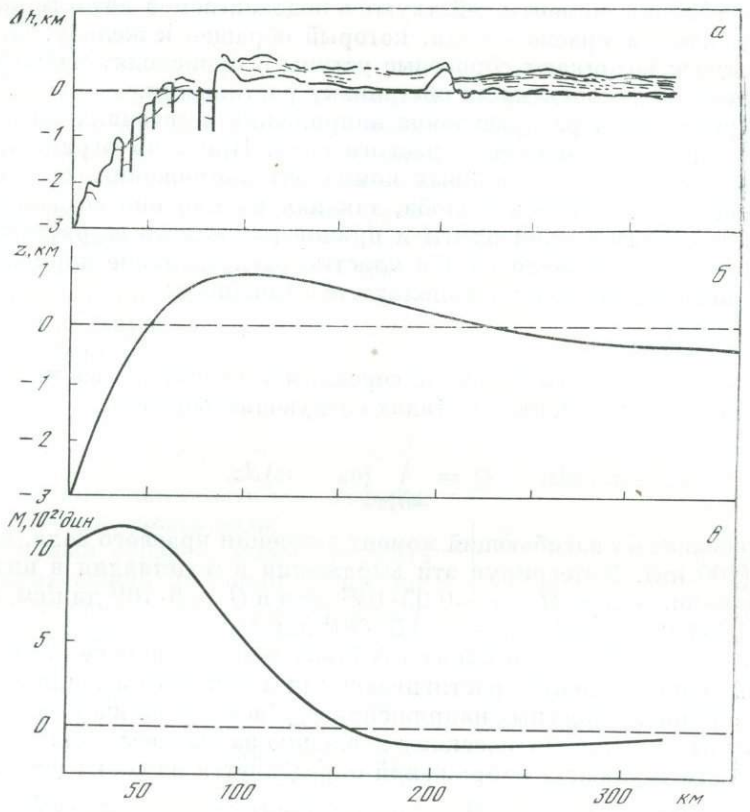


Рис. 26. Сопоставление разреза непрерывного сейсмического профилирования (Ludwig et al., 1966) (*а*) с теоретическим профилем поверхности плиты (*б*) и кривой распределения изгибающего момента в плите (*в*)

В строении краевых валов обычно выделяются разрывные нарушения, хорошо видимые и на разрезе, приведенном на рис. 26, *а*. Кроме того, происходящие под этими структурами мелкофокусные землетрясения свидетельствуют о существовании здесь растягивающих напряжений (Stauder, 1968). На этом основании многие исследователи считают, что в верхних частях разреза краевых валов господствует обстановка растяжения (Worzel, 1965; Ludwig et al., 1966).

В этой связи интересно рассмотреть распределение напряжений в сечениях той части литосферной плиты, которая находится в состоянии интенсивного изгиба, так как этой области плиты отвечают большие значения изгибающего момента M.

Изгибающий момент в свободной от нагрузки части литосферы подсчитывается методом суперпозиции аналогично тому, как это делается для величины отклонения Z_ξ. Окончательное выражение имеет вид (Лобковский, 1976а)

$$M_\xi = -\exp(-1{,}44\cdot10^{-7}\xi)\,[1{,}2\cos 1{,}58\cdot10^{-7}\xi + 3{,}9\sin 1{,}58\cdot10^{-7}\xi]\cdot10^{22}. \quad (10.11)$$

Первый корень уравнения $M(\xi) = 0$ равен $\xi_1 = 180$ км. Первый экстремум функции (10.11) находится из условия $dM_\xi/d\xi = 0$. Максимальное (по абсолютной величине) значение момента, действующего на единичное сечение литосферы, равно $M_{max} = -1{,}25\cdot10^{22}$ дин и достигается в пределах глубоководного желоба при $\xi_{max} = 35$ км. Из полученного распределения моментов по сечениям литосферы следует важный вывод о том, что наиболее значи-

тельные изгибающие моменты действуют в пододвигаемой литосферной плите только под склоном краевого вала, который обращен к желобу. Но именно в этой области и возникают сбросовые уступы и происходят мелкофокусные землетрясения, указывающие на обстановку растяжения.

Рассмотрим теперь распределение напряжений в сечениях плиты между желобом и вершиной поднятия краевого вала. При этом ограничимся рассмотрением только горизонтальных компонент напряжения, ориентированных перпендикулярно к оси желоба, так как именно они создают условия общего сжатия литосферной плиты и приповерхностного ее растяжения.

В соответствии с теорией изгиба пластин распределение нормальных напряжений по сечению плиты предполагается линейным:

$$\sigma_{xx} = \sigma_0 + az, \tag{10.12}$$

где координата z отсчитывается от середины сечения. Тогда интегральные условия для силы и момента выглядят следующим образом:

$$M_0 = \int_{-H/2}^{H/2} (\sigma_0 + az)\, z dz; \qquad Q = \int_{-H/2}^{H/2} (\sigma_0 + az)\, dz.$$

Здесь M_0 обозначает изгибающий момент в сечении краевого вала, например, $M_0 = M$ (100 км). Интегрируя эти выражения и подставляя в них определенные ранее значения $M_0 = -0{,}93 \cdot 10^{22}$ дин и $Q = 9 \cdot 10^{15}$ дин/см, находим, что $\sigma_0 = 1{,}5 \cdot 10^9$ дин/см^2 и $a = -0{,}63 \cdot 10^3$ дин/см^3.

Теперь легко оценить, на каких глубинах действующие сильные сжимающие напряжения сменяются растягивающими и каковы значения этих растягивающих приповерхностных напряжений σ_{xx} (везде речь идет о напряжениях, добавочных к гидростатическому давлению за счет веса плиты). Глубина h_0 поверхности «нулевых» напряжений определяется из соотношения

$$\sigma_0 + az = 0. \tag{10.13}$$

Подставляя в (10.13) полученные значения для σ_0 и a, находим $z_0 = 24$ км или при $H_l = 80$ км

$$h_0 = H/2 - z_0 = 16 \text{ км}.$$

Отсюда следует, что напряжения растяжения господствуют только в верхней части литосферной плиты, включающей океанскую кору и прилегающие подкоровые слои. По выражению (10.13) нетрудно подсчитать значения растягивающих напряжений. На поверхности эти напряжения в прочной литосфере могли бы достигать значений $(3 \div 5) \cdot 10^8$ дин/см^2, линейно уменьшаясь до нуля под подошвой океанской коры. Однако в реальных условиях растягивающие напряжения не должны превышать пределов прочности пород коры на разрыв, равных нескольким единицам на 10^7 дин/см^2 (Магницкий, 1965). В этом случае происхождение мелкофокусных землетрясений и сбросовой морфологии на краевом валу легко объяснить эффектами разрядки растягивающих напряжений.

Рассмотрим в заключение гравитационный эффект изостатически нескомпенсированного выгибания литосферы перед зоной поддвига.

На рис. 27 изображены обобщенные гравиметрический и топографический профили, построенные в результате усреднения данных по десяти гравиметрическим и топографическим профилям, приведенным Талвани (Talwani, 1970). Хорошо видно совпадение хода этих кривых.

Рассмотрим приближенно гравитационный эффект краевого вала и глубоководного желоба с количественной точки зрения. При оценке в первом приближении воспользуемся формулой притяжения бесконечного плоскопараллельного однородного слоя с избыточной плотностью $\Delta\rho$ и толщиной h

(Федынский, 1968):

$$\Delta g = 2\pi G \Delta \rho h. \qquad (10.14)$$

Измерения показывают, что в областях абиссальных равнин аномалии силы тяжести в редукции свободного воздуха близки к нулю. Оценим величину положительной аномалии, возникающей за счет подъема всего слоя литосферы на уровень, характерный для краевых валов. Выше отмечалось, что высота краевого вала примерно равна 600—700 м. Принимая мощность литосферы и земной коры под краевым валом и прилежащей областью абиссальной котловины неизменными и пользуясь формулой (10.14), определим эффект добавочного притяжения краевого вала по сравнению с абиссальной равниной:

$$\Delta g = 2\pi G (\rho_a - \rho_w) Z_{\max} \simeq 60 \text{ мГал},$$

где $\rho_a = 3{,}2$ г/см^3— плотность астеносферы; $\rho_w = 1$ г/см^3— плотность воды.

Аналогичным образом можно оценить дефицит притяжения глубоководного желоба по сравнению с абиссальной равниной, принимая за уровень максимального погружения значение $h_{\max} = -3$ км. Получается величина аномалии $\Delta g \simeq -290$ мГал.

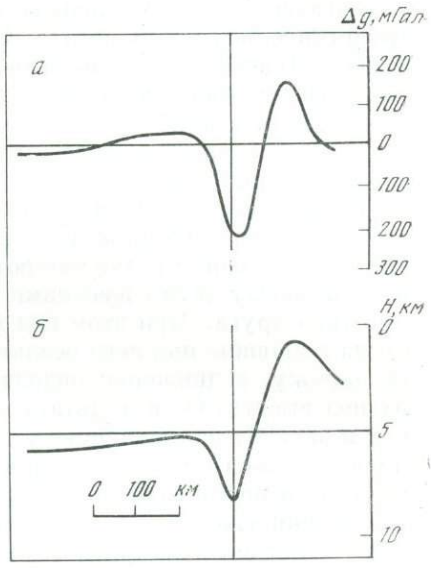


Рис. 27. Обобщенные гравитационная аномалия в свободном воздухе (*а*) и рельеф (*б*) активных переходных зон

Разумеется, обе эти оценки весьма приближенны. Тем не менее полученные значения согласуются с наблюдаемыми гравитационными аномалиями. Это соответствие показывает, что основные аномалии системы глубоководный желоб — краевой вал могут быть обусловлены упругим изгибом литосферы, а не плотностными неоднородностями коры и верхней мантии или вариациями мощности коры под этими структурами, как часто полагают.

11. ЗАТЯГИВАНИЕ ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ В ЗОНЫ ПОДДВИГА ПЛИТ

Вместе с океанской литосферой в сторону зон поддвига плит перемещаются и пелагические осадки. Тем не менее сдирания и смятия осадков перед островными дугами и активными окраинами континентов в большинстве случаев не происходит. Как правило, не наблюдается и чрезмерного накопления осадков в глубоководных желобах, несмотря даже на то, что скорость седиментации в этих местах достигает нескольких сантиметров за 1000 лет (Лисицын, 1974а). При такой скорости осадконакопления большинство желобов оказалось бы полностью засыпанным уже через несколько десятков миллионов лет, тогда как в действительности они остаются совершенно незаполненными осадками, хотя существуют и развиваются в течение сотен миллионов лет (например, Японский и Перу-Чилийский желоба).

Закономерности строения осадочной толщи вблизи зон субдукции указывают на то, что в этих местах должен действовать эффективный механизм удаления осадков с поверхности океанского дна. Таким естественным процессом может быть их затягивание в зону поддвига плит, хотя очевидным этот процесс

назвать нельзя, поскольку вязкость пелагических осадков мала и на первый взгляд кажется, что они, скорее, будут сдираться со дна и выжиматься из зоны поддвига жестких литосферных плит, а не затягиваться туда. Однако решение задачи о возможности поглощения осадков в зонах поддвига плит может быть получено теоретически и проверено с помощью сейсмических методов.

Механизм затягивания осадков в зону поддвига жестких плит полностью аналогичен механизму попадания жидких смазочных масел в зазоры между трущимися жесткими деталями в различных технических устройствах и машинах. Действительно, ведь мы не удивляемся тому, например, что жидкое масло не выжимается из зазоров в подшипниках двигателя или трансмиссии автомобиля, а наоборот, проникает туда и смазывает их. Рассмотрим поэтому процесс затягивания осадков в зону поддвига литосферных плит с точки зрения теории смазки.

Вдали от зоны поддвига слой осадков мощностью h_0 движется поступательно вместе с литосферной плитой с постоянной скоростью v_0. В зоне поддвига условия движения резко меняются, поскольку здесь осадочный слой попадает в зазор между двумя жесткими поверхностями, перемещающимися друг относительно друга. При этом под влиянием избыточного веса литосферного выступа попавшие под него осадки будут стремиться выжаться из зоны поддвига наружу, а движение пододвигаемой плиты, наоборот, будет затаскивать их под выступ. От результата действия этих противоположно направленных сил и зависит направление развития процесса: если превалируют силы сцепления осадков с пододвигаемой плитой, то они будут затягиваться под край выступа и полностью поглощаться в зоне поддвига; в противоположном случае осадки уже не смогут полностью затягиваться в зазор между плитами и начнут частично соскребаться с пододвигаемой плиты и сминаться перед краем литосферного выступа.

Результирующее течение, возникающее в вязкой жидкости, попавшей в зазор между двумя движущимися жесткими поверхностями, обычно называется течением Куэтта. В гидродинамике течения такого рода исследованы достаточно полно (Шлихтинг, 1974), а решение рассматриваемой задачи о течении осадков в зоне поддвига плит приведено в работе Лобковского и Сорохтина (1976).

Для составления уравнения Навье—Стокса, определяющего течение осадков в зазоре между двумя движущимися друг относительно друга литосферными плитами, направим ось X вдоль зоны поддвига плит от фронтального края выступа к его основанию, а ось Z — перпендикулярно к кровле зоны поддвига и вниз. Начало координат поместим у переднего края литосферного выступа (рис. 28). Тогда решение уравнения Навье—Стокса запишется в следующем виде (Сорохтин, Лобковский, 1976):

$$v = \frac{z}{h} v_0 - \frac{h^2}{2\eta} D \frac{z}{h} \left(1 - \frac{z}{h}\right), \tag{11.1}$$

где

$$D = \partial P/\partial x - \rho_s g \sin \alpha \tag{11.2}$$

— градиент давления, не зависящий от z; h — толщина зазора между литосферным выступом и пододвигаемой плитой; η — вязкость осадков в зазоре; v — скорость движения осадков вдоль оси $0X$; P — давление; ρ_s — плотность осадков: g — ускорение силы тяжести; α — угол наклона зоны поддвига.

Давление литосферного выступа на осадки, находящиеся в зазоре между плитами, определяется из условия гидростатического равновесия:

$$P = \rho_l g \frac{H}{L} x + \rho_w g \frac{H}{2L} (L - x), \tag{11.3}$$

где L — длина литосферного выступа; H — толщина выступа у его основания. Откуда с учетом (11.2) и приближенных равенств $\sin\alpha \simeq \operatorname{tg}\alpha$, $\alpha \simeq H/2L$ (так как $\alpha < 10°$), найдем

$$D = \frac{H}{2L} g (2\rho_l - \rho_w - \rho_s), \tag{11.4}$$

здесь ρ_l, ρ_w, ρ_s — соответственно плотности литосферного выступа, воды в океане и осадков в зоне поддвига плит.

Средняя плотность литосферного выступа близка к средней плотности континентальной коры $\rho_l \simeq 2{,}7$ г/см^3, плотность океанских осадков

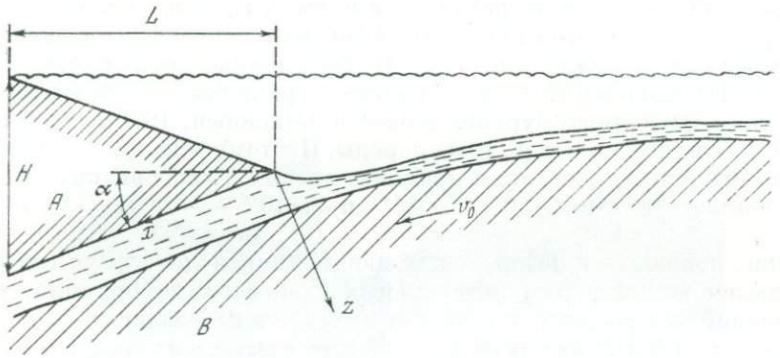


Рис 28. Модель зоны затягивания осадков под литосферный выступ

A — фронтальный выступ надвигаемой плиты; *B* — пододвигаемая плита. Остальные объяснения в тексте

$\rho_s \simeq 2$ г/см^3, а $\rho_w = 1$ г/см^3. Следовательно, в зазоре между плитами градиент давления всегда положительный, т. е. $D > 0$. Откуда вытекает, что в таком зазоре в принципе могут возникнуть возвратные течения, для которых $v < 0$. Условием отсутствия таких течений, а следовательно, и выжимания осадков из зоны поддвига плит является неравенство

$$v < \frac{h^2}{2\eta v_0} D \leqslant 1. \tag{11.5}$$

В стороне от зоны поддвига плит поток осадков Q, пересекающий в единицу времени любое из сечений осадочного слоя, составляет

$$Q = v_0 h_0. \tag{11.6}$$

Для нахождения потока осадков в зазоре между плитами выражение (11.1) необходимо проинтегрировать по всей толщине зазора h. В этом случае

$$Q = v_0 h/2 - h^3 D/12\eta. \tag{11.7}$$

При отсутствии явления сдирания осадков перед фронтом островной дуги оба потока должны быть равны друг другу. Из этого условия легко получить

$$h^2 D/2\eta v_0 = 3\,(1 - 2h_0/h). \tag{11.8}$$

Сравнивая выражение (11.8) с условием затягивания осадков в зону поддвига плит (11.5), можно получить новое соотношение

$$2h_0 < h \leqslant 3h_0, \tag{11.9}$$

показывающее, что при отсутствии выжимания осадков из зоны контакта плит толщина заполненного осадками зазора между этими плитами всегда в 2—3 раза больше мощности осадочного слоя перед зоной поддвига.

Комбинируя уравнение (11.5) с условием (11.9), можно определить и сами значения мощностей осадков, затягиваемых в зоны поддвига плит еще без их сдирания и смятия перед литосферными выступами:

$$h_0 \leqslant \sqrt{2\eta v_0/9D}. \tag{11.10}$$

Подставляя в (11.10) значение D из (11.4) и принятые значения параметров разреза ($L \simeq 100$ км, $H \simeq 20$ км) получим простую расчетную формулу

$$h_0 \leqslant 5{,}5 \cdot 10^{-8} \sqrt{\eta v_0}, \tag{11.11}$$

в которой h_0 выражено в метрах; η — в пуазах; v_0 — в см/год.

Под η здесь необходимо понимать эффективную вязкость осадочного слоя, попавшего в зазор между плитами. К сожалению, этот параметр трудно определить из независимых данных, поэтому ограничимся лишь его приближенной оценкой. По данным бурения известно (Лисицын, 1970), что в пелагических осадках преобладают рыхлые породы. Поэтому в целом океанские осадки можно отнести к категориям наименее вязких и слабовязких пород с вязкостью соответственно $2 \cdot 10^{15}$—$5 \cdot 10^{18}$ и $5 \cdot 10^{18}$—$3 \cdot 10^{19}$П (Грунтоведение, 1973).

Осадки, попавшие в зазор между движущимися литосферными плитами, подвергаются воздействиям интенсивных сдвиговых деформаций, повышенных давлений и прогрева, поэтому в них должны развиваться ускоренные процессы диагенеза и катагенеза. Так, еще в самом начале зоны поддвига, вблизи желоба, из осадков должны отжиматься поровые воды, а сами осадки — литифицироваться. На больших расстояниях в зоне поддвига осадки еще больше уплотняются и прогреваются. Глинистые минералы и другие гидросиликаты дегидратируются, и осадки, последовательно проходя все стадии катагенеза и начального метаморфизма, превращаются в глаукофановые сланцы (Перчук, Ушаков, 1973).

Затягиванию осадков в зону поддвига литосферных плит способствует расчлененный рельеф кровли второго слоя, неровности которого достигают по амплитуде нескольких сот метров. Кроме того, поверхность океанского дна перед его погружением в желоб обычно оказывается разбитой сбросами на ряд ступеней высотой до нескольких сот метров и шириной в несколько километров (см. рис. 26, *а*). В результате этого профиль поверхности коренного ложа океана приобретает характерную пилообразную форму с чередующимися карманами и выступами.

Вязкость базальтов (после перехода предела текучести) достигает значений порядка 10^{23}П. Следовательно, даже небольшая доля участия базальтов в строении осадочного слоя очень существенно влияет на эффективную вязкость самого слоя. Поэтому при сложном строении подошвы осадочного слоя, когда бóльшая часть осадков может быть выжата в карманы и пониженные участки рельефа коренного ложа, эффективная вязкость слоя должна резко повышаться.

Таким образом, благодаря интенсивному развитию процессов диагенеза и катагенеза осадков в зонах поддвига плит и за счет описанных выше особенностей строения коренного ложа океанского дна суммарная эффективная вязкость осадков в зазоре между плитами становится очень высокой. По-видимому, для этих осадков эффективная вязкость не должна быть меньше вязкости литифицированных пород в тонкослоистых известково-мергелистых, песчано-глинистых и флишевых толщах. Породы этих толщ характеризуются вязкостью от $5 \cdot 10^{18}$ до $3 \cdot 10^{19}$ П (Грунтоведение, 1973). Поэтому в среднем можно принять, что в зоне поддвига плит вязкость осадков примерно равна 10^{19} П. Подставляя полученную оценку в формулу (11.11) и принимая средние скорости поддвига литосферных плит по расчетам, приведенным в § 4

этой главы, найдем, что под Курильскую, Японскую, Марианскую островные дуги и под острова Тонга осадки могут затягиваться без соскребания и смятия в том случае, если их мощность в среднем не превышает критическое значение, определяемое условием равенства в формуле (11.11) $h_{кр} = 500—520$ м. В Перу-Чилийский, Алеутский и Яванский желоба без соскребания и смятия могут затянуться толщи осадков мощностью до 400—430 м.

С выполненными оценками интересно сопоставить реальные мощности осадков, поступающих в зоны поддвига плит. По данным, приводимым А. П. Лисицыным (1974а), вблизи Курильского, Японского, западной части Алеутского и центральной части Яванского глубоководных желобов мощности осадков лежат в пределах 300—500 м. Вблизи желоба Тонга мощность

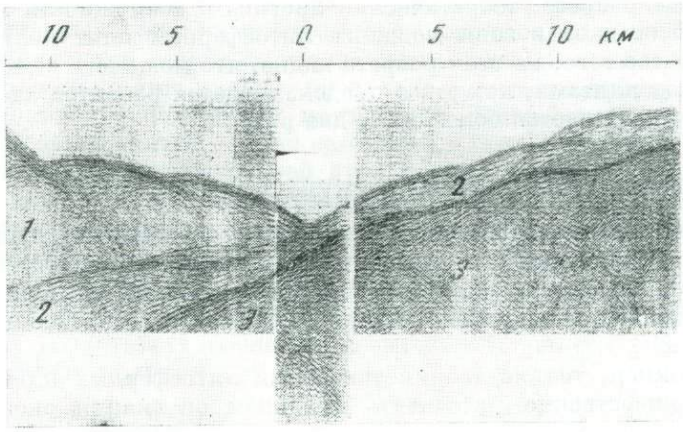


Рис. 29. Временной сейсмический разрез, полученный по одному из профилей, пересекающих Курильский глубоководный желоб (Бондаренко и др., 1977)

1 — внешний край островной дуги; *2* — слой пелагических осадков; *3* — коренные породы океанской коры

осадков снижается до 100—300 м, а перед большей частью Перу-Чилийского желоба — до 100 м и менее.

Это позволяет понять, почему поддвиг океанских плит здесь не сопровождается соскабливанием и смятием осадков перед фронтальной частью надвигаемой плиты: мощность осадков, пододвигаемых под эти структуры, повсеместно меньше критического значения.

Иная ситуация наблюдается в заливе Аляска, на востоке Алеутской дуги, и к северу от Яванского желоба. В этих районах мощность осадков выше 500—700 м, а в отдельных местах достигает 1000 м, т. е. везде превышает найденные для этих структур критические значения мощности. Аналогичная ситуация наблюдается и возле зоны поддвига Атлантической плиты под Малые Антильские острова: для этой зоны $h_{кр} \simeq 250$ м, тогда как $h_0 \simeq 500—1000$ м. Следовательно, в перечисленных районах поддвиг литосферных плит должен сопровождаться и соскребанием осадков с океанского дна, и смятием их перед литосферным выступом. По-видимому, именно таким процессом необходимо объяснять возникновение внешних невулканических гряд возле этих островных дуг (например, островов Кадьяк, Афогнак и п-ова Кенай в заливе Аляска, Андаманских и Никобарских островов в Индийском океане и о-ва Барбадос в Атлантическом океане).

На дне многих глубоководных желобов поверх пелагических осадков часто залегают почти горизонтально слоистые отложения мутьевых и суспен-

зионных потоков, поступающих с островных склонов или с континентов (Лисицын, 1974а). Эти осадки также затягиваются в зоны поддвига плит, если, конечно, мощность пелагических отложений заметно ниже критического значения. Однако отток осадков из желобов постоянно компенсируется поступлением нового материала со склонов островных дуг и континентов. В результате этого устанавливается динамическое равновесие, и желоба оказываются засыпанными осадками лишь частично.

Приведенные в этом разделе расчеты и теоретические выводы были получены в 1974 г. (Сорохтин, Лобковский, 1976). В конце 1975 — начале 1976 г. в районе Курильской островной дуги проводились детальные сейсмические работы по профилям, пересекающим глубоководный желоб (Бондаренко и др., 1977). Сейсмический разрез по одному из них приведен на рис. 29. Как видно из этого разреза, теоретический прогноз о возможности затягивания пелагических осадков в зоны поддвига литосферных плит полностью подтвердился. Более того, на этом разрезе видно, что мощность осадочного слоя в зазоре между плитами, как это и предсказывается развитой здесь теорией, постепенно увеличивается более чем в два раза.

12. ПРИРОДА ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Теория тектоники литосферных плит вовсе не отрицает существования вертикальных движений земной коры, как это иногда представляется ее противниками. Наоборот, эта теория с единых позиций объясняет широкий класс таких движений и позволяет даже проводить численные оценки их скоростей.

Так, например, только теория тектоники литосферных плит позволила понять и количественно рассчитать механизм опускания океанского дна в процессе его перемещения от гребней срединно-океанских хребтов до глубоководных котловин и желобов. Суммарная амплитуда таких вертикальных движений достигает 8—10 км.

Оказалось, что опускание дна на склонах срединных хребтов и в глубоководных котловинах в основном связано с процессом формирования океанских литосферных плит за счет охлаждения и кристаллизации частично расплавленного мантийного вещества астеносферы (см. § 5). Опускание океанского дна определяется законом (5.8), согласно которому амплитуда его погружения Δh зависит от возраста t океанской плиты:

$$\Delta h \simeq 0{,}35\sqrt{t}, \tag{12.1}$$

где Δh — определено в километрах, t — в миллионах лет.

Обратим внимание на то, что закон этот был выведен на основании общих положений рассматриваемой теории (Сорохтин, 1973а; Parker, Oldenburg, 1973), тем не менее он очень неплохо аппроксимирует наблюдаемый в действительности рельеф океанского дна (см. рис. 14, *а*, *б*). Выражение (5.8) позволяет определить и закон изменения скорости опускания океанского дна со временем:

$$dh/dt \simeq 0{,}18 / \sqrt{t_0 + t}, \tag{12.2}$$

где $t_0 \simeq 0{,}5 \cdot 10^6$ лет — примерное время формирования рифтовой долины; dh/dt — определено в километрах за миллион лет.

Перед глубоководными желобами обычно наблюдаются краевые валы, в которых океанское дно приподнято над прилегающими котловинами на 500—600 м, в сторону же желобов дно резко опускается до максимальных глубин, достигающих 9—11 км. Природа вертикальных движений океанского дна в этих частях океана совершенно иная и в основном связана с упругим изгибом литосферных плит, пододвигаемых под островные дуги и активные

окраины континентов (см. § 10). Зависимость амплитуды вертикальных движений от расстояния до желоба здесь оказывается значительно более сложной (Лобковский, 1976а), но и она может быть количественно определена, например, по формуле (10.10). Результат сопоставления теоретической кривой, определяющей эту зависимость, с профилем дна в районе Японского глубоководного желоба приведен на рис. 26.

Рассмотрим другой пример вертикальных движений. Известно, что скольжение плит в зоне поддвига происходит по наклонной сейсмофокальной поверхности, падающей под островную дугу. Это приводит к тому, что в условиях интенсивного сжатия, характерного для таких подвижных поясов, край надвигаемой плиты вместе с островной дугой смещается вверх, а край пододвигаемой (океанской) плиты, включая глубоководный желоб и прилегающие участки обоих его склонов, наоборот, оказывается опущенным. Смещенные (по отношению к уровню изостатического равновесия) положения смежных плит поддерживаются только до тех пор, пока продолжается процесс поддвига плит. Как только этот процесс прекратится, должно произойти изостатическое выравнивание положения плит: край надвигаемой плиты вместе с островной дугой опустится, а край океанской плиты, наоборот, поднимется.

Величину опускания островной дуги после прекращения процесса поддвига плит можно рассчитать, пользуясь выражением для избыточного давления, оказываемого надвигаемой плитой на пододвигаемую (9.19). Учитывая, что избыточное давление $p = \Delta h \Delta \rho g$, где Δh — динамический подъем островной дуги над уровнем изостатической компенсации; $\Delta\rho = \rho_c - \rho_w$; $\rho_c \simeq 2{,}7$ г/см^3 — плотность пород островной дуги (континентальной коры); $\rho_w \simeq 1$ г/см^3 — плотность океанской воды; $g \simeq 10^3$ см/с^2 — ускорение силы тяжести, из (9.19) получим

$$\Delta h = \frac{\tau_s}{\Delta \rho g} \frac{|\cos(2\alpha + \varphi)| \operatorname{tg} \beta}{\sin \alpha \sin(\alpha + \varphi)}, \qquad (12.3)$$

где τ_s — предел текучести пород литосферы; β — угол падения зоны Заварицкого—Беньофа; α — угол падения сопряженной с ней зоны сдвиговых деформаций; φ — угол внутреннего трения пород литосферной плиты.

Угол падения зоны Заварицкого—Беньофа определяется по сейсмическим данным. Для определения угла падения зоны сдвиговых деформаций необходимо изучение более слабых землетрясений, так как в этой зоне деформации развиваются без заметных смещений смежных участков пододвигаемой плиты. Недавно Сычевым и Тараканом (Sychev, Tarakanov, 1976) были исследованы слабые землетрясения под Японской островной дугой и выявлена рассматриваемая сопряженная сейсмофокальная зона (см. рис. 24).

По данным этих исследователей, под Японской дугой значения углов β и α близки друг к другу и примерно равны 40°. Угол внутреннего трения φ для силикатов близок к 30° (Хендин, 1969). Предел пластичности литосферы можно принять приблизительно равным $(0{,}5 \div 1) \cdot 10^9$ дин/см^2 (Сорохтин, 1974а; Лобковский, Сорохтин, 1976). Подставляя эти значения в (12.3), найдем, что $\Delta h \simeq 1{,}4$—$2{,}8$ км. Следовательно, после прекращения процесса поддвига плит островная дуга должна погрузиться примерно на 1,4—2,8 км. Приблизительно на такую же величину поднимутся участки океанского дна в области желоба.

Примерами погрузившихся островодужных структур[1] могут служить возвышенность Академии наук в Охотском море, подводный хребет Кюсю-Палау в Филиппинском море, хребты Лорд-Хау и Норфолк в Тасмановом море

[1] По-видимому, погрузившиеся островные дуги формируют также дно в центральной и и северной частях Охотского моря, обрамляют с запада реликтовые внутридуговые бассейны в восточных районах Филиппинского моря, в тыловых частях дуги Тонга-Кермадек (подводный хребет Колвилл-Лау).

и т. д. Все эти бывшие островные дуги сейчас погружены на глубины от 1 до 2 км.

Теория тектоники литосферных плит объясняет также природу вертикальных движений пассивных окраин континентов атлантического типа, образующихся за счет расколов более крупных континентальных массивов и дрейфа материков в стороны от рифтовых зон срединно-океанских хребтов (Sleep, 1971; Ле Пишон и др., 1977). Развитие этого процесса начинается с первичных расколов мощной континентальной литосферы и возникновения континентальной рифтовой системы восточноафриканского типа. Такие расколы обычно возникают вблизи восходящих конвективных потоков в нижней мантии и происходят за счет разрывного воздействия на подошву литосферы расходящихся от центра потока мантийных течений. Поэтому рост таких разломов начинается снизу. Образовавшиеся расколы, естественно, заполняются снизу разогретым мантийным веществом, обладающим свойствами астеносферы. По мере раздвижения смежных континентальных блоков и развития зоны разломов количество и размеры внедрившихся в литосферу мантийных протрузий увеличиваются, повышается уровень подъема мантийного вещества. В результате к моменту образования рифтовых долин на поверхности Земли вещество астеносферы под этими структурами оказывается приподнятым до уровня коры.

Внедрившееся в литосферу горячее вещество астеносферы прогревает заметно более холодные вмещающие породы, вызывая тем самым их термическое расширение, и уменьшает среднюю плотность литосферной оболочки в окрестностях молодой рифтовой структуры. Следствием этого должен явиться подъем краев обособившихся литосферных плит с образованием характерных приразломных «термических» гор, обрамляющих молодую континентальную рифтовую зону (Sleep, 1971; Ле Пишон и др., 1977; Ушаков, Галушкин, 1977, 1978). Максимальную амплитуду подъема земной поверхности в такой зоне можно оценить из условия изостатического равновесия внедрившейся мантийной протрузии и исходной литосферной плиты:

$$\Delta h \simeq H_l (\rho_l - \rho_a)/\rho_a, \tag{12.4}$$

где H_l — мощность литосферы без континентальной коры; ρ_l и ρ_a — соответственно плотности литосферы и астеносферы.

В связи с тем, что температура солидуса мантийного вещества с глубиной возрастает быстрее, чем адиабатическая температура мантии (см. гл. VI, § 2), доля частичного плавления мантийного вещества в астеносфере с глубиной должна уменьшаться. Поэтому разность плотности $\Delta\rho = \rho_l - \rho_a$ для мощных континентальных плит должна быть заметно меньшей, чем это принималось для сравнительно тонких океанских плит ($\Delta\rho_0 \simeq 0{,}1$ г/см^3). Принимая $\Delta\rho_{cp} = 0{,}05$ г/см^3 и $H_l \simeq 200 \div 250$ км, найдем, что $\Delta h \simeq 3$—4 км. Примерно такой же высоты сейчас достигают горы, окружающие систему Восточно-Африканских рифтов, и южного обрамления Красного моря. Следы былых поднятий, отвечающих начальным стадиям развития континентальных рифтовых систем, наблюдаются и по бортам многих древних рифтов и авлакогенов (Хаин, 1973а). Аналогичный приподнятый рельеф должен был существовать и по бортам первичных расколов, вдоль которых в дальнейшем образовались Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны.

В процессе расширения молодых океанов рифтовая зона удаляется от побережий смежных континентов, их краевые зоны теряют былую активность и постепенно превращаются в пассивные континентальные окраины атлантического типа. Ранее внедрившееся в эти зоны горячее мантийное вещество постепенно охлаждается и кристаллизуется (т. е. вновь становится более плотным), что приводит к смене направлений вертикальных движений и к постепенному погружению континентальных окраин.

Одновременно с этим начинает увеличиваться мощность новообразуемой океанской литосферы, припаянной к краям континентальной коры раскололвшихся материков. Но при увеличении мощности океанская литосфера опускается (по закону, определяемому выражением (12.1)), увлекая за собой припаянные к ней краевые блоки континентальной коры. Этим явлением, по-видимому, можно объяснить образование береговых разломных зон атлантического типа — крупных сбросовых нарушений, протянувшихся вдоль большей части побережий и создающих опускающиеся к океану характерные ступенеобразные структуры. Развитие прибрежных сбросов должно прекратиться после того, как мощность океанской литосферы превысит мощность континентальной коры ($\simeq 40 \div 50$ км) и окажется спаянной с подкоровой частью континентальной литосферы. Судя по обобщенной зависимости (7.3), мощность океанской литосферы возрастает до значений 40—45 км примерно за 30 млн лет. Следовательно, примерно за такой же интервал времени после раскола праконтинента и начала расширения океана должно прекратиться и образование береговых разломных зон. В дальнейшем увеличение мощности океанской литосферы, по-видимому, будет приводить лишь к более плавному погружению спаянных с ней краевых участков континентальных плит. Опусканиям континентальных окраин будет способствовать также накопление терригенных осадков на шельфе и материковом склоне.

Масштаб опусканий прибрежных участков пассивной переходной зоны от континента к океану можно оценить по зависимости (12.1). Формирование Атлантического океана началось примерно 150 млн. лет назад. Судя по (12.1), океанское дно за это время в прибрежных районах должно было бы опуститься примерно на 5 км (считая от среднего уровня гребней срединно-океанских хребтов). Если учесть еще дополнительное давление терригенных осадков, накопившихся за это же время у подножья континентального склона, то суммарное погружение здесь могло бы достигнуть 7—8 км. Действительные опускания переходной зоны, вероятно, несколько меньше приведенных цифр, поскольку континентальная кора обладает определенной «плавучестью» и может поддерживать спаянную с ней океанскую литосферу на несколько более высоком уровне. Однако из приведенных оценок видно, что опускания континентальных окраин на этапе их пассивного развития все же превышают амплитуду воздыманий на этапе образования приразломных «термических» гор.

Новая теория позволяет понять природу вертикальных движений, происходящих в геосинклинальных зонах. Так, например, складчатые пояса типа Аппалачей, Альп, Урала и некоторых других горных поясов возникают при надвигании островных дуг на пассивные континентальные окраины атлантического типа. В гл. VIII, § 3, показано, что в такой геодинамической обстановке на бывшей окраине континента развивается типичная миогеосинклинальная зона. В начальные периоды времени под влиянием давления надвигаемой на континент литосферной плиты его окраины испытывают устойчивое погружение, сопровождаемое усиленным накоплением осадочных толщ. Осадки поступают в формирующийся прогиб в начале только с континента, а затем и с приближающейся к нему островной дуги. На заключительной стадии развития геосинклинали, когда литосферный выступ дуги начинает надвигаться на материковый склон и континентальную окраину, происходит смятие осадков. Скорость опусканий становится максимальной, хотя в это время прогибание фундамента уже компенсируется увеличением мощности осадочного чехла за счет его смятия. При закрытии геосинклинали и снятии давления надвигаемой плиты на континентальную окраину движения меняют знак, и бывшая континентальная окраина, превратившаяся к этому времени в миогеосинклинальную зону, начинает воздыматься («всплывать»). Как правило, в пределах срединных массивов (а часто и эв-

геосинклинальных зон) развиваются движения противоположного знака: на начальной стадии доминирует воздымание, сменяемое затем опусканием при замыкании геосинклинали.

Подъем миогеосинклинальной зоны после завершения ее орогенной стадии развития и опускание срединного массива в основном определяются эффектом снятия давления надвигаемой плиты на край континента. Поэтому амплитуда таких контрастных движений, как и в случае островной дуги при ее отмирании, согласно (12.3) может достигать $\pm$ (1,4 $\div$ 2,8) км.

Теория тектоники литосферных плит позволяет по-новому подойти к объяснениям природы эпейрогенических движений платформенных областей континентов. Так, например, для континентальных платформ очень характерны длительно развивающиеся процессы прогибания. На это обращает внимание Хаин (1973, с. 248), подчеркивая, что «ведущая роль погружений, их значительно большая амплитуда по сравнению с поднятием представляет важнейшую особенность развития платформ». С точки зрения теории тектоники плит эти закономерные опускания платформ происходят по той же самой причине, что и погружения океанского дна на склонах срединно-океанских хребтов и в абиссальных котловинах,— за счет увеличения со временем мощности литосферных плит благодаря охлаждению и кристаллизации частично расправленного мантийного вещества.

Следовательно, опускание платформ можно определить тем же законом (5.8) с несколько иным коэффициентом пропорциональности. Радиоактивный разогрев континентальной коры, по-видимому, существенно не изменяет общей закономерности развития процесса. Об этом, в частности, свидетельствует факт закономерного уменьшения тепловых потоков через платформы при увеличении их возраста (Поляк, Смирнов, 1968).

Если принять радиоактивный фон равным $0{,}7 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с, то приведенные в работе Поляка и Смирнова (1968) данные по тепловым потокам через разновозрастные платформы неплохо аппроксимируются зависимостью (6.2) с принятыми в § 6 теплофизическими параметрами литосферы. С учетом зависимостей (5.4), (5.5) и того, что для мощных континентальных литосферных плит, по-видимому, $\Delta\rho = \rho_l - \rho_a \simeq 0{,}05$ г/см^3, зависимость амплитуды прогибания платформы Δh от ее возраста t можно приближенно оценить выражением

$$\Delta h \simeq 0{,}13\left(\sqrt{t_0 + t} - \sqrt{t_0}\right), \tag{12.5}$$

где t_0 — время консолидации бывшего подвижного пояса и превращения его из орогена в фундамент эпиплатформы; t — время прошедшее после превращения орогена в эпиплатформу (здесь, по-прежнему, Δh определено в километрах, t и t_0 — в миллионах лет).

Приближенно можно принять $t_0 \simeq 200$ млн. лет, тогда из (12.5) следует, что уже через миллиард лет после образования платформы ее фундамент должен был бы опуститься примерно на 2,7 км. Отложение осадков увеличит опускание платформы еще более (на величину $\Delta h_{sd} = h_{sd}\rho_{sd}/\rho_a$, где h_{sd} — мощность осадков, ρ_{sd} — их плотность), однако процесс осадконакопления на платформах начал развиваться лишь в самом конце протерозоя — начале фанерозоя (т. е. около 600 млн. лет назад), после того как уровень океана достиг поверхности платформ. Скорость погружения платформ, связанная с процессом увеличения мощности литосферы, определяется зависимостью, аналогичной (12.2), но с другим коэффициентом:

$$dh/dt = 0{,}06/\sqrt{t_0 + t}. \tag{12.6}$$

Континентальные платформы формируются в основном за счет консолидации и последовательного присоединения друг к другу бывших геосин-

клинальных поясов. Одновременно с этим для платформ характерны процессы дробления в условиях рифтообразования и вторичной переработки коры в более молодых геосинклиналях. В результате структура платформ становится резко гетерогенной, а их строение очень сложным (см. гл. IX). Поэтому после окончательного становления и полной консолидации (и пенепленизации) платформы мощность литосферы под разными ее участками оказывается неодинаковой. Наименьшей она будет под наложенными структурами типа авлакогенов и под наиболее молодыми участками платформы.

Как следует из выражения (12.6), средняя скорость погружения платформы всегда обратно пропорциональна мощности литосферы (так как $H_l \sim \sqrt{t}$) и увеличивается с уменьшением ее возраста. Следовательно, наибольшая скорость опусканий должна существовать у авлакогенов, молодых частей платформы и других ее участков, под которыми мощность литосферы оказалась наименьшей. Постепенно над такими участками возникнут прогибы, заполняемые осадками, поступающими с окружающих частей платформы, также испытывающих опускания, но с меньшей скоростью. По мере формирования осадочного чехла платформы на месте образовавшихся первичных прогибов и валов образуются синеклизы и антеклизы.

Отметим, что большинство платформенных «глубинных разломов», оконтуривающих, например, древние синеклизы и антеклизы, не проникает глубоко в подкоровые части литосферы и носит характер шовных зон, отмечающих места сочленения древних структур во время формирования платформы. Лишь разломы, образовавшиеся после становления платформы и пересекающие всю континентальную литосферу, о чем можно судить по излияниям базальтовых магм, можно считать по-настоящему глубинными, и то только на момент их образования (так как с тех пор мощность литосферы могла существенно возрасти).

Помимо однонаправленного погружения платформ, существуют еще процессы, приводящие к подъему их поверхности. Так, наиболее крупные и широкие воздымания платформ наблюдаются в тех случаях, когда они оказываются расположенными над восходящими потоками вещества в нижней мантии. В связи с тем, что мощность континентальных плит очень велика и они своими корнями фактически погружены в наиболее вязкие нижние слои астеносферы (или даже в мезосферу), отток вещества, поступающего из восходящего мантийного потока, через астеносферу под такими плитами оказывается затруднительным. Это приводит к появлению в мантии под подошвой литосферных плит избыточных динамических давлений, в результате чего и происходит подъем таких континентальных плит.

Рассчитать амплитуду подъема континентов над восходящими мантийными потоками без предварительного количественного решения задачи о конвекции в мантии Земли трудно. Однако такую оценку можно выполнить по чисто геологическим данным. Учитывая направления раздвижения фрагментов расколовшейся Африканской плиты, тектоно-магматическую активность и повышенные тепловые потоки в Восточно-Африканской рифтовой зоне, можно предположить, что в настоящее время центр крупного восходящего мантийного потока находится под Абиссинским нагорьем и южной частью Красного моря. Но как раз в этом месте, на продолжении рифтогенной впадины Красного моря, в так называемом треугольнике Афар, участки с новообразованной океанской корой приподняты примерно на 500 м выше уровня моря. В районах с нормальной глубиной залегания океанского дна такому же его возрасту отвечают глубины около 2,5—3,5 км. Следовательно, над центральными частями восходящих мантийных потоков воздымание приразломных участков континентов может достигать 3—4 км, что близко совпадает с выполненной выше оценкой высоты приразломных «термических» гор.

Если же расколов континентальной плиты не произошло, то ее подъем будет более умеренным. Оценить величину этого подъема можно, сравнивая средние высоты южных материков, находящихся сейчас в разных геодинамических обстановках, но некогда составлявших единый суперконтинент Гондвану. Наиболее подходящими для сравнения являются Африка и Южная Америка, так как возраст платформ у этих континентов практически одинаковый, а следовательно, должны были бы быть одинаковыми и их высоты. Но Африка почти целиком расположена над восходящим потоком и ее средняя высота равна 650 м, а Южная Америка в большей своей части находится над нисходящим потоком (см. рис. 13 в гл. IV), поэтому высота ее платформенной части несколько ниже — приблизительно 250—300 м. Таким образом, дополнительные подъемы или опускания континентов в зависимости от их положения по отношению к восходящим или нисходящим конвективным потокам в нижней мантии могут достигать, во всяком случае, сотен метров.

В качестве «бесспорных» свидетельств вертикальных движений платформ часто принимают следы любых трансгрессий и регрессий моря на континенты. Иногда это так и бывало на самом деле, но отнюдь не всегда. Наиболее крупные глобальные трансгрессии и регрессии, связанные с изменениями тектонической активности Земли, в основном происходят благодаря эвстатическим колебаниям уровня океана, вызываемым изменениями объемов срединно-океанских хребтов, а не за счет эпейрогенических движений платформ (Pitman, Hays, 1973; Сорохтин, 1976б; Ронов и др., 1976; см. также гл. VII, § 3).

Отметим еще вертикальные движения, связанные с динамическим эффектом обтекания континентальных литосферных плит астеносферными течениями. В таких случаях создается разность давлений астеносферных потоков на переднюю и заднюю стороны плиты (Каракин, Лобковский, 1977). В результате континент с одной стороны может оказаться приподнятым, а с другой, наоборот, опущенным. Примером такого «наклоненного» континента, по-видимому, может служить Австралия.

Помимо рассмотренных и других чисто эндогенных причин, эпейрогенические движения платформ могут происходить за счет давлений, исходящих из соседних подвижных и орогенных поясов Земли (см. гл. IX, § 4), или благодаря возникновению и снятию внешних нагрузок ледниковых покровов и водных бассейнов, а также за счет денудации, седиментации или перераспределения материала платформ по площади. Столь же разнообразными оказываются проявления вертикальных движений на океанском дне и в подвижных поясах геосинклинальных и рифтовых зон Земли, но всегда ведущими в них остаются эндогенные процессы, природа которых, как мы видели выше, может быть понята только с единых и последовательных позиций теории тектоники литосферных плит.

Глава VI

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

1. ПРОЦЕСС РИФТОГЕНЕЗА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОКЕАНСКОЙ КОРЫ

Ранее было показано, что за счет расходящихся астеносферных течений в рифтовых зонах Земли происходит раздвижение литосферных плит. Благодаря действию изостатической компенсации в образовавшуюся между плитами щель поднимается вещество астеносферы, точно так же, как вода, заполняющая трещину или разводье в плавающей льдине.

Очевидно, что постоянно происходящее в рифтовой зоне раздвижение литосферных плит приводит к появлению в теле растущей протрузии напряжений растяжения. Величину этих напряжений можно оценить из условия деформации вязкопластичного тела:

$$\sigma_p = v_l \eta_l / 2X_0, \tag{1.1}$$

где v_l — скорость раздвижения литосферных плит; η_p — вязкость вещества протрузии; $2X_0$ — максимальная ширина развития протрузии (рифтовой долины). По-прежнему принимая $\eta_p \simeq 10^{22}$ П; $2X_0 \simeq 30 \div 40$ км и $V_l \simeq \simeq 1 \div 10$ см/год, найдем $\sigma_p \simeq 10^8 \div 10^9$ дин/см^2. Можно ожидать, что предел прочности пород протрузии на разрыв σ_s будет меньшим, чем таковой в полностью сформированной литосферной плите, в частности меньше принимаемого обычно значения $|\sigma_p| < |\sigma_s| \simeq 5 \cdot 10^7$ дин/см^2, поэтому в теле протрузии должны образоваться разрывные трещины. Судя по сейсмологическим данным, так оно и происходит — в рифтовых зонах все землетрясения мелкофокусные (до 10 км) и связаны с горизонтальными растяжениями, ориентированными перпендикулярно простиранию рифтовых долин (Балакина и др., 1967; Мишарина, 1967; Sykes, 1967; Isacks et al., 1968), или со сдвиговыми деформациями вдоль трансформных разломов.

Толщина литосферы в рифтовых долинах всегда минимальная, поэтому при раздвижении литосферных плит новые трещины и разрывы будут развиваться именно в этих местах. Каждая вновь образующаяся в рифтовом ущелье трещина разрыва в верхней части открыта и в нее неизбежно попадает океанская вода. Ультраосновные породы, как известно, очень неустойчивы к процессам метаморфизма. Поэтому при контакте океанской воды с еще горячими породами протрузии начинается реакция гидратации перидотитов на стенках трещины. По-видимому, в присутствии растворенных в воде активных газов — кислорода и углекислого газа — реакция гидратации пойдет по сложной многоступенчатой схеме. В начале за счет взаимодействия растворенного (и возникшего при термическом разложении воды) кислорода с горячим оливином может происходить образование энстатита и магнетита (Muir et al., 1957):

$$(3Fe_2SiO_4 + 3Mg_2SiO_4) + O_2 \rightarrow 2Fe_3O_4 + 6MgSiO_3.$$

Судя по фазовым диаграммам системы $MgO—SiO_2—H_2O$, исследованной Боуэном и Таттлом (1950), на следующих этапах реакции, уже при температуре ниже 600° С, образуется тальк:

$$5MgSiO_3 + H_2O \rightarrow Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2 + Mg_2SiO_4.$$

При температуре ниже 500° С начнется образование серпентинита:

$$2Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2 + 10H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 4Si(OH)_4.$$

Наконец, при $T < 400°$ С реакция пойдет только по линии серпентинизации:

$$6MgSiO_3 + 8H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2Si(OH)_4,$$

$$4Mg_2SiO_4 + 6H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2Mg(OH)_2.$$

В присутствии углекислого газа вместо брусита будет образовываться магнезит:

$$4Mg_2SiO_4 + 4H_2O + 2CO_2 \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2MgCO_3.$$

Следует еще отметить, что при образовании серпентинитов за счет перидотитов большая часть железа, присутствующего в исходных оливинах или пироксенах, не входит в структуру серпентинита, а выделяется в форме магнетита или гематита (Дир и др., 1966):

$$3Mg_2SiO_4 + Fe_2SiO_4 + 4H_2O + O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + Fe_2O_3.$$

Габброидные интрузии и дайки, пронизывающие тело растущей протрузии, также претерпят ряд изменений: при $T = 620—750°$ С в них будет развиваться метаморфизм амфиболитовой фации, а в интервале температур $320 < T < 420°$ С — метаморфизм фации зеленых сланцев. Наконец, в поверхностных условиях при низких температурах доминирующими станут реакции каолинизации и монтмориллонитизации, приводящие к подводному выветриванию базальтов. В присутствии CO_2 такое выветривание будет сопровождаться образованием карбонатов $CaCO_3$ и $MgCO_3$.

Побочные продукты приведенных реакций: гели кремнезема, карбонаты, окислы, галлоиды, сульфиды и сульфаты щелочных, щелочноземельных и других металлов (в том числе и рудных компонентов),— будут выноситься из трещин циркулирующими по ним водами и поступать в океан. По-видимому, этим процессом можно объяснить повышенное содержание кремнезема в некоторых типах океанских осадков, аномально высокое содержание кальция в осадочных породах, повышенное рудопроявление в рифтовых зонах и образование железомарганцевых конкреций и корок в абиссальных котловинах.

Приведенная схема гидратации мантийных пород океанской водой согласуется с современными петрохимическими данными. По данным кислородно-изотопного анализа серпентинизация перидотитов и зеленокаменный метаморфизм габброидных пород срединно-океанских хребтов происходят за счет океанской воды без участия ювенильных вод. Более того, поскольку можно ожидать, что метаморфизм базальтов и габбро здесь развивается в открытой системе, то по фракционированию изотопов ^{18}O и ^{16}O между сосуществующими метаморфическими минералами удалось определить температуру процесса: $T \simeq 200—300°$ С (Muchlenbachs, Clayton, 1972).

Метаморфизм основных и ультраосновных пород, происходящий в открытой системе океанских рифтовых зон, должен сопровождаться выносом CaO и MgO, идущих на образование карбонатов. Следовательно, амфиболиты и породы зеленосланцевой фации метаморфизма в срединно-океанских хребтах теоретически должны быть обеднены этими окислами. С другой стороны, океанские воды богаты солями натрия, поэтому метаморфизм здесь будет сопровождаться реакцией альбитизации, так как NaCl при метаморфизме гидролизуется, Na_2O входит в состав альбита, а HCl выносится с газовой фазой (Винклер, 1969). С увеличением степени гидратации метаморфических пород в их составе должно повышаться и содержание Na_2O. Поскольку при метаморфизме окисление железа происходит за счет кислорода, растворен-

ного в океанской воде (или освобожденного при ее термической диссоциации), то одновременно с повышением содержания в таких породах воды в них должно увеличиваться отношение $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$.

Помимо чисто гидротермального метаморфизма, развивающегося в рифтовых долинах, в активных частях трансформных разломов должен происходить интенсивный процесс динамометаморфизма, приводящий к брекчированию, милонитизации и расслаиванию ультраосновных пород, базальтов, габброидов и их метаморфически измененных аналогов (рис. 1). Обычно трансформные разломы на океанском дне создают наилучшие обнажения коренных пород всех слоев коры и именно здесь был собран основной объем каменного материала, по которому судили о составе и строении океанской коры. Повышенное содержание образцов с проявлениями динамометаморфизма иногда создавало даже иллюзию того, что в срединно-океанских хребтах господствует обстановка сжатия. Но это совершенно неверное впечатление, так как динамометаморфизм проявляется только в очень узких зонах на контакте трущихся плит в трансформных разломах (рис. 1).

Идею о том, что океанская кора, а точнее, ее третий слой, состоит из серпентинитов, высказал Хесс еще в 1955 г. (Hess, 1955; Хесс, 1969). Драгирования в рифтовых зонах и срединно-океанских хребтах подтвердили это предположение (Shand, 1949; Engel A., Engel C., 1964; Nicholls et al., 1964; Cann, Vine, 1965; Дмитриев и др., 1969; Виноградов и др., 1960; Дмитриев, 1973). Поэтому сегодня гипотеза Хесса о серпентинитовом составе третьего слоя океанской коры является достаточно обоснованной. Тем не менее имеется и много данных, свидетельствующих, что в составе третьего слоя существенную роль играют габбро и амфиболиты (Dewey, Bird, 1970; Пейве, 1969). По-видимому, эти породы слагают дайковый комплекс, хорошо изученный во многих офиолитовых покровах мира. Поэтому третий слой океанской коры, всего вероятнее, является габбро-серпентинитовым.

Описанный процесс гидратации мантийных пород позволяет теоретически определить мощность серпентинитового слоя океанской коры. Действительно, в этой модели мощность коры равна глубине H_c развития открытых трещин растяжения, в которые может попасть вода. Глубина же развития открытых трещин H_c определяется условием равенства давления вышележащих пород, слагающих стенки трещин, и предела прочности этих же пород на скалывание τ_{sp}:

$$H_c = \tau_{sp}/(\rho_p - \rho_w)\, g, \tag{1.2}$$

где $\rho_p = 3{,}2$ г/см^3 — плотность вещества протрузии; $\rho_w = 1$ г/см^3 — плотность океанской воды; g — ускорение силы тяжести. Прочность пород на скалывание τ_{sp} значительно превышает их прочность на разрыв σ_s. Судя по данным, приведенным Магницким (1965), например, для диабаза $\tau_{sp} = 9 \cdot 10^8$ дин/см^2, тогда как $\sigma_s = 5 \cdot 10^7$ дин/см^2. Принимая для перидотитов в среднем $\tau_{sp} \simeq 10^9$ дин/см^2, найдем по (1.2) $H_c \simeq 4{,}5$ км. Поскольку условия гидратации мантийных пород в рифтовых зонах различных океанов примерно одинаковые, так как однородны составы исходного вещества и его физические свойства, то и мощность этого слоя должна быть более или менее одинаковой во всех океанах.

Если воспользоваться средними значениями скоростей распространения упругих волн в серпентинитах и габбро для давлений порядка 1—2 кбар (Пресс, 1969), то оказывается, что и теоретическая скорость сейсмических волн в серпентинитовом слое равна примерно 6,5 км/с.

Непосредственно под зоной гидратации (под габбро-серпентинитовым слоем) залегают исходные мантийные породы. Обычно переход от пород третьего слоя (в данном случае от серпентинитов) к первичному веществу мантии связывают с сейсмической границей Мохоровичича. Скорость сейсми-

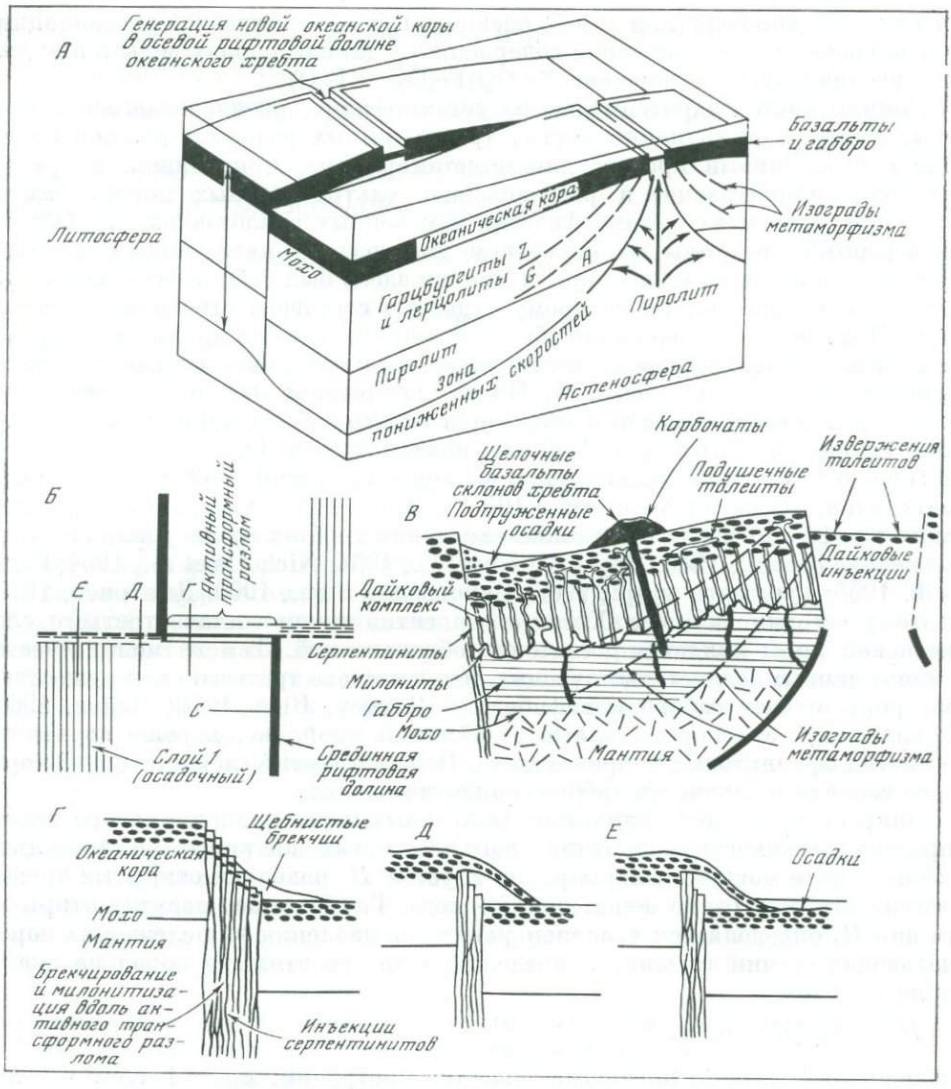


Рис. 1. Генерация литосферы у наращиваемой окраины плиты (Dewey, Bird, 1970b)

А — блок-диаграмма строения океанской литосферы; области распространения фаций: Z — цеолитовой, G — зеленосланцевой, A — амфиболитовой; Б — соотношение рифтовой зоны и трансформного разлома. Разрез В — модель генерации литосферы в пределах океанской коры. Разрезы Г — Е — развитие структур вдоль трансформного разлома; положение разрезов показано на рис. 1, Б.

ческих волн вдоль этой границы должна быть примерно постоянной на различных акваториях, за исключением рифтовых зон. Вблизи от них и непосредственно под рифтами граница Мохоровичича может быть менее выраженной (так как она еще не полностью сформирована), а скорость распространения сейсмических волн пониженной.

Рассмотренная модель образования третьего (габбро-серпентинитового) слоя океанской коры в общем неплохо соответствует сейсмическим данным (Raitt, 1963; Talwani et al., 1965; Шор, Райтт, 1972; Юинг, 1972). Так, мощность третьего слоя в удалении от рифтовых зон во всех океанах довольно постоянна и составляет 4,7—5,0 км, а скорость сейсмических волн

в нем близка к 6,7—6,8 км/с. Для границы Мохоровичича везде, кроме рифтовых зон, скорость продольных волн равна 8,0—8,2 км/с; под рифтовыми зонами она снижается до 7,3 км/с.

2. ПРИРОДА БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА ОКЕАНСКИХ ПЛИТ

В рассматриваемой модели принимается, что базальтовые жидкости в астеносфере занимают межгранулярные пространства в относительно более тугоплавком кристаллическом (перидотитовом) остове мантийного вещества, а излияния базальтовых магм на поверхность Земли объясняются дренированием астеносферы при образовании тектонических трещин, рассекающих всю литосферу и частично проникающих в верхние слои астеносферы. При этом выжимание базальтов на поверхность происходит за счет упругого сжатия и пластических деформаций кристаллического остова вещества астеносферы под влиянием веса вышележащих пород, а движущей силой такого механизма является перепад давления, возникающий за счет разности в весе столба жидкости легкой базальтовой магмы ($\rho_b = 2{,}7 \div 2{,}8$ г/см^3) и заметно более тяжелых окружающих пород литосферы и астеносферы ($\rho_l = 3{,}2 \div 3{,}3$ г/см^3).

Очевидно, что химизм базальтового магматизма в такой модели должен полностью определяться составом исходного мантийного вещества, геотермическим режимом верхней мантии и глубиной дренирования астеносферы.

Состав вещества верхней мантии, по-видимому, ближе всего к лерцолитовой модели Дмитриева (1973), поскольку она является эмпирической и лучше других обоснована каменным материалом, собранным в океанских рифтовых зонах, т. е. там, где мантийное вещество поднимается на поверхность Земли. Пиролитовая модель Рингвуда (1972) является теоретической, но зато она более исследована в лабораторных условиях при высоких давлениях и температурах. Обе модели близки по составу, и это позволяет использовать экспериментальные данные, полученные на пиролитовой модели, для объяснения основных закономерностей базальтового магматизма океанских плит.

Как было показано выше, мощность океанской литосферы определяется глубиной охлаждения и кристаллизации лерцолитов верхней мантии и, следовательно, зависит от времени экспозиции мантийного вещества на поверхности Земли, т. е. от возраста самой литосферной плиты. Поэтому термодинамические условия в подстилающих литосферу слоях астеносферы можно найти, решив уравнение теплопроводности, а химизм базальтовых магм, генерируемых в этих слоях,— наложением на полученное решение экспериментальных данных по плавлению пиролита при разных PT-условиях. Влиянием радиогенного разогрева в данной задаче можно пренебречь, поскольку концентрация радиоактивных элементов в мантийном веществе ничтожна (см. гл. III).

При расчете принималось, что в верхней мантии коэффициент температуропроводности a обратно пропорционален абсолютной температуре $a = a_0/(273° + T°\,\mathrm{C})$. В этом случае уравнение теплопроводности записывается в виде

$$Y'' - Y'^2/(273 + Y) + 2x\,(273 + Y)\,Y' = 0, \qquad (2.1)$$

где $Y(x) = T(z, t)$ — температура в °С; $x = z/2\sqrt{a_0 t}$; z — глубина; $a_0 = 3{,}4$ см^2·град/с; t — время.

При расчете геотерм в океанской коре учитывалось, что благодаря раздвижению литосферных плит в рифтовых зонах постоянно возникают разрывные деформации, приводящие к образованию в коре густой сети трещин, по

которым свободно может циркулировать океанская вода. По мере раздвижения и старения плит, эти трещины постепенно засыпаются осадками, циркуляция вод по ним уменьшается и наконец прекращается вовсе. Это явление приводит к уменьшению с возрастом плит эффективной температуропроводности океанской коры. При расчетах предполагалось, что за время $t = 10^8$ лет коэффициент температуропроводности уменьшается примерно в три раза и достигает нормальных значений для серпентинитов, т. е. принималось

$$a_0 = 4{,}26\ (1-0{,}0068t). \qquad (2.2)$$

Поскольку зависимость $a_0\ (t)$ (t в млн. лет)выражает медленный процесс по сравнению со временем установления равновесных условий теплопередачи в коре ($t < 10^6$ лет), то учет зависимости $a_0\ (t)$ проводился только приближенно, путем подстановки соответствующих значений из (2.2) в решения уравнения (2.1).

Граничными условиями задачи принимались температура дна океана ($T_0 = 0°$ С) и температура мантии при нормальном давлении ($T_m = 1350°$ С), определенная по максимальным значениям температур базальтовых магм (~1300° С). Сшивка решений для коры и мантии проводилась по условиям неразрывности температуры и теплового потока на границе раздела этих слоев. Адиабатический градиент температуры в мантии учитывался линейной трансформацией решения, полученного при $T_m = \text{const}$, к решению $T_m = T_{ad}$. Решения уравнения (2.1) искались в зависимости от времени экспозиции мантийного вещества на поверхности Земли, т. е. от возраста литосферной плиты.

Положения геотерм, найденных путем численного интегрирования уравнения (2.1) при заданных выше условиях, приведены на рис. 2.

В рассматриваемой модели мощность литосферы данного возраста определяется положением точки пересечения соответствующей геотермы с кривой температуры солидуса лерцолитов. Однако мощность литосферы может быть определена независимо по осредненному рельефу океанского дна (Сорохтин, 1973а) или по экспериментальным данным (Yoshii, 1975)

$$H_l = 7{,}49\sqrt{t}, \qquad (2.3)$$

где H_l — мощность литосферы, км; t — возраст литосферы, млн. лет. Учитывая зависимость (2.3) и построенные ранее геотермы, легко определить положение кривой солидуса мантийного вещества. Как видно из рисунка 2, найденная таким способом кривая солидуса лерцолитов мантии на PT-диаграмме располагается между экспериментально определенными кривыми солидуса пиролита (Green, Ringwood, 1967) и базальта (Йодер, Тилли, 1965).

Важно отметить, что в рассматриваемой модели все без исключения океанские геотермы пересекают температурную поверхность солидуса мантийного вещества. Поэтому везде под слоем океанской литосферы должна располагаться астеносфера, вещество в которой частично расплавлено и насыщено базальтовыми магмами.

Используя результаты опытов Грина и Рингвуда, можно определить химизм и области существования в астеносфере базальтовых выплавок. Так, с точки зрения теории тектоники литосферных плит их данные показывают, что в рифтовых зонах, т. е. под молодой, а следовательно, и тонкой литосферой, на глубинах до 15 км при надсолидусных температурах могут генерироваться только толеитовые и кварц-толеитовые базальты. На бóльших глубинах, от 15 до 35 км, будут выплавляться глиноземистые и высокоглиноземистые базальты. Более древние плиты мощностью порядка 35—70 км должны подстилаться слоями астеносферы, содержащими расплавы щелочных базальтов, ниже которых располагается область существования магм состава оливиновых толеитов, еще глубже переходящая в область, насыщенную пик-

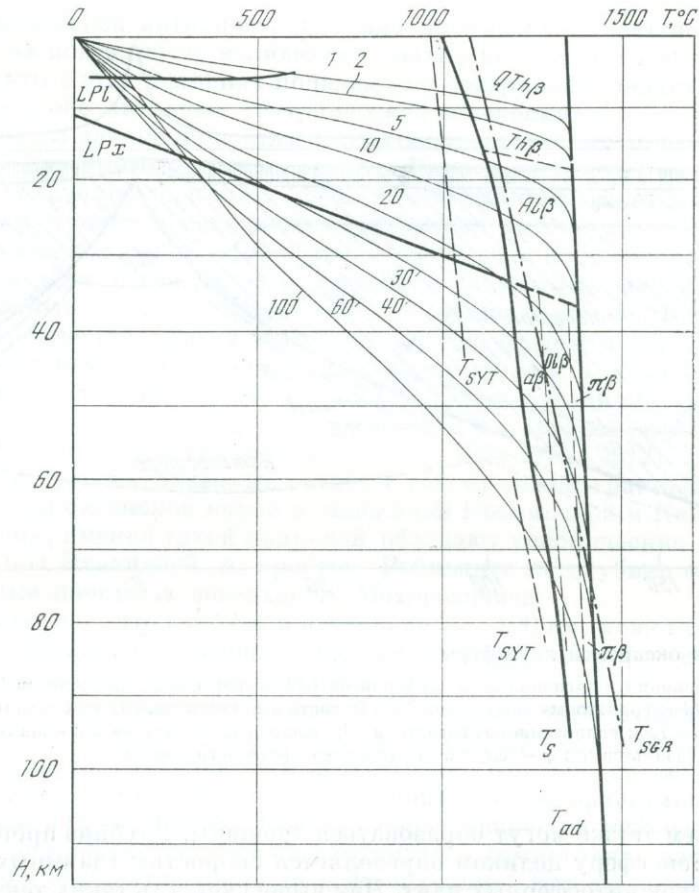


Рис. 2. Положение геотерм в зависимости от времени экспозиции мантийного вещества на поверхности Земли (возраста литосферной плиты). Цифрами указано время в миллионах лет

T_{ad} — адиабатическая температура верхней мантии; T_{SYT} — температура солидуса базальтов по Йодеру и Тилли (1965); T_{SGR} — температура солидуса по Грину и Рингвуду (1970). Области выплавок базальтов: $QTh\beta$ — кварц-толеиты; $Th\beta$ — толеиты; $Ol\beta$ — оливиновые базальты; $\pi\beta$ — пикрит-базальты; $\alpha\beta$ — щелочные базальты; $Al\beta$ — глиноземистые базальты; LPl — область устойчивости плагиоклазовых лерцолитов; LPx — область устойчивости пироксеновых лерцолитов

рит-базальтовыми расплавами. Под древними плитами, на глубинах, превышающих 90—100 км, т. е. уже в области устойчивости гранатового лерцолита, при надсолидусных температурах должны плавиться высокоосновные магмы, обогащенные оливином, нефелином и мелилитом (см. рис. 2, 3).

Базальтовые жидкости, по-видимому, заполняют только межгранулярные пространства в перидотитовом каркасе астеносферного вещества. Их излиянию на поверхность Земли обычно препятствует непроницаемость литосферного слоя. Если же в литосферной плите образуется трещина, то сразу нарушается гидродинамическое равновесие, в заполненных базальтовым расплавом порах возникают градиенты давления, под влиянием которых относительно более легкая базальтовая магма начинает выжиматься из астеносферы и поступать по трещине на поверхность Земли.

Поскольку вещество астеносферы характеризуется очень высокой вязкостью (порядка 10^{20} П), то при достаточно интенсивных тектонических по-

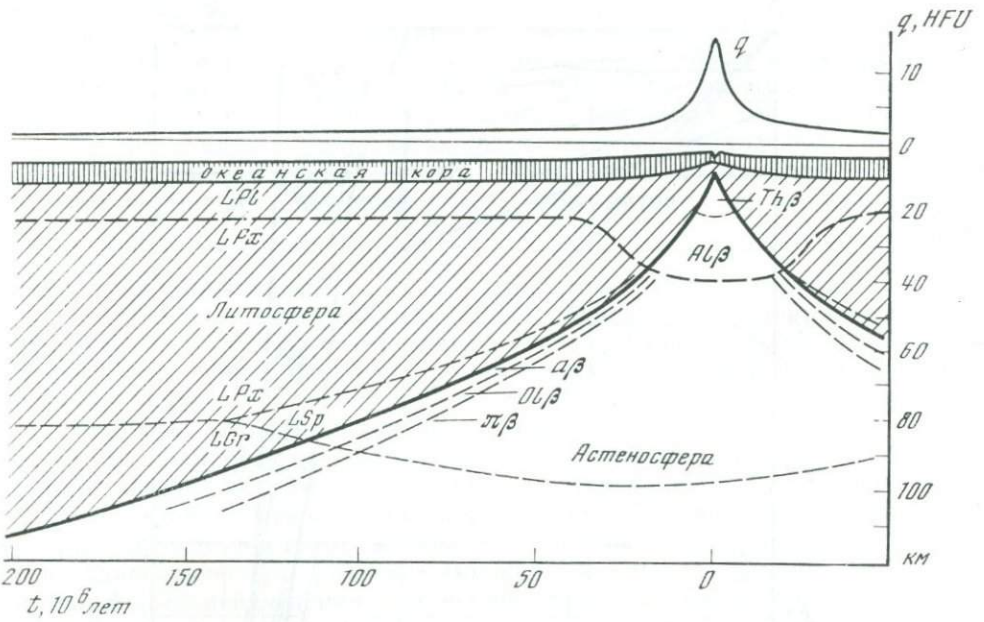


Рис. 3. Разрез океанской литосферы

Области существования: плагиоклазовых лерцолитов *LPl*; пироксеновых лерцолитов *LPx*; шпинелевых лерцолитов *LSp*; гранатовых лерцолитов *LGr*. Области выплавки: толеитовых базальтов срединно-океанских хребтов *Thβ*; глиноземистых базальтов *Alβ*; щелочных базальтов *αβ*; оливиновых базальтов *Olβ*; пикрит-базальтов *πβ*; *q* — теоретическая кривая теплового потока

движках в нем также могут образоваться трещины. Глубина проникновения трещин в астеносферу целиком определяется скоростью взаимных смещений смежных блоков литосферных плит. Чем выше скорость таких тектонических подвижек, тем на бóльшую глубину в астеносфере будет развиваться трещина. При скоростях взаимного смещения литосферных плит от 2 до 5 см/ год глубина развития трещин в астеносфере может достигать 6—16 км.

Таким образом, химизм базальтового вулканизма на поверхности океанского дна и на океанских островах целиком определяется местом и глубиной развития трещин, рассекающих литосферу и дренирующих астеносферу. Так, непосредственно в рифтовых долинах срединно-океанских хребтов, под которыми литосфера еще очень тонкая (~6 ÷ 7 км), могут изливаться только толеитовые и глиноземистые базальты. По-видимому, именно этим и объясняется, что второй (базальтовый) слой океанской коры, формирующийся в таких долинах, почти повсеместно представлен толеитами и глиноземистыми базальтами. Причем в рифтовых зонах с большей скоростью раздвижения океанского дна (например, в Тихом океане) базальты должны изливаться с больших глубин (более 15—20 км), тогда как в зонах относительно медленного раздвижения (например, в Атлантическом океане) глубина выплавки базальтов будет меньшей (около 10—15 км). При расколах литосферы у подножий срединно-океанских хребтов и под относительно более древними участками дна (с литосферой, мощность которой превышает 35 км) на поверхность должны изливаться оливиновые толеиты и щелочные базальты. Как правило, на океанских вулканических островах такая картина и наблюдается. При этом фазам большей тектонической активности, при которых трещины проникают в астеносферу на большие глубины, должны соответствовать излияния значительных количеств оливиновых базальтов. При затуха-

нии тектонической активности глубина дренирования астеносферы уменьшается и на поверхность изливаются только щелочные базальты. Пикритовые базальты в этих условиях попадают на поверхность значительно реже — лишь при особо активных тектонических движениях.

Описанным закономерностям магматизма океанских плит соответствует вулканизм Гавайских островов, острова Реюньон и некоторых других островов, расположенных на плитах, возраст которых превышает 20—25 млн. лет.

Из рассмотренного механизма образования литосферных плит вытекает, что под океанской корой в теле литосферы должна прослеживаться еще одна граница раздела, отвечающая поверхности фазового перехода плагиоклазового лерцолита в пироксеновый. Ее положение может быть определено по точкам пересечения кривой соответствующего фазового перехода с геотермами, изображенными на рис. 2. Как видно из рис. 3, в сторону рифтовых зон глубина залегания фазовой границы должна увеличиваться.

При переходе плагиоклазового пиролита в пироксеновый скорость сейсмических волн в нем скачком возрастает (Рингвуд, 1972). Это позволяет отождествить рассматриваемый раздел с сейсмической границей M_2, прослеживаемой под океанской корой и описанной Косминской и Капустян (1975). По-видимому, именно такой природой обладают сейсмические границы, выделенные под Исландией и хребтом Рейкьянес на глубине около 40 км и принимаемые иногда за поверхность Мохоровичича.

Не исключено, что глубже, в интервале 75—100 км, может быть выделена еще одна граница, отвечающая второму полиморфному фазовому переходу от пироксенового к гранатовому лерцолиту.

В процессе раздвижения литосферных плит наибольшее число трещин разрыва должно возникать в центральной части рифтовой долины (этим явлением, в частности, объясняется и симметричное строение срединно-океанских хребтов). Очевидно также, что все трещины должны ориентироваться вдоль длинной оси рифтовой зоны. Поэтому образующиеся в рифтовой долине базальтовые покровы будут линейно вытянуты и симметрично расположены по отношению к оси раздвижения литосферных плит. Естественными границами каждого вновь образующегося базальтового покрова будут являться борта рифтовой долины, препятствующие их распространению.

Из такой схемы образования базальтовых покровов следует, что ширина каждого из них будет определяться шириной рифтовой долины и в среднем равняться 30—40 км. На флангах хребта ширина отдельных элементарных покровов будет вдвое меньшей. Вся же толщина базальтовых покровов в сумме образует единый «базальтовый» слой на поверхности океанской литосферной плиты — второй слой океанской коры.

Время развития мантийных протрузий в рифтовых зонах в зависимости от скорости раздвижения литосферных плит колеблется от $4 \cdot 10^5$ до $8 \cdot 10^5$ лет. За это же время должна образоваться вся толща (1,5—1,7 км) базальтовых покровов второго слоя. Учитывая сравнительно короткое время формирования этого слоя, можно с большой уверенностью утверждать, что доля осадочных пород в его разрезе незначительна (Сорохтин, 1974а).

При остывании базальтов ниже температуры точки Кюри они будут намагничиваться в соответствии с направлением существовавшего во время излияния магнитного поля Земли. При этом линейно-вытянутые базальтовые покровы создадут такие же магнитные аномалии, ширина которых будет определяться шириной самих базальтовых покровов, т. е. порядка 15—20 км.

Рассматриваемая схема образования второго («базальтового») слоя океанской коры в общем соответствует совокупности современных геофизических и петрохимических данных. Об этом же непосредственно свидетельствуют и результаты глубоководного бурения: судя по буровым данным,

кровля второго слоя практически всегда представлена базальтами (Лисицын, 1970). Сам факт существования симметричных полосчатых магнитных аномалий, прослеживающихся далеко в стороны от рифтовых зон и уверенно отождествляемых с древними эпохами инверсии магнитного поля (Vine, Matthews, 1963; Heirtzler, Hayes, 1967; Heirtzler, 1968), показывает, что второй слой океана образуется только в рифтовых ущельях. Иначе последующие базальтовые покровные излияния экранировали бы и искажали симметрично-полосчатое магнитное поле над срединно-океанскими хребтами.

3. ОБРАЗОВАНИЕ ПОДВОДНЫХ ГОР И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ НА ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЕ

Активное проявление базальтового вулканизма на акваториях Мирового океана, возникновение и развитие большого числа подводных и надводных вулканов при сквозькоровом характере вулканизма непосредственно связаны с процессами образования океанской литосферы в зоне рифта и ее последующим развитием.

Как отмечалось выше, мощность океанской литосферы увеличивается по направлению от оси срединно-океанского хребта к его подножью. Макси-

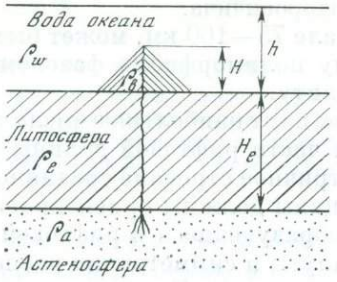


Рис. 4. Модель строения подводных гор, принятая для расчета предельной высоты вулкана на океанской литосфере

мальную высоту вулканов, образующихся на маломощной литосфере в зоне срединно-океанских хребтов, можно оценить на основе гидростатического соотношения (Городницкий, 1977) (рис. 4)

$$\rho_b (H_l + H) + \rho_w (h - H) = \rho_l H_l + \rho_w h, \tag{3.1}$$

где H_l — мощность литосферы, H — высота вулкана; h — глубина океана у подножья вулкана; ρ_l — плотность литосферы (3,3 г/см³); ρ_b — плотность базальтовой магмы (2,8 г/см³); ρ_w — плотность воды (1,0 г/см³).

Преобразуя равенство (3.1), получим

$$H = H_l (\rho_l - \rho_b)/(\rho_b - \rho_w)$$

Для надводных вулканов гидростатическое соотношение имеет вид

$$P_b (H_l + H) = \rho_l H_l + \rho_w h, \tag{3.2}$$

отсюда

$$H = \frac{H_l (\rho_l - \rho_b) + \rho_w h}{\rho_b}. \tag{3.3}$$

Подставив численные значения, получим

$$H = 0{,}18\, H_l + 0{,}36\, h. \tag{3.4}$$

При $H_l = 10$ км и $h \approx 3$ км $H = 3$ км.

Аналогичное выражение, устанавливающее связь между высотой вулканов и мощностью литосферной плиты, было получено Вогтом (Vogt, 1974).

Результаты расчета предельной высоты вулканов в зоне срединно-океанских хребтов хорошо подтверждаются экспериментальными геоморфологическими материалами. Так, по данным Литвина и Руденко (1973), в Атлантическом океане наибольшее количество подводных гор высотой 1—2 км (67% от общего их числа) приурочено к провинции Срединно-Атлантического хребта. Горы высотой более 3 км в приосевой части хребта практически отсутствуют. Аналогичная картина наблюдается в пределах Восточно-Тихоокеанского и Восточно-Индоокеанского хребтов.

При увеличении мощности литосферной плиты в направлении от оси хребта к его подножью и далее к абиссали высота вулканов в соответствии с приведенными расчетами должна увеличиваться. Мощность литосферы в глубоководных котловинах достигает 40—70 км. Поэтому глубина источников базальтового вулканизма здесь увеличивается, что определяет возможность образования подводных и надводных вулканов высотой до 5—10 км.

Действительно, как показывает анализ распределения подводных гор в Атлантическом океане, при переходе от подножья Срединно-Атлантического хребта к глубоководному ложу океана, отмечается резкое увеличение числа крупных гор. В пределах глубоководных котловин Атлантического океана располагаются все горы высотой более 4 км и основная часть гор высотой 3—4 км (Литвин, Руденко, 1973), а высота Гавайских вулканов в Тихом океане достигает 8—9 км.

В районах подножья материкового склона преобладают горы небольшой высоты, наряду с которыми встречаются горы высотой 3—4 км. Следует отметить, что, как показывают сейсмоакустические исследования, уменьшение числа крупных гор в областях материкового подножья может быть связано с их частичным погребением под осадочным чехлом, мощность которого увеличивается по мере приближения к материковой окраине.

Многочисленные геоморфологические данные свидетельствуют о том, что наибольшее число подводных гор приурочено к глубоководному ложу океана. Так, в Атлантическом океане плотность подводных гор выше всего в глубоководных котловинах (одна гора на 51 тыс. км^2), а ниже всего — в провинции срединного хребта (одна гора на 100 тыс. км^2).

Подводные горы провинции абиссалей в ряде случаев образуют хребты и вулканические острова. Наибольшее их количество в настоящее время установлено в Тихом океане. Подводные горы обычно вытянуты в виде цепочек вдоль крупных разломов океанского дна, являющихся «гороконтролирующими» структурами. К горам этого типа относятся Северо-Западные, Пратт-Уэлкер, Безлунные, вытянутые вдоль разлома Меррей, и многие другие.

Геолого-геофизические данные показывают, что развитие процессов вулканизма идет в направлении преобразования цепочек отдельно стоящих подводных гор (Безлунные горы) в подводные вулканические хребты (Северо-Западные горы, Гавайский вулканический хребет).

В центральной части Тихого океана установлено большое количество плосковершинных отдельно стоящих подводных гор — гайотов. Вершины отдельных гайотов погружены на глубину до 2 км от уровня моря. В последнее время гайоты обнаружены в Атлантическом и Индийском океанах (Грейт-Метеор и др.).

Следует отметить, что возможность оценки максимальной высоты вулканов, образующихся на океанской литосфере различной мощности, заставляет по-новому подойти к проблеме возникновения и развития гайотов. По-видимому, крупные гайоты, в ряде случаев достигающие высоты более 4 км, не могли формироваться, как это предполагал ранее Менард (Menard, 1969), в районе гребней срединно-океанских хребтов на маломощной литосфере.

Такие крупные вулканические постройки должны были образоваться в более поздний этап развития литосферы на склонах срединно-океанских хребтов и в глубоководных котловинах. Предложенная Менардом модель возникновения крупных гайотов в зоне, близкой к рифту, по-видимому, может быть реальна в тех случаях, когда по мере увеличения глубины дна деятельность вулкана продолжается и на склоне хребта. В этих случаях, однако, плоская вершина, образованная в результате срезания эрозий вулканического конуса на малых глубинах в осевой части срединного хребта, должна достраиваться более поздними извержениями.

Мощность рыхлых отложений (не считая коралловых построек) на вершинах подводных гор глубоководного ложа невелика, либо осадки вообще отсутствуют. Петрографическое изучение образцов указывает на то, что почти все горы этого типа относятся к вулканам базальтового ряда от толеитовых до щелочных.

Химизм источников базальтового вулканизма в глубоководных котловинах полностью определяется PT-условиями в подстилающих литосферную плиту слоях астеносферы. В верхнем слое астеносферы температура должна соответствовать температуре солидуса самых легкоплавких базальтовых фракций. С глубиной она увеличивается, приближаясь к температуре ликвидуса недифференцированных первичных базальтов. Поэтому можно предположить, что температурная дифференциация в астеносфере базальтовых магм, возникающая за счет фракционной кристаллизации тугоплавких компонентов, с глубиной постепенно уменьшается. Следовательно, эволюция химизма базальтовых магм в вулканических сериях океанских островов может быть объяснена последовательными изменениями глубины образования трещин (эруптивных каналов), дренирующих астеносферу. Если разломы достигают поверхности с температурой ликвидуса базальтов, то вулканические извержения будут начинаться с подъема под большим напором недифференцированных магм и завершаться относительно более спокойным излиянием остаточных надсолидусных лав. Это явление объясняется тем, что гидродинамическое давление базальтовых магм в эруптивном канале определяется распределением максимального гидростатического давления на подошве разлома вдоль всей длины выводного канала, а гидростатическое давление во вмещающих породах зависит только от веса вышележащих слоев астеносферы и литосферы. В результате этого гидродинамическое давление магмы в эруптивном канале вулкана на всех уровнях выше основания разлома превышает гидростатическое давление во вмещающих породах (Сорохтин, 1974а).

Избыточные давления в магматических каналах высоких подводных или надводных вулканов могут достигать значительных величин. Как показывают расчеты, для вулкана Мауна-Лоа (Гавайские острова) при подъеме магмы с глубины 60 км на глубину 40 км избыточное давление имеет величину порядка 800 бар. При таком избыточном давлении должно произойти тампонирование стенок эруптивного канала и полное прекращение поступления базальтовых жидкостей со всех вышележащих горизонтов, кроме самого нижнего.

По мере залечивания трещин последовательно происходит уменьшение давления в эруптивном канале и снимается избыточное давление на более высоких горизонтах, что открывает доступ на поверхность более охлажденным лавам, пока процесс не завершится излиянием последних, наиболее дифференцированных надсолидусных магм. Активность самого вулканического процесса при этом угасает со временем, фонтанирование первых глубинных магм сменяется вялыми излияниями верхних щелочных дифференциатов.

Рассмотренная модель позволяет объяснить механизм возникновения и развития подводных вулканов в зонах срединно-океанских хребтов и глу-

Таблица 1. Характеристика подводных гор Мирового океана

Провинция	Число обследованных гор	Характер расположения	Форма и высота	Состав слагающих пород	Физические свойства слагающих пород				Гравитационные аномалии, мГал		Аномалии магнитного поля, гаммы	Основной источник аномалии
					Плотность, г/см³		Намагниченность, СГСМ					
					Гора	Корни	Гора	Корни	Буге	Фая		
Срединные хребты	92	Вдоль гребня и поперечных разломов	Конусы, мало эродированные, до 3 км	Толеитовые базальты	2,60	—	$(20 \div 30) \cdot 10^{-3}$	—	Нет	До +50	До 500	Гора
Абиссаль	124	Цепочки и группы вдоль линии разлома	Конусы, усеченные конусы, купола, гайоты, 3 км	Базальты от толеитовых до щелочных	2,3—2,6	3,0—3,2	$(20 \div 40) \cdot 10^{-3}$	$(30 \div 50) \cdot 10^{-3}$	До +30	До +300	До 1000	Вулканические корни
Переходные зоны	81	Цепочки и группы на периферии островной дуги	Сильно эродированные конусы, усеченные конусы, купола различной высоты	Андезиты	2,47 (андезиты); 1,77 (туфы)	—	$(1 \div 10) \cdot 10^{-3}$	—	До —60	До +100	До 1000	Гора

боководных котловинах Мирового океана и установить основные закономерности формирующих их вулканических циклов. Различная мощность литосферы и разная глубина проникновения трещин в астеносферу, по-видимому, являются основным фактором, обусловливающим разнообразие морфологии и петрографического состава подводных вулканов и близких к ним по генезису вулканических островов.

Отдельную группу представляют собой подводные и надводные вулканы островных дуг, генетически связанные с областями проявления андезитового вулканизма в зонах поддвига плит. К ним относятся в первую очередь вулканы Тихоокеанского вулканического кольца.

Подводные горы Мирового океана и близкие к ним по генезису вулканические острова на основе их тектоно-генетической принадлежности могут быть разделены на три основных типа, отличающихся друг от друга по характеру пространственного распределения, морфологии и составу слагающих пород. Обобщение и анализ материалов геолого-геофизического изучения подводных гор и вулканических островов показывают, что каждый из указанных типов имеет характерную структуру аномальных геофизических полей, определяющуюся особенностями глубинного геологического строения (Городницкий, 1975).

Основные геолого-геофизические характеристики трех основных типов подводных гор и океанских островов приведены в табл. 1 (приведенные в этой таблице физические параметры пород, слагающих вулканические корни, получены расчетным путем).

Необходимо отметить, что типизация подводных и надводных вулканов довольно схематична и должна быть дополнена и уточнена последующими геолого-геофизическими исследованиями и прежде всего данными глубоководного бурения. Вместе с тем такая типизация позволяет систематизировать материалы геоморфологического и геолого-геофизического изучения подводных гор и вулканических островов и дает возможность рассматривать процесс их образования и развития в неразрывной связи с процессами возникновения и развития океанской литосферы.

4. ПРОЦЕСС ПОДДВИГА ПЛИТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Проблема происхождения континентальной коры — одна из самых фундаментальных и, по-видимому, самая сложная среди проблем современной геологии. Наиболее трудным вопросом является механизм обогащения континентальной коры и особенно гранитов калием. Действительно, содержание K_2O в современной мантии порядка 0,012%, в то время как в континентальной коре его около 3%. Следовательно, существующий механизм выделения континентальной коры из вещества мантии приводит к обогащению коровых пород калием в 250 раз. При построении моделей процесса формирования континентальной коры с этим фактом нельзя не считаться. По этой же причине процесс образования земной коры должен являться пробным камнем для любой концепции, объясняющей глобальную эволюцию Земли.

Большинство гипотез, рассматривающих формирование состава континентальной коры, фактически сводится к гипотезе происхождения кислых пород гранитного ряда. Одна из ранних гипотез такого рода основывалась на представлении об одновременном и изначальном существовании в Земле двух исходных магм — основного, или базальтового, и кислого составов, соответственно происходящих из слоев сима и сиаль Зюсса (Suess, 1885—1909). Эта модель была удобна тем, что путем смешения таких магм или их ликвацией можно было получить состав практически любой изверженной породы (Левинсон-Лессинг, 1934; 1940; Дэли, 1936). Одновременно были

разработаны многочисленные модели происхождения кислых пород за счет дифференциации единой родоначальной базальтовой магмы (Bowen, 1928; Niggli, 1942; Osborn, 1959; 1962), мантийного вещества (Hamilton, 1964; Matsumoto, 1965) и андезитовой магмы (Тейлор, 1972).

После того как выяснилось, что под океанами сиалический слой Зюсса отсутствует, а в теоретической геологии утверждается представление о «холодном» происхождении Земли, стало ясно, что о двух первичных магмах говорить не приходится. Трудно ожидать и образования гранитов путем простой магматической дифференциации материала мантии, поскольку при этом процессе происходило бы образование пород среднего состава в значительно бóльших объемах, чем это реально наблюдается в природе. Кроме того, сам процесс дифференциации верхней мантии весьма маловероятен (если не невозможен) из-за высокой эффективной вязкости ее вещества (Менерт, 1971).

Эти и другие петрографические соображения обусловили появление других гипотез. Согласно некоторым из них в образовании гранитов существенную роль играют термальные минерализованные растворы, поднимающиеся из мантии главным образом по глубинным разломам в геосинклинальных зонах Земли и приводящие к гранитизации вмещающих пород (Sederholm, 1926; Рид, 1949; Read, 1951; Коржинский, 1952; Афанасьев, 1953; Полдерварт, 1957). Согласно другой концепции основная масса гранитной магмы образуется на сравнительно небольших глубинах за счет разогрева и мобилизации вещества земной коры (Шейнманн, 1968, 1970) путем частичного плавления гнейсов и осадочных пород (Винклер, 1969). Существует точка зрения, что граниты могут образовываться всеми тремя путями: магматическим, метасоматическим и за счет анатексиса (Менерт, 1971). Наконец, опубликован ряд интересных работ Грина и Рингвуда (1968б; Рингвуд, Грин, 1968), в которых показывается, что фракционные выплавки андезитового состава в принципе могут возникать при переходе базальтов в эклогит.

Однако гипотезы и этой группы не избежали внутренних противоречий. Так, например, во всех гипотезах, основанных на идее гранитизации за счет «флюидов», необходимо допускать существование поднимающихся из глубин мантии потоков воды. Но мантия, как это следует из анализа Шейнманна (1969), вероятнее всего, суха. Об этом же говорят условия выплавки базальтов в рифтовых зонах (Дмитриев, 1973), а также и приведенные выше теоретические расчеты содержания воды в мантии (см. гл. IV, § 7). Нужна вода и для выплавки и выноса андезитовых фракций при эклогитизации базальтов по схеме Грина и Рингвуда. Кроме того, среди ксенолитов базальтовых и известково-щелочных лав островных дуг полностью отсутствуют шпинелевые и гранатовые перидотиты, а также эклогиты, что говорит о возникновении этих магм в условиях сравнительно низких давлений, но высоких температур, т. е. выше границы эклогитизации базальтов (Пополитов, 1977). Если же считать, что средние и кислые породы образуются в самой коре за счет переплавления вулканогенных, осадочных и метаморфических пород, то непонятным становится механизм обогащения пород коры калием и некоторыми другими легкоподвижными элементами — ведь для получения единицы объема пород континентальной коры с наблюдаемой концентрацией калия необходимо переработать более 250 объемов вещества мантии, т. е. практически всю мантию!

Иной подход намечается в тех работах, в которых за первичное образование на поверхности Земли принимается океанская кора, а континентальная рассматривается как продукт ее переработки в геосинклинальных зонах (Магницкий, 1958; Wilson, 1959; Fisher, Hess, 1963; Fitton, 1971; Сорохтин и др., 1971). В комбинации с теорией тектоники литосферных плит этот

подход позволяет объяснить резкое обогащение геосинклинальных магм щелочами и другими литофильными рассеянными элементами, так как согласно рассматриваемой теории океанская кора, подобно гигантскому конвейеру, пододвигается под островные дуги и активные окраины континентов, постоянно доставляя в эти зоны все новые и новые порции рассеянных элементов, которые здесь и концентрируются. Одновременно этой теорией устанавливается и причинная связь между геосинклинальным магматизмом и наклонными сверхглубинными сейсмофокальными поверхностями (зонами Заварицкого—Беньофа). О существовании такой связи в свое время писал Заварицкий (1946), хотя природа ее тогда еще оставалась и неясной. Кроме того, с появлением новой теории удалось выяснить механизмы освобождения воды и избыточного кремнезема, определяющие развитие кислого магматизма и регионального метаморфизма в геосинклинальных зонах Земли: вода и кремнезем освобождаются в зонах Заварицкого—Беньофа благодаря дегидратации пород океанской коры при ее поддвиге под островные дуги и активные окраины континентов (Fisher, Hess, 1963; Сорохтин и др., 1971). Рассмотрим поэтому несколько подробнее процессы формирования земной коры с позиций теории тектоники литосферных плит.

На погружающуюся в мантию океанскую литосферу оказывает сильное давление надвигаемая на нее плита. В результате на границе между плитами возникают значительные напряжения трения и сдвиговые деформации, приводящие к разогреванию океанской коры. При этом разогрев происходит только в сравнительно тонком слое самой коры (так как именно в ней реализуются основные сдвиговые деформации), тело же пододвигаемой плиты прогревается постепенно (за счет теплопроводности) и всегда остается относительно более холодным (Toksöz et al., 1971). Последним явлением, в частности, объясняется и характерное распределение фактора сейсмической добротности под островными дугами (см. рис. 19 в гл. V).

Оценить величину разогрева пород в зоне поддвига плит можно из следующих соображений. Поскольку вязкость коры существенно ниже вязкости литосферы, то диссипация энергии трения в зоне поддвига плит практически полностью будет происходить в породах самой коры. В этом случае количество тепла dq, выделяемого за счет сдвиговых деформаций в слое коры при смещении литосферных плит вдоль зоны Заварицкого—Беньофа на интервал dl, определится выражением

$$dq \simeq \frac{P \operatorname{tg} \varphi}{h\rho} dl, \tag{4.1}$$

где $P = H\rho g$ — давление; H — глубина погружения рассматриваемого объема коры в зоне поддвига плит; φ — угол внутреннего трения; h и ρ — соответственно толщина и плотность океанской коры в зоне Заварицкого—Беньофа. Учитывая, что $dl = dH/\sin\beta$, где β — угол падения зоны Заварицкого — Беньофа, найдем удельную тепловую энергию q, выделяемую при опускании пододвигаемой литосферной плиты на глубину:

$$q \simeq H^2 g \operatorname{tg}\varphi/(2h \sin\beta). \tag{4.2}$$

Принимая $\varphi = 30°$, $\beta = 45°$ и учитывая, что в зонах пластических деформаций $h \simeq 2h_0 \simeq 13$ км (здесь h_0 — толщина недеформированной океанской коры в стороне от зоны поддвига плит), найдем, что при погружении океанской коры на глубину подошвы надвигаемой литосферной плиты под островной дугой ($H = 80$—100 км) на каждый грамм ее вещества выделится около 470—730 кал.

Если бы в зоне поддвига плит не существовало выноса тепла, то количества генерируемого тепла было бы достаточно для прогрева вещества коры до 1500—2400° С. Однако в зоне поддвига литосферных плит действуют и меха-

низмы охлаждения, главным из которых является вынос тепла термальными водами и магмами на поверхность. Эти процессы, безусловно, значительно снижают температуру в зоне Заварицкого—Беньофа и, по-видимому стабилизируют ее на уровне начала плавления пород коры.

Попадая в зоне Заварицкого—Беньофа на глубины с высокими температурами и давлениями, породы коры и осадочного покрова постепенно теряют связанную в них воду, избыточный кремнезем, щелочи и другие литофильные элементы. Сам процесс дегидратации океанской коры должен протекать по достаточно сложной и многоступенчатой схеме, определяемой последовательной сменой равновесных минеральных ассоциаций все более глубоких стадий метаморфизма, соответствующих постепенно изменяющимся PT-условиям в погружающейся в мантию коре. К тому же рассматриваемая система не является закрытой и из нее постепенно удаляются наиболее подвижные и легкие компоненты. Тем не менее основные реакции, контролирующие ход процесса дегидратации, выделить все же возможно.

Поскольку значительная часть океанской коры состоит из серпентинитов, важными оказываются процесс десерпентинизации и последующие за ним реакции в системе $MgO—SiO_2—H_2O$. Многоступенчатый процесс дегидратации серпентинитов состоит из нескольких равновесных реакций. Обозначая через B — брусит, E — энстатит, Fo — форстерит, Q — кварц, S — серпентин, T — тальк и V — водяной пар, этот ряд реакций согласно экспериментальным данным Боуэна и Таттла (1950) можно представить следующими уравнениями:

$$S + B \rightarrow Fo + V \quad \text{при } T < 400^\circ\text{ C},$$

$$S \rightarrow T + Fo + V \quad \text{при } 400 < T < 500^\circ\text{ C},$$

$$T + Fo \rightarrow E + V \quad \text{при } 500 < T < 650 \div 700^\circ\text{ C},$$

$$T \rightarrow Fo + Q + V \quad \text{при } 650 \div 700 < T < 750 \div 800^\circ\text{ C}.$$

Энстатит в присутствии ненасыщенного кремнеземом водного флюида неустойчив (Шинкарев, 1970), поэтому можно ожидать, что в условиях выноса кремнезема термальными водами из дегидратируемых участков океанской коры третья реакция фактически будет проходить, как и четвертая, по схеме распада талька.

Схема Боуэна и Таттла соответствует только гидротермальным процессам, развивающимся в закрытых системах. Если сухой остаток в такой системе строго отвечает составу форстерита, то весь процесс десерпентинизации должен закончиться уже на первой стадии реакцией серпентинита и брусита с образованием форстерита и выделением воды. Если же в системе находится еще и энстатит, то реакции развиваются по полной схеме и в конечном продукте может появиться растворенный в воде кремнезем (ранее связанный в энстатите).

В открытой системе гидротермальные процессы могут развиваться иначе. Так, если во время серпентинизации из системы удаляется брусит, например, благодаря сопутствующей реакции образования карбонатов или же за счет гидратации фаялитсодержащих оливинов (см. § 1), то обратный этому процесс дегидратации серпентинитов должен будет пойти по несколько иной схеме:

$$S \rightarrow T + Fo + V;$$

$$T \rightarrow Fo + Q + V.$$

Как было показано в § 1, третий слой океанской коры образуется в условиях открытой системы, содержащей CO_2. Гидратация ультраосновных пород идет с образованием карбонатов, которые выносятся из системы цирку-

лирующими по трещинам океанскими водами, а брусит практически не образуется. Поэтому можно ожидать, что дегидратация серпентинитов океанской коры пойдет по схеме открытой системы, эквивалентную реакцию которой можно представить следующим простым уравнением:

$$\underset{\text{серпентинит}}{Mg_6[Si_4O_1\ ](OH)_8} \rightarrow \underset{\text{форстерит}}{3Mg_2SiO_4} + Si(OH)_4 + 2H_2O.$$

Входящие в состав океанской коры породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма при разогреве в зонах Заварицкого—Беньофа также постепенно дегидратируются и теряют часть кремнезема. Так, при погружении океанской коры на уровни развития амфиболитовой фации метаморфизма минералы зеленокаменных пород уже оказываются неустойчивыми. Например, такие характерные для этих пород минералы, как пирофиллит, хлорит и хлоритоид, попадая в условия амфиболитовой фации, согласно Винклеру (1969), теряют часть воды и кремнезема и переходят в другие минеральные ассоциации:

пирофиллит → андалузит (или дистен) + 3 кварц + H_2O,

хлорит + мусковит → ставролит + биотит + кварц + H_2O,

хлоритоид + андалузит (или дистен) → ставролит + кварц + H_2O.

Аналогичные преобразования могут происходить и с другими минералами зеленокаменных пород.

При еще большем повышении температуры уже начинают дегидратироваться амфиболиты и слюды, а кальций и щелочи связываются в полевых шпатах. Можно ожидать, что, как и в случае с десерпентинизацией, нормативные оливин, пироксены и другие тугоплавкие компоненты при этом в основном будут удаляться из системы вместе с погружающейся в мантию метосферной плитой, а водные флюиды, кремнезем и литофильные соединения преимущественно будут ассимилироваться формирующимися в зонах Заварицкого—Беньофа анатектическими расплавами.

В гидротермальных процессах, протекающих в зоне Заварицкого—Беньофа, заметную роль должны играть и солевые растворы поровых вод, пропитывающих породы коры. Поровые воды океанской коры формируются за счет воды океана, поэтому в них всегда много NaCl. Присутствие в системе NaCl может приводить к обогащению расплавов альбитом за счет уменьшения содержания анортитовой составляющей. Этим процессом, по-видимому, можно объяснить реакцию альбитизации, протекающую в зонах Заварицкого—Беньофа (Сорохтин и др., 1971).

Вместе с океанской корой в зону контакта литосферных плит затягиваются и осадочные породы, представленные в основном пелагическими осадками — илами и глинами. Дегидратация глинистых минералов также происходит по аналогичной реакции с выделением воды и кремнезема. Так например, разрушение монтмориллонита, по-видимому, может происходить по следующей схеме (Винклер, 1969):

Na — монтмориллонит → парагонит + альбит + хлорит + кварц + H_2O →
→ силлиманит + альбит + кордиерит + кварц + H_2O.

Поступая в зону развития гидротермальных процессов, океанские осадки приносят с собой многие дополнительные геохимические компоненты, накопившиеся за время их седиментации. Поскольку механизм затягивания океанских осадков под островные дуги и активные континентальные окраины постоянно действует практически в течение всей истории Земли, то значение такого процесса обогащения континентальной коры рассеянными геохимическими компонентами, преимущественно сконцентрированными в осадках,

может быть очень большим. Прежде всего к таким рассеянным элементам относятся калий, другие щелочи, радиоактивные элементы и т. д.

Известно, что глинистые осадки хорошо сорбируют из океанской воды ионы многих тяжелых металлов, в том числе и калий. Обычно калий связывается гидрослюдами (гидромусковитом), в изобилии находящимся в глубоководных илах и глинах. Согласно данным Эл-Векил, Райли (1965), Виноградова (1967) и Лисицина (1978), среднее содержание K_2O в современных пелагических осадках составляет примерно 2—3%.

Содержание K_2O в пелагических осадках прошлых геологических эпох, по-видимому, было еще более высоким. Об этом свидетельствуют закономерные повышения его концентраций в глинах на Русской платформе (Виноградов, Ронов, 1956) и в древних глауконитах (Тугаринов, Войткевич, 1970) по мере увеличения их возраста. Так, в глауконитах среднего протерозоя содержание K_2O достигало 10%, к концу протерозоя оно упало примерно до 7%; в глинах Русской платформы содержание K_2O снизилось с 4% в рифее до 2,6% в кайнозое. Этот же вывод следует из теоретических расчетов, показывающих, что в прежние геологические эпохи вынос калия из мантии был значительно более высоким, так как более высоким было и его содержание (см. гл. IV, § 7).

Попадая в гидротермальную зону, содержащие калий гидрослюды теряют кристаллизационную воду и превращаются сначала в обычные слюды, а затем в мусковит. На более глубоких стадиях метаморфизма в области амфиболитовой фации при высоком давлении водяного пара и температурах порядка 600—700° С мусковит в присутствии свободного кремнезема неустойчив и распадается на калиевый полевой шпат и андалузит (Винклер, 1969):

$$\underset{\text{мусковит}}{KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2} + SiO_2 \rightarrow \underset{\text{ортоклаз}}{KAlSi_3O_8} + \underset{\text{андалузит}}{Al_2SiO_5} + H_2O.$$

При достижении температуры анатексиса подвижность соединении калия резко увеличивается, в результате чего они приобретают возможность мигрировать из зоны контакта литосферных плит.

Освобождающийся при дегидратации океанской коры насыщенный кремнеземом, щелочами и летучими компонентами водяной пар является легким, очень подвижным и химически чрезвычайно активным флюидом. Происходящий в зоне Заварицкого — Беньофа избыточный разогрев вещества коры (за счет диссипации энергии вязкого трения) приводит к перегреву водяного пара и к появлению в нем избыточного (сверхгидростатического) давления. Под влиянием этого давления минерализованные флюиды выжимаются из зоны контакта литосферных плит, поднимаются вверх, пропитывают и метасоматически изменяют горные породы и осадки во фронтальной части наползающей литосферной плиты. Поступающие снизу термальные воды несут с собой большие запасы тепла из глубинных частей геосинклинали, поэтому фронт метасоматических процессов над зоной погружения литосферной плиты постепенно расширяется и поднимается вверх (рис. 5).

По-видимому, процессы пропитывания и насыщения пород литосферы богатыми кремнеземом и щелочами флюидами в конце концов могут привести к формированию андезитовых и более кислых составов, а также к появлению андезитового магматизма, типичного для геосинклинальных областей. При этом в соответствии с PT-условиями, господствующими в зоне Заварицкого—Беньофа, должна наблюдаться поперечная по отношению к простиранию геосинклинального пояса геохимическая зональность эффузивного магматизма. Выделение основных объемов воды и кремнезема за счет реакции десерпентинизации происходит при сравнительно низких температурах и на небольших глубинах. Поэтому естественно ожидать, что в лавах вулканов, расположенных ближе всего к внешней (океанской) стороне зоны поддвига

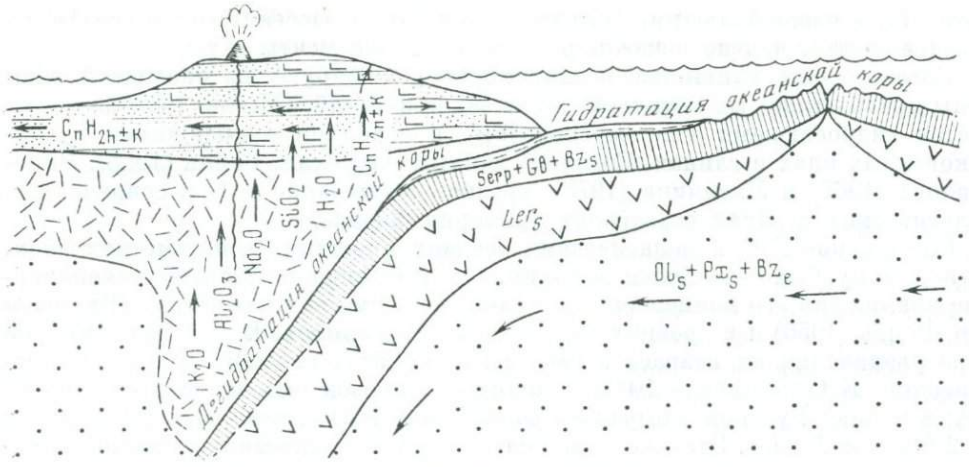


Рис. 5. Схема процесса образования континентальной коры

Ler — лерцолит; *Ol* — оливин; *Px* — пироксен; *Bz* — базальт; *Serp* — серпентин; *Gb* — габбро; индексы: *l* — ликвидус, *s* — солидус

плит, содержания H_2O и SiO_2 будут максимальными. С удалением от океана (над более глубоко расположенными участками сейсмофокальной зоны) содержание воды и кремнезема в продуктах извержения будет уменьшаться. Одновременно в этом же направлении должна увеличиваться концентрация тех компонентов, которые освобождаются при более высоких ступенях расплавления вещества океанской коры.

Отмеченная закономерность, по-видимому, проявляется и в реальных условиях. Во всяком случае, по данным Мархинина и Стратула (1971), для Курильской островной дуги выявлена четкая зависимость химического состава вулканических пород от глубины сейсмофокальной поверхности. С ростом глубины до этой зоны в вулканических продуктах закономерно уменьшается содержание воды, летучих и кремнезема, а концентрация калия, наоборот, возрастает.

Вкрест простирания островных дуг происходят и характерные изменения химизма базальтовых магм: по мере удаления от океана базальтовые лавы закономерно меняют свой состав от низкощелочных толеитовых разностей на внешних склонах дуг, высокоглиноземистых базальтов вблизи их центральных частей до щелочных оливиновых базальтов в тылу островных дуг. Куно (1970) объяснил такие закономерные изменения геохимии базальтов постепенным увеличением по мере удаления от океана глубины, а следовательно, и давления выплавки магм, справедливо полагая, что они генерируются в сейсмофокальной зоне. Однако, по схеме Куно, глубина выплавки базальтовых магм меняется примерно от 100 до 400 км, что явно завышено. Так, по результатам экспериментов Грина и Рингвуда (1968б), базальты каждого из отмеченных типов выплавляются в достаточно узких интервалах глубин: толеитовые базальты — на глубинах до 15 км, глиноземистые базальты — в интервале 15—35 км, а щелочные оливиновые базальты — на глубинах от 35—40 до 70 км (см. § 2). О сравнительно небольшой глубине выплавки магм под островными дугами, как уже отмечалось выше, говорят и составы ксенолитов в лавах островодужных вулканов (Пополитов, 1977). В рассматриваемой модели поддвига плит это противоречие в схеме Куно полностью снимается, так как принимается, что вывод расплавов из зоны Заварицкого — Беньофа на поверхность происходит не по вертикальным

магмовыводящим каналам, как это обычно принимается, а по наклонным разломам (см. рис. 21 и 22 в гл. V), дренирующим зону генерации магм как раз на глубинах до уровня подошвы надвигаемой литосферы, т. е. до глубин около 80 км.

Легкие выплавки базальтовых, андезитовых и более кислых магм, поднимаясь вверх, концентрируются у подошвы земной коры или изливаются на дневную поверхность по расколам надвигаемой плиты. При этом образующиеся интрузии постепенно формируют корни и фундаменты островных дуг и активных окраин континентов. В дальнейшем, после завершения геосинклинального развития данного региона, накопившийся здесь сиалический материал остается под горными сооружениями и создает типичную континентальную кору. При этом нижний, так называемый базальтовый слой континентальной коры, по-видимому, формируется из фрагментов океанской коры, залегавших в фундаментах бывших островных дуг, и вторично переплавленных и измененных метаморфизмом амфиболитовой фации базальтов, андезитов и диоритов.

С геохимической точки зрения образование континентальной коры в рассматриваемой теории — многостадийный и сложный, но в принципе понятный процесс, в основе которого лежит как дегидратация и переплавление вещества океанской коры, так и процесс вторичной магматической и метаморфической переработки пород и осадков самой континентальной коры, вновь попавших в зоны поддвига литосферных плит. В результате же переработки под островными дугами одной океанской коры, перекрытой сравнительно тонким слоем пелагических осадков, по-видимому, могут образоваться только андезитовые (диоритовые) магмы. В первом приближении выплавка андезитовых расплавов представляется сравнительно простой, и это позволяет нам с точки зрения рассматриваемого механизма выполнить расчет теоретического состава этих магм.

Диаграммы равновесных реакций и PT-условий метаморфизма, приведенные в монографии Винклера (1969), показывают, что при высоких давлениях водяного пара расплавление большинства пород и минералов начинается при температурах около 650—700° С. При более высоких температурах метаморфические породы полностью переходят в расплав. Поэтому вещество базальтового и осадочного слоев в условиях температур и давлений, господствующих в зонах Заварицкого — Беньофа, может практически полностью переходить в расплав, выжиматься из зоны контакта литосферных плит и подниматься вверх к уровням формирования континентальной коры.

Иначе обстоит дело с веществом третьего слоя. Для упрощения дальнейших расчетов в первом приближении примем, что этот слой целиком состоит из серпентинитов. Освобождающийся при дегидратации серпентинитов форстерит в условиях высоких температур и давлений водяного пара сохраняет свою устойчивость и не переходит в расплав или раствор даже в присутствии других расплавов (Боуэн, Таттл, 1950; Йодер, Тилли, 1965; Kitachara et al., 1966). Аналогичная ситуация должна наблюдаться и с окислами железа. Образовавшийся при серпентинизации фаялита магнетит устойчив: он характеризуется слабой растворимостью в геотермальных водах (Барнс, Чаманский, 1970) и высокой (1600° С) температурой плавления.

Таким образом, в состав формирующихся в сейсмофокальных зонах сиалических расплавов не должны входить нормативные оливин и магнетит из серпентинитов океанской коры. Эти фракции выводятся из системы и погружаются в мантию вместе с океанской литосферной плитой.

Поэтому можно считать, что андезитовые магмы формируются за счет глубокой переработки и ассимиляции всего вещества из осадочного покрова и базальтового слоя океанской коры. Из серпентинитового слоя в континен-

Таблица 2. Теоретический расчет состава андезитовых магм

Окислы	Исходные данные и результат теоретического расчета						Составы андезитов и континентальной коры по эмпирическим данным		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	45,0	40,0	49,4	42,7	59,1	58,68	57,4	61,9	59,8
TiO_2	0,1	0,1	1,4	0,6	1,1	0,81	1,0	0,8	1,2
Al_2O_3	1,7	1,5	16,0	12,3	14,5	17,29	15,7	15,6	15,5
Fe_2O_3	6,8	6,0	2,3	4,9	2,1	2,97	3,8	2,6	2,1
FeO	2,2	2,0	7,6	0,9	4,7	3,96	4,7	3,9	5,1
MnO	0,1	0,1	0,2	0,4	0,2	0,12	0,2	0,1	0,1
MgO	42,6	37,8	8,0	2,9	5,4	3,14	4,3	3,1	4,1
CaO	0,7	0,6	11,4	13,3	10,0	7,13	7,1	5,7	6,4
Na_2O	0,2	0,2	2,7	1,1	2,2	3,24	3,1	3,1	3,1
K_2O	0,1	0,1	0,2	2,1	0,6	1,27	2,4	2,9	2,4
P_2O_5	—	—	—	0,2	0,1	0,17	0,3	0,3	0,2
Сумма	99,5	88,4	99,2	81,4	100,0	98,78	100,0	100,0	100,0

Примечание. 1 — океанский гарцбургит (Дмитриев, 1973); 2 — серпентинит, сухой остаток; 3 — базальт срединно-океанских хребтов (Дмитриев, 1973); 4 — пелагические осадки, сухой остаток без CO_2 и органических соединений (Эл-Векил, Райли, 1965); 5 — теоретический состав андезитовых магм; 6 — средний состав (из 89 анализов) андезитов островных дуг, без H_2O (Мак-Берни, 1972); 7 — состав двухслойной модели континентальной коры (Ронов, Ярошевский, 1967); 8 — состав континентальной коры, принятый Роновым и Ярошевским (1967); 9 — состав коры в области континентальных щитов (Полдерварт, 1957).

тальную кору переходят только вода и остаток после удаления нормативных оливина, магнетита и других «инертных» соединений и элементов.

На основании сделанного вывода можно попытаться теоретически определить состав андезитовых (диоритовых) магм. Схема расчета, предложенная впервые Дмитриевым (Сорохтин и др., 1971), заключается в следующем. Из состава серпентинита, отвечающего среднему гарцбургиту рифтовых зон, вычитается нормативный оливин и удаляются окислы Cr_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MnO, NiO. Затем полученный остаток в весовых пропорциях смешивается с составом базальтов срединных хребтов и со средним составом пелагических осадков океана. После нормирования смеси к 100% принимается, что полученный состав отвечает среднему составу андезитовых магм. Весовые пропорции определялись по отношениям произведений $H_i\rho_i/H_j\rho_j$, где H_i — мощность того или иного слоя океанской коры; ρ_i — плотность пород в слое. При расчете было принято $H_3 = 4{,}5$ км, $\rho_3 = 3$ г/см^3, $H_2 = 1{,}5$ км, $\rho_2 = 2{,}8$ г/см^3, $H_1 = 0{,}5$ км, $\rho_1 = 2$ г/см^3. Результаты расчета приведены в табл. 2. Для сравнения в этой же таблице помещены средний состав андезитов островных дуг по Мак-Берни (1972) и результаты расчета состава континентальной коры, выполненные Роновым и Ярошевским (1967) и Полдервартом (1957) на основании анализа эмпирических данных о распространении различных пород на континентах.

Как видно из этой таблицы, теоретический состав магм, выплавляемых за счет дегидратации океанской коры, рассчитанный по рассматриваемой схеме, в общем правильно отражает состав андезитов островных дуг и основные закономерности распределения элементов в континентальной коре. Ближе всего расчетные данные к составу двухслойной модели коры, в которой принимается, что состав «базальтового» слоя аналогичен составу континентальных базальтов. Из сопоставления также видно, что наибольшие

расхождения получаются в содержаниях наиболее подвижных соединений, особенно K_2O и Na_2O. Связано это с тем, что в расчете не учитывались существующие различия в подвижностях разных элементов и их соединений.

Поскольку первичным источником вещества для формирования континентальной коры в основном служат магматические породы, выплавляемые в зонах поддвига плит, т. е. в геосинклинальных поясах Земли, то мы можем теперь оценить и мощность описанного механизма образования континентальной коры.

В настоящее время длина всех рифтовых зон достигает примерно 60 тыс. км, а средняя скорость раздвижения литосферных плит приблизительно 5 см/год. Следовательно, при суммарной толщине коры 6,5 км и ее средней плотности 2,9 г/см^3 в год образуется и погружается под геосинклинальные зоны около $5{,}6 \cdot 10^{16}$ г вещества океанской коры. В гл. IV было показано, что тектоническая активность Земли в прошлые геологические эпохи существенно отличалась от современной. Поправочный коэффициент, учитывающий переменную активность тектонических процессов за прошлые $3{,}7 \cdot 10^9$ лет, примерно равен 1,5. Отсюда следует, что за все время тектонического развития Земли под геосинклинальные зоны погрузилось около $3 \cdot 10^{26}$ г вещества океанской коры. Теоретически из всей массы этого вещества на формирование континентальной коры могло пойти примерно 37% или $11 \cdot 10^{25}$ г, что тем не менее почти в 5 раз превышает массу современной континентальной и субконтинентальной коры вместе взятых ($2{,}25 \cdot 10^{25}$ г, по Ронову и Ярошевскому (1967)). Приведенная оценка показывает, что рассмотренный процесс является достаточно мощным и способным сформировать современные объемы континентальной коры.

Из выполненной оценки также следует, что коэффициент полезного действия механизма выплавления сиалических масс коры в среднем близок к 20%. Однако для элементов и соединений разной подвижности он может отличаться от этого среднего значения. В частности, для наиболее легкоподвижных из литофильных элементов, например K_2O и Na_2O, коэффициент полезного действия механизма может быть выше. Так, полная согласованность расчетов с эмпирическими данными достигается, если предположить для Na_2O такой коэффициент примерно равным 30%. Для получения согласованных результатов по K_2O необходимо уже учесть, что в протерозое, после насыщения океанской коры водой (см. гл. VII, § 2), вынос калия из мантии был заметно большим, чем теперь (так как и его содержание в мантии тех времен было заметно более высоким, о чем уже говорилось в § 7, гл. IV). Для получения полного баланса по K_2O следует допустить, что коэффициент полезного действия процесса выделения K_2O в геосинклинальных зонах равен 35—40%, т. е. примерно в 1,5—2 раза выше, чем у остальных элементов. Можно ожидать, что силикаты магния и кальция, в связи с их повышенной тугоплавкостью, в большей мере будут задерживаться в низах коры, и поэтому эффективный коэффициент полезного действия обогащения коры этими элементами окажется несколько более низким, чем его среднее значение для других элементов.

Проведенный расчет, безусловно, носит лишь оценочный характер, но он наглядно показывает, что с процессом переработки океанской коры вполне можно связывать происхождение известково-щелочных магм андезитового (диоритового) состава, генерируемых в зонах поддвига плит и близких среднему составу континентальной коры. Однако из этого расчета столь же наглядно видно, что таким путем не удается объяснить происхождение гранитов, чрезвычайно широко распространенных на континентах. Механизм образования этих пород явно иной.

Дифференциация толеитовых базальтов при низких давлениях может приводить к выделению небольших количеств остаточных стекол, содержа-

щих до 70% SiO_2. Объяснить же происхождение гранитных полей в континентальной коре таким механизмом, как теперь известно, не удается (Хетч и др., 1975; Менерт, 1971). Остается единственная возможность — предположить, что становление континентальной коры происходило в несколько стадий, а большинство гранитов образовалось на значительных глубинах в результате вторичного селективного плавления или глубокого метаморфизма вещества самой коры. Такой вывод в настоящее время подтверждается подавляющим большинством петрографических, геохимических и даже экспериментальных данных, полученных при изучении разных типов гранитоидов и мигматитов (Tuttle, Bowen, 1958; Хетч и др., 1975; Менерт, 1971).

В настоящее время точка зрения о палингенном происхождении большинства гранитов является доминирующей среди петрологов и геологов, хотя признается, что часть гранитов могла образоваться и за счет метаморфизма осадков. Однако сами механизмы палингенеза и метаморфизма коровых пород, а также источники энергии и флюидов, питающие эти процессы, до последнего времени еще оставались невыясненными.

Пока еще рано утверждать, что в рамках теории тектоники литосферных плит удалось уже полностью объяснить происхождение кислых и щелочных пород тоналит-гранодиорит-гранитного и сиенит-щелочно-гранитного рядов. Однако новая теория дает реальный механизм, позволяющий понять, каким путем вещество континентальной коры может вовлекаться во вторичную переработку, приводящую к образованию гранитоидов. Так, можно ожидать, что анатектические граниты образуются в результате переплавления осадочных песчано-глинистых пород, затянутых в зону поддвига плит при надвигании островных дуг на пассивные окраины континентов с их мощными толщами терригенных осадков у подножий континентальных склонов. Такова, по-видимому, природа большинства гранитов Урала, Аппалачей, Альп и многих других складчатых поясов, возникших по периферии древних платформ благодаря надвиганию на них островодужных структур (Зоненшайн и др., 1976).

Гранитоидные расплавы могут возникать и в результате вторичной мобилизации и палингенеза сиалического вещества тех участков континентальной коры, которые попали в зону разогрева пород на контакте с пододвигаемой океанской плитой под активными окраинами континентов (Зоненшайн и др., 1976). Палингенное происхождение имеют крупнейшие гранитные интрузии Анд в Южной Америке, а также, вероятно, каледонские граниты Британских островов, Казахстана, Южной Сибири, герцинские граниты Восточной Австралии, Юго-Восточной Азии и некоторых других районов. При длительном развитии островной дуги вторичной переработке будут подвергаться и породы слагающей ее осадочно-вулканогенной толщи. В результате в низах коры в дуге начнут выплавляться тоналиты, гранодиориты, а затем, вероятно, и настоящие граниты. Примером такой активной структуры с длительной историей развития является дуга Японских островов.

Если активная окраина континента андийского типа или зрелая островная дуга японского типа окажется надвинутой на пассивную континентальную окраину, то масса выплавившихся при этом палингенно-анатектических гранитов может оказаться особенно большой. По-видимому, таким путем при столкновении подвижного пояса Скалистых гор с пассивной окраиной Северо-Американской платформы образовались гигантские гранитные батолиты Невады на западе Северной Америки.

Рассматривая происхождение гранитов с точки зрения теории тектоники литосферных плит, Зоненшайн и его соавторы (1976) обращают внимание на то, что, несмотря на явно коровое происхождение основной массы кислых магм, их геохимическая специализация, в частности содержание редких и

летучих элементов, не позволяет исключить влияния мантийных источников. Очевидно, такой привнос в анатектические и палингенные граниты вещества из мантийных источников происходит благодаря ассимиляции гранитными магмами водных флюидов и расплавов, возникающих в зонах поддвига плит за счет дегидратации и переплавления океанской коры, имеющей мантийное происхождение.

Поднимающиеся из зон Заварицкого — Беньофа потоки перегретых и минерализованных водных флюидов должны приводить к существенной переработке лежащих выше осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, вызывая в них глубокие метасоматические преобразования и приводя в конце концов, к их гранитизации. Таким путем, по-видимому, можно объяснить происхождение метаморфических гранитов и гранитогнейсов. Сама по себе точка зрения на происхождение гранитов за счет метаморфической переработки вмещающих пород потоками горячих растворов и связанных с ними расплавов не является новой (Sederholm, 1926; Рид, 1949; Read, 1951; Полдерварт, 1957; Коржинский, 1952; Афанасьев, 1953; Менерт, 1971). Однако только после появления теории тектоники литосферных плит был найден тот природный механизм, благодаря которому под геосинклинальными поясами Земли возникают мощнейшие потоки перегретых и сильно минерализованных флюидов. Механизм этот приводится в действие процессом дегидратации океанской коры в зонах поддвига океанских литосферных плит под островные дуги и активные окраины континентов андийского типа.

Естественно ожидать, что от составов осадков, переплавляемых в зонах поддвига плит, будут зависеть и составы получающихся магматических расплавов. Так, при переработке песчано-глинистых толщ должны выплавляться гранитоиды, близкие по своим составам к нормальным гранитам. Если в составе осадков заметную роль играют аркозовые песчаники, в которых доминируют плагиоклазовые составляющие, то будут образовываться гранодиориты и плагиограниты. Содержание примесных компонентов в переплавляемых осадках должно влиять на состав акцессорных минералов, типы сопутствующей минерализации и рудопроявлений.

При затягивании в зоны Заварицкого — Беньофа вместе с песчано-глинистыми толщами карбонатных пород или эвапоритов должны возникать расплавы с повышенным содержанием щелочноземельных или щелочных элементов. К сожалению, процессы ассимиляции силикатными магмами карбонатов и особенно галогенных соединений еще исследованы далеко не полностью, что затрудняет прослеживание промежуточных путей эволюции составов таких магм в рамках рассматриваемой модели. Тем не менее можно ожидать, что ассимиляция карбонатов в небольших количествах приведет к десилификации магм за счет декарбонатизации известняков и доломитов и образования известково-магниевых пироксенов типа диопсида (Винклер, 1969). По-видимому, таким путем образуются некоторые плагиограниты, а при резком преобладании в осадках известняков и доломитов могут возникнуть даже карбонатитные магмы.

Существенные преобразования должны произойти с силикатными магмами, генерируемыми в зонах поддвига плит, при попадании туда мощных толщ эвапоритов. Такие толщи соленосных отложений часто образуются у подножий континентальных склонов молодых океанов на самой начальной стадии их развития, примерно соответствующей геодинамической обстановке, еще недавно существовавшей в рифте Красного моря. Судя по материалам сейсмической разведки и данным бурения, мощные толщи эвапоритов залегают во многих местах под осадками континентальных склонов вдоль обоих побережий Атлантического океана. При надвигании островных дуг на пассивные континентальные окраины такого типа в зону поддвига плит окажутся затянутыми и соленосные отложения. В условиях метаморфизма

высоких стадий NaCl гидролизуется: Na_2O связывается с минералами пород, фиксируясь главным образом в альбите, а HCl входит в состав газовой фазы (Винклер, 1969). Этот процесс, по-видимому, приводит к альбитизации и десилификации магмы, а также к выносу из системы кальция:

$$\underset{\text{анортит}}{Ca[Al_2Si_2O_8]} + 4SiO_2 + 6H_2O + 2NaCl \rightarrow \underset{\text{альбит}}{2Na[AlSi_3O_8]} + CaCl_2 \cdot 6H_2O.$$

Аналогичную реакцию можно написать и для образования калишпата. Следовательно, после ассимиляции соленосных отложений первоначально кислые магмы насыщаются щелочами, теряют кальций, а свободный ранее кремнезем связывается в щелочных полевых шпатах. В результате состав расплавов становится сиенитовым.

При еще большей концентрации солей должны образовываться фельдшпатоиды и в еще большей степени выноситься кальций:

$$\underset{\text{анортит}}{Ca[Al_2Si_2O_8]} + 2\underset{\text{альбит}}{Na[AlSi_3O_8]} + NaCl + KCl + 6H_2O \rightarrow \underset{\text{нефелин}}{KNa_3[AlSiO_4]_4} + CaCl_2 \cdot 6H_2O,$$

а магма приобретает состав нефелинового сиенита. О большой роли галоидов при образовании сиенитов, в частности, говорит и обычное присутствие (иногда в значительных количествах) в нефелиновых сиенитах содалита $6Na[AlSiO_4] \cdot 2NaCl$, в молекуле которого сохраняется хлор. О возможном участии галоидов в образовании магматических расплавов свидетельствует и выделение громадных количеств газообразных HCl и HF в некоторых областях активного вулканизма геосинклинального типа. Так, например, в 1919 г. на Северном острове Новой Зеландии только в одной долине Десяти тысяч дымов выделилось с парами воды 1,25 млн. т. HCl и 0,2 млн. т HF (Годовиков, 1975). Как раз в этом районе (рис. 1, гл. X) под Новую Зеландию пододвигается Тихоокеанская плита с подводным поднятием Чатем, представляющим собой опущенный фрагмент континентальной коры.

По-видимому, описанным путем можно объяснить происхождение щелочных пород плиоценового возраста в провинции Отаго Новой Зеландии, герцинских миаскитов Урала и т. д. Вместе с тем большинство из известных щелочных, ультращелочных и особенно карбонатитовых интрузий связаны не с процессом поддвига плит, а с развитием рифтовых зон на континентах. Классическим примером геологической провинции такого типа, где эти процессы происходят и в наше время, может служить Восточная Африка. Однако и в этом случае щелочные и карбонатитовые расплавы генерируются, всего вероятнее, не за счет дифференциации мантийного вещества, а благодаря вторичному переплавлению (анатексису) корового вещества (Бейли, 1976). Показательно, что внедрениям щелочных магм в таких провинциях обычно предшествуют излияния трапповых и щелочно-базальтовых магм. Это свидетельствует о том, что в континентальных рифтовых зонах мобилизация насыщенных водой и относительно легкоплавких континентальных пород (в том числе и осадков) может происходить за счет их прогрева горячими базальтовыми магмами, поднявшимися по расколам литосферы с больших глубин (200—300 км) на уровень континентальной коры.

Таким образом, в рамках рассматриваемой теории удалось не только показать возможность образования континентальной коры за счет переработки вещества океанской коры в геосинклинальных зонах, но и количественно рассчитать основные закономерности этого процесса. Более того, новая теория помогла объяснить механизм обогащения континентальной коры литофильными элементами и особенно калием. Это очень важное обстоятельство, поскольку в других гипотезах происхождения земной коры проблема калия всегда оставалась нерешенной.

В заключение отметим еще одну интересную особенность эволюции геосинклинального магматизма. Как будет показано в следующей главе, гидратация океанской коры в архее и раннем протерозое была неполной, так как процесс этот в рифтовых зонах того времени в основном происходил за счет ювенильных и частично дождевых вод. Неполная гидратация океанской коры, безусловно, ограничивала выделение воды в геосинклинальных зонах архея и раннего протерозоя. В результате выплавка континентальной коры происходила в сухих условиях, обогащение континентальной коры литофильными элементами шло медленно, а среди магматических пород континентов преобладали продукты «сухих» и высокотемпературных выплавок: анортозиты, чарнокиты, диориты и плагиограниты. По-видимому, этим можно объяснить, почему в архее и раннем протерозое еще не образовывалось настоящих гранитоидных плутонов.

Иначе должны были складываться условия геосинклинального магмообразования после перехода через рубеж $2{,}6 \cdot 10^9$ лет назад. К этому времени поверхность океана уже достигла уровня рифтовых долин срединно-океанских хребтов и насыщение океанской коры водой стало более полным. В результате должны были активизироваться гидротермальные процессы и измениться химизм выплавки сиалических пород в геосинклинальных зонах. Интересно отметить, что начиная именно с этого времени, т. е. с середины раннего протерозоя, постепенно стал меняться и характер геосинклинального магматизма, что привело к становлению крупных гранитоидных плутонов, охватывающих порой тысячи квадратных километров.

Наконец, наиболее радикальные перестройки геосинклинального магматизма должны были произойти в то время, когда океанская кора почти полностью насытилась водой, т. е. около $1{,}8 \cdot 10^9$ лет назад. Не исключено, что именно с насыщением океанской коры водой связано проявление интенсивного диастрофизма карельской эпохи. Хаин (1971а) отмечает, что в карельскую эпоху ($\sim 1{,}7 \cdot 10^9$ лет назад) образовалось гораздо больше крупных массивов континентальной коры, чем во все предыдущие эпохи, и возникли «настоящие» платформы.

Насыщение океанской коры водой в среднем протерозое должно было привести не только к усилению гидротермальной, а следовательно, и магматической активности в геосинклинальных зонах, но и к резкому увеличению переноса щелочей из океанской коры (т. е. из мантии) в континентальную. Этот вывод находится в полном соответствии с имеющимися геологическими данными. Так, Тугаринов и Войткевич (1970) пишут, что важной особенностью магматизма среднего докембрия является возникновение *первых в геологической истории Земли* интрузий щелочного состава. Наряду с распространенными типами щелочных интрузий нефелин-сиенитового и граносиенитового состава в это время возникли близкие к ним по типу интрузии гранитов-рапакиви.

Далее Тугаринов и Войткевич обращают внимание на очень интересный и в высшей степени показательный факт: «примечательно,— пишут они,— что в геологической истории земной коры щелочные интрузии появляются вслед за образованием первых карбонатных осадочных формаций в среднем докембрии» (Тугаринов, Войткевич, 1970, с. 389). В рассматриваемой концепции этот факт находит естественное объяснение: после того как поверхность растущего океана поднялась до уровня гребней срединно-океанских хребтов, возникающие при серпентинизации карбонаты смогли из рифтовых долин вымываться термальными водами, насыщая воды Мирового океана. Как следствие этого появились первые карбонатные осадки. Одновременно с карбонатами выход в океан получил и кремнезем, освобождающийся в рифтовых зонах при серпентинизации пироксенов (см. § 1).

Теперь становится понятным парагенезис магнетита и гематита с кварцитами в среднедокембрийских железорудных месторождениях. Массовое осаждение железа в те далекие геологические эпохи происходило в форме сидерита (Тугаринов, Войткевич, 1970). С нашей точки зрения это объясняется тем, что в мантии в среднем докембрии содержание железа было очень высоким (16—18% FeO и 3—5% Fe), а свободного кислорода, необходимого для образования магнетита при реакции серпентинизации перидотитов, еще не хватало. Поэтому среди карбонатов доминировали сидериты. При недостатке кислорода условия для окисления железа в открытых водах океана и особенно на мелководьях, безусловно, были более благоприятными, чем в термальных водах рифтовых долин. В результате, попадая в воды с хорошей аэрацией, железо сидеритов окислялось там и осаждалось в виде гидроокиси:

$$2FeCO_3 + 3H_2O + O \rightarrow 2Fe(OH)_3 + 2CO_2,$$

а углекислый газ вновь поступал в воду океана и связывался с новыми порциями железа в сидеритах. Поскольку вместе с карбонатами из рифтовых зон в это время усиленно выносился и кремнезем, то осаждение гидроокиси железа и кремнезема происходило практически одновременно и в тесном парагенезисе, приводя к образованию железистых кварцитов — джеспилитов.

В настоящее время сидериты практически не образуются. Повышенное парциальное давление кислорода в водах современного океана приводит к тому, что все железо, освобождающееся при серпентинизации перидотитов (фаялита), окисляется до магнетита или осаждается в форме гидроокиси и гематита непосредственно в рифтовой зоне. Существенно в меньшей степени сейчас происходит и химическая садка кремнезема, поскольку основную часть его поглощают радиолярии и губки, образующие после своего отмирания слои кремнистых илов на дне океанов.

5. СВЯЗЬ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА И РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ

Согласно теории тектоники литосферных плит под геосинклинальным магматизмом следует понимать лишь магматизм, развивающийся на островных дугах, активных окраинах континентов или в зонах столкновения континентов, т. е. всегда над зонами поддвига литосферных плит. Характерным для этих геодинамических структур является как сугубо мантийный базальтовый магматизм, так и известково-щелочной, щелочной и более кислый (вплоть до гранитного), происхождение которого связывается с переработкой океанской и континентальной коры в зонах Заварицкого — Беньофа.

В противоположность этому магматизм рифтовых зон проявляется только вдоль конструктивных границ. Если это океанские плиты, то развивается только мантийный базальтово-толеитовый магматизм, а если рифтовая система пересекла континентальную кору, то развивается контрастный магматизм и наряду с чисто мантийными щелочными базальтами образуются магмы за счет вторичной переплавки пород континентальной коры (яркий пример тому — карбонатиты Восточной Африки).

Следует особо отметить, что входящие в офиолитовые покровы базальты, габброиды и ультраосновные породы никак нельзя относить к геосинклинальным, несмотря даже на то что часто они залегают в основании геосинклинальных комплексов. Офиолитовые тела являются фрагментами океанской коры, на которой была заложена островная дуга (геосинклинальная структура), но сами эти фрагменты, как и любые другие участки океанской коры, образовались в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов.

Из теории тектоники литосферных плит также следует, что любой магматизм, как рифтовый, так и геосинклинальный, всегда тесно связан с текто-

ническими движениями, причем в причинно-следственной связи такие движения всегда являются первичными. Именно благодаря тектоническим движениям непроницаемая для магм жесткая литосферная оболочка Земли может раскалываться и деформироваться, открывая тем самым путь глубинным расплавам в земной поверхности. Для возникновения геосинклинального магматизма особо важную роль играют тектонические движения, вызывающие поддвиг плит. Благодаря таким движениям в зонах трения плит происходит разогрев и переплавление пород пододвигаемой коры с образованием типичных для этих районов магм.

Образующиеся в зонах поддвига плит расплавы находятся под действием избыточного давления плит друг на друга. Поэтому возникающие здесь легкоплавкие фракции стремятся выжаться из этой зоны и мигрировать в сторону участков с меньшим давлением, т. е. вверх и по наклонной зоне Заварицкого-Беньофа. Условие выжимания магм из этих зон, очевидно, должно быть подобно условию выдавливания осадков, затянутых под литосферные выступы островных дуг или активных окраин континентов (см. гл. V, § 11).

Процесс выжимания магмы в условиях анатексиса, по-видимому, характерного для геосинклинального магмообразования в зоне Заварицкого-Беньофа, должен сопровождаться явлением так называемого фильтр-прессинга. Сущность этого процесса заключается в том, что все тугоплавкие фракции, кристаллизующиеся по пути подъема магмы, остаются в теле тех пород, через которые эта магма «фильтруется», а остаточные жидкости обогащаются легкоплавкими и летучими компонентами (Смит, 1968). Так, кристаллизация и выпадение из расплава анортитовой составляющей приводит к обогащению остаточной магмы альбитом (Смит, 1968), а ранняя кристаллизация мусковита, по мнению Бэрнема (1970), повышает в остаточной жидкости концентрацию калия:

$$\underset{\text{калишпат}}{3KAlSi_3O_8} + H_2O \rightarrow \underset{\text{мусковит}}{KAl_2\,[AlSi_3O_{10}]\,(OH)_2} + 6SiO_2 + K_2O.$$

В конце концов механизм фильтр-прессинга приводит к формированию эвтектических остаточных магм.

С появлением теории тектоники литосферных плит открылись новые перспективы решения проблемы происхождения гранитов — одной из самых сложных и фундаментальных проблем современной геологии. Прежде всего новая теория позволила понять механизм образования обогащенных кремнеземом, калием и литофильными элементами перегретых водных флюидов (по-видимому, главного фактора процесса гранитообразования), приводящих к гранитизации осадочных и других пород и к возникновению в конце концов палингенно-анатектических гранитоидов. Однако конкретные реакции, протекающие при гранитизации, и количественный баланс вещества в этом процессе еще требуют своего дополнительного исследования с точки зрения новой теории.

Для геосинклинального процесса очень характерно широкое проявление регионального метаморфизма, глубоко преобразующего горные породы на огромных территориях геосинклинальных зон. В геосинклиналях прошлых геологических эпох наблюдаются практически все стадии метаморфизма. Здесь мы рассмотрим эти процессы лишь в самых общих чертах, останавливаясь только на метаморфизме низких и высоких давлений.

Метаморфические процессы, протекающие на деструктивных границах литосферных плит, подробно рассмотрены Миясиро (1976; Miyashiro, 1961, 1972). Он показал, что для островных дуг характерно образование парных поясов метаморфизма высоких и низких давлений. Метаморфические пояса высоких давлений всегда располагаются по отношению к поясам низких дав-

лений со стороны океанских плит, пододвигавшихся в свое время под данную островную дугу (см. рис. 6).

Метаморфические пояса низких давлений (и высоких геотермических потоков) обычно сопровождаются магматизмом среднего и кислого составов: гранитами, риолитами, дацитами и андезитами. Метаморфические пояса высоких давлений (и умеренных температур) представлены глаукофановыми сланцами, часто ассоциирующимися с офиолитовыми комплексами.

С точки зрения теории тектоники литосферных плит, региональный метаморфизм низких давлений можно объяснить внедрением горячих флюидов, поднимающихся из зоны Заварицкого — Беньофа в верхние этажи осадочно-вулканогенной толщи островной дуги. Возникновение этих флюидов, очевидно, тесным образом связано с генерацией в зонах Заварицкого — Беньофа магм известково-щелочного ряда. В момент своего зарождения эти магмы оказываются насыщенными водой, освобождающейся при дегидратации океанской коры, пододвигаемой под островную дугу или активную окраину континентов. Известно, что с уменьшением давления растворимость воды в силикатных расплавах уменьшается (Смит, 1968), поэтому при подъеме насыщенных водой магм постепенно должны освобождаться большие объемы минерализованных растворов. Несущие тепло горячие флюиды, поднимаясь вверх, пропитывают окружающие породы и вызывают в них изменения, характерные для регионального метаморфизма. Особенно интенсивно дегидратация кислых и средних магм должна происходить при снижении магматического давления до сравнительно низкого уровня — менее 2—3 кбар, так как именно в этом диапазоне давлений резко уменьшается растворимость воды в расплаве и повышается температура начала кристаллизации магм (см. кривую *9* на рис. 7). Связью метаморфогенных потоков термальных рас-

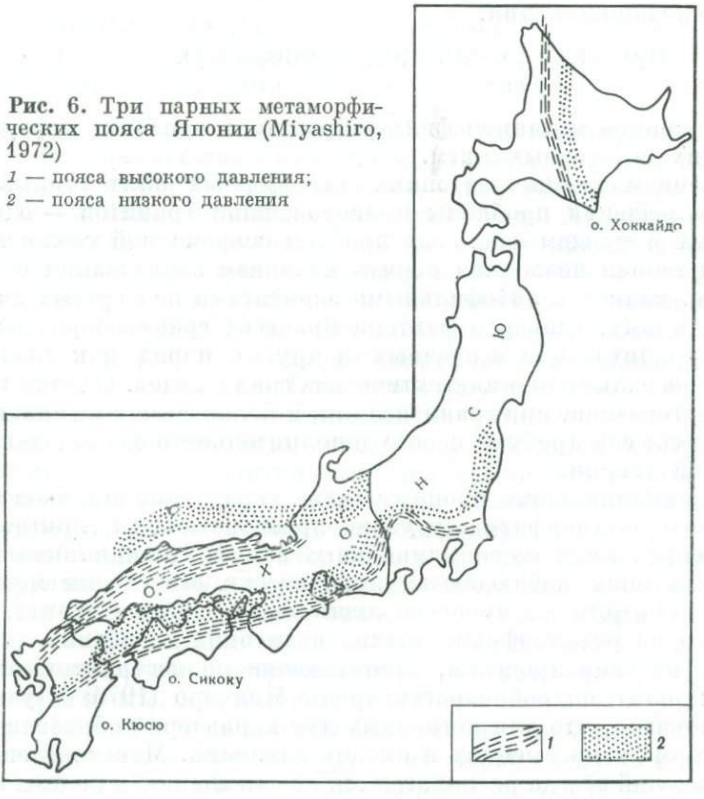


Рис. 6. Три парных метаморфических пояса Японии (Miyashiro, 1972)

1 — пояса высокого давления;
2 — пояса низкого давления

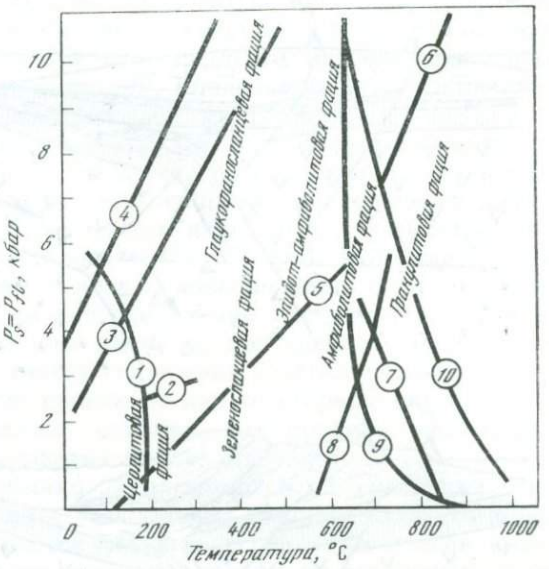


Рис. 7. Температура и давление метаморфических фаций

Кривые равновесия следующих реакций (левая часть каждого уравнения содержит низкотемпературную ассоциацию):

1 — анальцим + кварц = альбит + H_2O;
2 — лавсонит + 2 кварц + $2H_2O$ = ломонтит;
3 — арагонит = кальцит;
4 — жадеит + кварц = альбит;
5 — кианит = андалузит;
6 — кианит = силлиманит;
7 — андалузит = силлиманит;
8 — мусковит + кварц = калиевый полевой шпат + Al_2SiO_5 + H_2O;
9 — кривая начала плавления гранита;
10 — кривая начала плавления оливинового толеита

творов с поднимающимися по тем же каналам известково-щелочными магмами и обусловлено пространственное совпадение поясов развития регионального метаморфизма низкого давления с вулканическими поясами, где распространены средние и кислые породы.

С насыщением геосинклинальных магм водой, по-видимому, связано то обстоятельство, что большинство магм кислого состава не доходит до поверхности и кристаллизуется на некоторой глубине, образуя крупные интрузии и батолиты. Объясняется это тем же явлением повышения температуры плавления насыщенных водой силикатных расплавов кислого состава (например, гранитов) при снижении давления. Лишь очень перегретые кислые магмы могут достичь земной поверхности и излиться на нее. Большинство же нормально разогретых магм гранитоидных составов кристаллизуется на глубинах от 10—15 км до нескольких километров.

Условия образования метаморфических фаций высоких давлений рассматривались в работах Винклера (1969), Перчука, Ушакова (1973), Добрецова (1974), Миясиро (1976) и некоторых других авторов. Согласно этим работам метаморфизм высоких давлений и умеренных температур сопровождается образованием характерной ассоциации минералов, включающей лавсонит, глаукофан, жадеит, кварц, арагонит и некоторые другие. Метаморфические породы, содержащие эти минералы, обычно относят к глаукофановой (или лавсонит-глаукофановой) фации. Область развития метаморфизма глаукофановой фации простирается от давлений около 5 кбар до 10—15 кбар, а по температуре примерно от 300 до 500° С.

Рассмотрим теперь происхождение метаморфических поясов высокого давления.

Идея о возникновении глаукофановых сланцев в зонах поддвига плит впервые была высказана Миясиро в 1961 г. и более подробно развита им в дальнейшем (Miyashiro, 1961, 1972; Миясиро, 1976), а также в работах Такеучи и Уеды (Takeuchi, Uyeda, 1965), Перчука и Ушакова (1973) и ряда других специалистов. Возникновение в зонах поддвига необходимых для образования глаукофановых сланцев высоких давлений обычно рассматривается как результат динамического взаимодействия пододвигаемых плит, при котором динамические напряжения на их контакте могут превышать гидростатическое давление. Однако в зоне развития сдвиговых деформаций суммар-

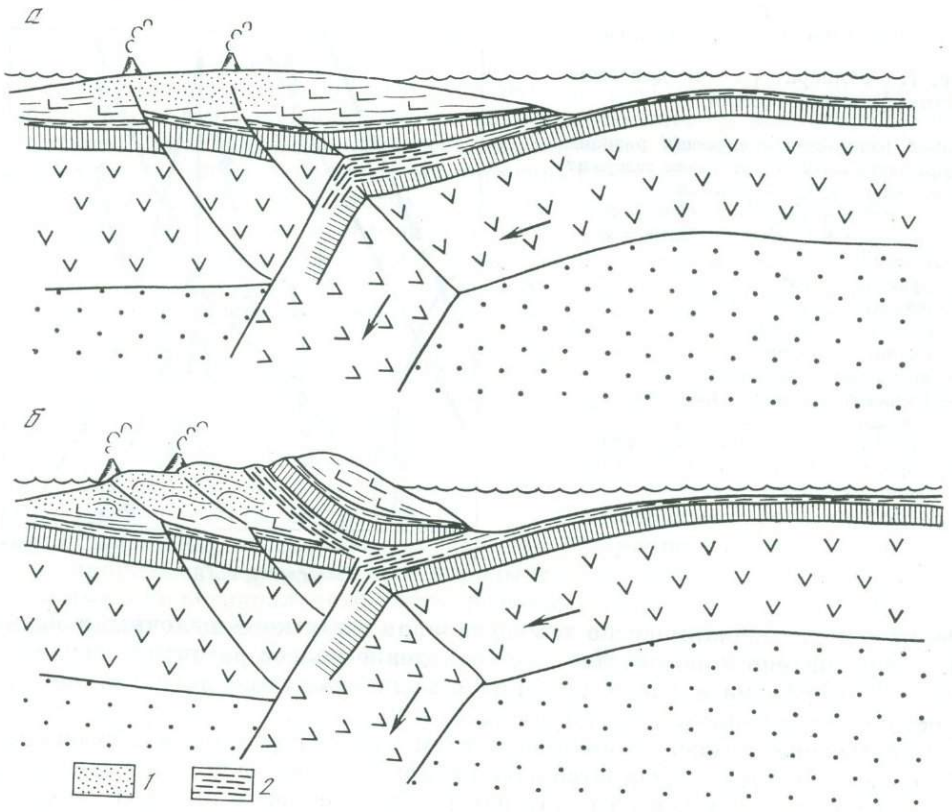


Рис. 8. Области возникновения метаморфизма высоких температур и низких давлений (*1*) и высоких давлений (*2*) в островных дугах до надвига литосферного выступа на островную дугу (*а*) и после надвига (*б*)

Условные обозначения см. рис. 20 в гл. V

ное давление может отличаться от гидростатического только на величину предела пластичности осадочно-вулканогенных пород, затянутых в зону поддвига плит, а этот предел для таких пород не очень велик (не превышает нескольких десятков бар).

В рассматриваемой модели строения зоны поддвига плит можно не делать допущения о существенном превышении динамической нагрузки над гидростатическим давлением. Действительно, в противоположность метаморфизму низких давлений, обычно развивающемуся в верхней части осадочно-вулканогенной толщи островной дуги, метаморфизм высоких давлений возникает в осадочных породах и базальтах океанской коры, затянутых под подошву литосферного выступа надвигаемой плиты (рис. 8, *а*). Толщина литосферных выступов у основания современных островных дуг достигает 25—30 км, следовательно, давление в этой части зоны поддвига может достигать 7—10 кбар. В то же время при обычных скоростях поддвига литосферных плит (до 10—15 см/год) температура в зазоре между плитами под литосферным выступом, вероятно, не превышает 400—500° С. По данным *PT*-условий метаморфизма эти значения давлений и температур как раз и отвечают условиям образования глаукофановых фаций.

Метаморфические породы глаукофановой фации не обязательно должны быть представлены сланцами. Но если метаморфизм высоких давлений развился по затянутым в зону поддвига плит осадочным или осадочно-вулкано-

генным породам, то в результате должны образоваться именно глаукофановые сланцы. Объясняется это тем, что породы осадочно-вулканогенной толщи пододвигаемой плиты подвергаются в зоне поддвига интенсивным сдвиговым деформациям и пластическим течениям, приводящим к рассланцеванию пород и к возникновению характерных текстур течения.

Как показано Сорохтиным (1973б, 1974а, 1976а), литосферный выступ не является устойчивой структурой. В процессе его развития и постепенного увеличения ширины (см. гл. V, § 8) у его основания периодически должны происходить расколы, после чего сам выступ надвигается на тыловые части островной дуги (подробнее об этом процессе см. гл. VIII, § 3). Вместе с надвигом бывшего выступа на островную дугу из зоны поддвига плит выжимаются на поверхность образовавшиеся под основанием выступа глаукофановые сланцы (см. рис. 8, *б*). При этом, как видно из приведенного рисунка, фации высоких давлений всегда не только сопряжены с метаморфическими поясами низких давлений, но и расположены от них со стороны океана. Кроме того, пояса развития глаукофановых сланцев, как правило, оказываются более узкими, чем пояса метаморфизма низких давлений.

Поскольку островные дуги обычно закладываются на океанских литосферных плитах, то в их основании, как правило, должны залегать породы океанской коры. Этим и объясняется обычная ассоциация поясов выхода глаукофановых сланцев с офиолитовыми покровами на островных дугах. Если же зона поддвига возникла на краю континента и в основании образовавшегося литосферного выступа залегают породы континентальной коры, то пояса глаукофановых сланцев уже не будут сопровождаться выходами офиолитовых комплексов.

Описанный механизм возникновения метаморфических поясов высоких давлений объясняет и еще одну примечательную особенность их развития в прошлые геологические эпохи. Известно (Miyashiro, 1972), что глаукофановые сланцы главным образом встречаются в кайнозойских, мезозойских и позднепалеозойских геосинклинальных зонах. В раннепалеозойских и позднепротерозойских зонах эти фации распространены значительно меньше, а в раннем и среднем протерозое они встречаются еще реже. Судя по рассмотренной выше модели эволюции тектонической активности Земли (гл. IV, § 5), эпохам отсутствия или слабого развития глаукофановых сланцев отвечают периоды повышенного массообмена в мантии, в течение которых скорости движения литосферных плит были значительно более высокими, чем в эпохи обильного возникновения метаморфических поясов высокого давления. В такие периоды средние времена жизни океанских плит уменьшаются, поэтому уменьшается и их средняя мощность $\overline{H}_l$, так как $\overline{H}_l \sim \sqrt{\overline{t}_l}$. Но излом тонких плит при их поддвиге под островные дуги происходит под действием меньшей нагрузки со стороны литосферного выступа (см. гл. V, § 9). Фактически это означает, что над тонкими пододвигаемыми плитами не может возникать мощных литосферных выступов. Следовательно, значительно меньшим будет и давление на подошве такого выступа.

Так, например, если принять в соответствии с рассуждениями и данными, приведенными в гл. IV, § 5, что в протерозое и раннем палеозое тектоническая активность Земли была выше средней за кайнозой примерно в 3—4 раза, а в моменты развития основных диастрофических циклов (кеноранского, карельского, гренвильского и каледонского) даже в 10 раз, то получается, что океанские плиты в зонах поддвига того времени были приблизительно в 1,5—3 раза тоньше, чем сейчас. Поэтому мощности литосферных выступов под островными дугами тех активных эпох не превышали 20—10 км. Следовательно, давления под их основаниями не превышали 2,5—5 кбар. Но этим давлениям согласно диаграмме условий развития метаморфизма (см. рис. 7) отвечает область существования фаций зеленых сланцев, а не глаукофанового

метаморфизма. И действительно, во всем докембрии и раннем палеозое, т. е. в периоды повышенной тектонической активности Земли, очень широко распространены именно фации умеренных давлений (Miyashiro, 1972; Миясиро, 1976).

Приведенная здесь интерпретация геодинамических режимов, создающих условия для возникновения метаморфических фаций высоких давлений, прямо противоположна интерпретации Миясиро (Miyashiro, 1972). Объясняется это тем, что в 1972 г. еще не был выяснен механизм деформации погодвигаемых плит под островные дуги и считалось, что чем быстрее происходит поддвиг плит, тем на большую глубину (т. е. в область высоких давлений) успеет погрузиться океанская кора без существенного разогрева и расплавления. На самом деле это не так, поскольку разогрев океанской коры в зонах поддвига плит происходит не за счет ее прогрева при контакте с окружающим горячим веществом мантии, а благодаря трению плит и пластическим деформациям пород самой коры. Но в этом случае интенсивность разогрева пород коры должна быть пропорциональна квадрату скорости деформации океанской коры $(dv/dz)^2 \simeq (v/H_{cr})^2$ (где v — скорость поддвига плит, H_{cr} — толщина деформируемых слоев океанской коры), т. е. разогрев коры примерно пропорционален квадрату скорости поддвига плит. Следовательно, чем быстрее происходит поддвиг плит, тем интенсивнее будет разогреваться вещество коры и тем на меньших глубинах (при меньших давлениях) произойдет ее расплавление без возникновения на промежуточных стадиях метаморфизма высоких давлений.

Таким образом, метаморфические фации высоких давлений (глаукофановые сланцы) возникают только при умеренных и низких средних скоростях поддвига достаточно мощных (70—80 км) литосферных плит.

Глава VII

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОКЕАНОВ И АТМОСФЕРЫ НА ЗЕМЛЕ

1. ПРОЦЕСС ДЕГАЗАЦИИ МАНТИИ

Атмосфера и гидросфера состоят из легких и летучих веществ, содержание которых в Земле в целом очень мало — гораздо меньше, чем в космосе. Так, по Мейсону (1971), отношение массы инертных газов к массе кремния в Земле в 10^6—10^{14} раз меньше, чем в космосе; для водорода это различие составляет $10^{6,6}$ раз, для азота — $10^{5,9}$ раз, для углерода — 10^4 раз. Этот дефицит легких и летучих веществ образовался, по-видимому, еще в протопланетном облаке, из которого затем сформировалась Земля. Причинами образования дефицита могли быть нагрев части протопланетного облака солнечным излучением и короткоживущими радиоактивными изотопами (по некоторым оценкам до 500—600°) и «выметание» из облака выделяющихся при нагреве легких и летучих веществ солнечным ветром (т. е. потоками солнечной плазмы) и давлением света. Указанный дефицит и объясняет относительную малость атмосферы и гидросферы, массы которых составляют соответственно одну миллионную и одну четырехтысячную долю от массы всей Земли. Такие же рассуждения справедливы и для других планет земной группы.

В момент формирования Земли из протопланетного облака все элементы ее будущей атмосферы и гидросферы находились в связанном виде в составе твердых веществ: вода — в гидроокислах, азот — в нитридах и, возможно, в нитратах, кислород — в окислах металлов, углерод — в графите, карбидах и карбонатах. Бомбардировка поверхности Земли планетезималями в это время могла приводить к выделению летучих веществ, но вода, углекислый газ, «кислые дымы» и другие активные вещества должны были поглощаться раздробленными породами (реголитом) поверхностного слоя растущей Земли.

Дальнейшее наращивание атмосферы и образование гидросферы связаны с выплавками базальтов, сопровождающимися выделением водяного пара и газов из верхней мантии при вулканических процессах, начавших развиваться в результате разогревания недр Земли уже через 0,5—1 млрд. лет после ее образования, поэтому возникновение гидросферы и атмосферы Земли естественнее всего связывать с процессом дегазации мантии. В этом случае скорость поступления воды в гидросферу и газов в атмосферу будет определяться уравнением дегазации (7.12) в гл. IV. Пользуясь этим уравнением, зависимость массы дегазированного из мантии компонента от времени можно выразить следующим образом:

$$m_i = (m_i)_g\,(1 - e^{-\varkappa_i y}), \qquad (1.1)$$

где m_i — масса i-го компонента в гидросфере или атмосфере; $(m_i)_g$ — суммарное содержание этого компонента в Земле; $\varkappa_i$ — показатель подвижности компонента; y — параметр тектонической эволюции Земли (см. гл. IV, § 3).

Интенсивность современных вулканических процессов на Земле представляется вполне достаточной для образования за время существования

Земли всей ее гидросферы и атмосферы. В доказательство этого Мархинин (1967) приводит следующие подсчеты. Количество твердого вещества, ежегодно поставляемого вулканами Курильских островов, оценено в 0,08 км³, т. е. при среднем удельном весе этих пород 2 г/см³ — в 0,16 млрд. т. Курильские острова — это только одна из 22 островных дуг периферии Тихого океана. Следовательно, все островные дуги в сумме дают ежегодно около 3,52 млрд. т вещества (приблизительно такая же оценка получается из суммирования объемов вещества, извергнутых из недр Земли во время наиболее сильных вулканических извержений за 1800—1964 гг.).

Чтобы учесть вулканизм вне островных дуг (главным образом в срединно-океанских хребтах), увеличим полученную цифру в 2—3 раза. Тогда интенсивность современного вулканизма будет оцениваться в 6—10 млрд. т или $6 \cdot 10^{15}$—10^{16} г вещества в год (нижний предел принимался в качестве допустимой оценки Страховым (1963)). Если вулканизм имел такую же интенсивность и раньше (выше отмечалось, что максимум интенсивности эволюционных процессов, определяемых скоростью роста земного ядра, был достигнут 1,8—1,4 млрд. лет назад), то за 4,6 млрд. лет существования Земли он доставил на ее поверхность $(2{,}8—4{,}6) \cdot 10^{25}$ г вещества. Тот же порядок имеет масса континентальной земной коры ($\sim 2{,}25 \cdot 10^{25}$ г).

Газы, выделяющиеся из современных вулканов, содержат преимущественно водяной пар (его, по-видимому, не менее 75% от общей массы вулканических газов; так, в газах из базальтовых лав гавайских вулканов с температурами 1200° С обнаруживается 70—80 об. % водяного пара; в фумарольных газах Курильских островов с температурами около 100° С получено 79,7 мас. % H_2O). Второй по значению составляющей является углекислый газ (в газах из гавайских базальтовых лав его 6—15 об. %, в курильских фумарольных газах 19,6 мас. %) В вулканических газах встречается немало хлора, бывает метан (иногда до 3%), аммиак и другие компоненты (в газах вулкана Килауэа содержится около 7% хлора, $4{,}3 \cdot 10^{-4}$ SO_2; $4 \cdot 10^{-4}$ S; $2{,}5 \cdot 10^{-4}$ Br; $2 \cdot 10^{-5}$ F; $1{,}2 \cdot 10^{-5}$ Se; $4{,}5 \cdot 10^{-6}$ J; $3{,}2 \cdot 10^{-6}$ B). Проводившиеся измерения показали, что при температурах 800—1000° С из лав отгоняются, кроме водяного пара, преимущественно «кислые дымы»: HCl и HF; при температуре 500° — сера и ее соединения: H_2S, SO_2 и другие; а при более низких температурах — борная кислота и соли аммония. Правда, ряд вулканических газов (NH_3, CH_4, S, H_2S, CO) быстро окисляется кислородом современной атмосферы.

Большой интерес представляют результаты химического анализа содержимого газовых пузырьков в древнейших (по-видимому, катархейских) кварцитах курумканской свиты (мощностью более 1000 м) Алданского щита, приводимые Салопом (1973) и дающие сведения о составных частях катархейской атмосферы. В этих пузырьках отсутствует свободный кислород, около 60% составляет углекислый газ, около 35% — H_2S, SO_2, NH_3 и «кислые дымы» HCl и HF, в небольших количествах присутствуют азот и инертные газы.

Таким образом, можно думать, что при дегазации лав на поверхность Земли поступали пары воды, соединения углерода CO_2, CO и CH_4, аммиак, сера и ее соединения H_2S и SO_2, галоидные кислоты HCl, HF, HBr, HJ, борная кислота, водород, аргон и некоторые другие газы. Эта первичная атмосфера сначала, конечно, была чрезвычайно тонкой, и поэтому ее температура у поверхности Земли была очень близкой к температуре лучистого равновесия. Последняя получается в результате приравнивания потока поглощаемого поверхностью солнечного тепла к потоку уходящего излучения поверхности Земли (пропорциональному четвертой степени температуры этой поверхности). Эта температура (при современной отражательной способности Земли, равной 0,28) в среднем равна +15° С. Следовательно, почти весь во-

дяной пар вулканических газов должен был конденсироваться, превращаясь в жидкую воду и формируя гидросферу.

В первичный океан переходили, растворяясь в воде, также и другие составные части вулканических газов — большая доля углекислого газа, кислоты, сера и ее соединения и часть аммиака. В результате первичная атмосфера, содержавшая в равновесии с океаном главным образом водяной пар и небольшие количества CO_2, CO, CH_4, NH_3, H_2S, кислых дымов и инертных газов, оставалась тонкой. Следовательно, температурные условия не испытывали слишком больших изменений, оставаясь в среднем в пределах существования жидкой воды. Это и определило одну из специфических особенностей Земли, отличающую ее от других планет Солнечной системы,— постоянное наличие на ней гидросферы, хотя ее объем вначале был очень мал. А это, в свою очередь, наложило существенный отпечаток на дальнейшую эволюцию атмосферы, земной коры и поверхности этой планеты.

Прямым доказательством существования гидросферы на Земле во все геологические времена до архея и даже до катархея включительно является обнаружение в земной коре осадочных пород соответствующих возрастов. Наиболее древние осадочные породы недавно обнаружены английскими геологами Мурбатом, О'Найоном и Панкхерстом в юго-западной Гренландии. Это бурый железняк, возраст которого оценен по свинцовому методу в $3{,}76 \pm \pm 0{,}07$ млрд. лет. Найденные рядом изверженные породы — гранитогнейсы — имеют возраст $3{,}7 \pm 0{,}14$ млрд. лет (по рубидий-стронциевому методу).

2. РАЗВИТИЕ ОКЕАНОВ НА ЗЕМЛЕ

Для определения по уравнению (1.1) массы воды в океане необходимо учитывать, что часть ее связывается в породах земной коры. Особенно много такой воды в океанской коре. Выше (в гл. VI, § 1) отмечалось, что по данным изотопно-кислородного анализа связанная в современной океанской коре вода поступает в нее из океана. Наиболее интенсивно вода связывается в серпентинитах третьего слоя океанской коры в рифтовых зонах Земли, всегда приуроченных к гребням, т. е. к наиболее возвышенным частям срединно-океанских хребтов. На ранних этапах развития Земли, когда объем свободной воды был еще мал и она покрывала тонким слоем лишь самые глубокие абиссальные впадины, а срединно-океанские хребты возвышались на 3—4 км над уровнем океана, процесс гидратации океанской коры мог проходить в основном только за счет ювенильных и дождевых вод. Однако поступления ювенильных вод явно не хватало для формирования океанской коры современного типа. Действительно, в течение первых тектонических циклов из мантии удалялось по $(1{,}3 \div 1{,}8) \cdot 10^{23}$ г воды за каждый цикл, тогда как для образования земной коры современного типа необходимо связать с породами около $8 \cdot 10^{23}$ г воды.

Накопление связанной воды в океанской коре тех давних времен происходить не могло, поскольку океанские литосферные плиты после своего образования неизбежно заталкивались астеносферными течениями под геосинклинальные зоны, где эта вода выделялась из океанской коры, частично связывалась породами формирующейся в этих зонах молодой континентальной коры, а частично поступала в океан. Поэтому океанская кора в архее и раннем протерозое должна была отличаться малым содержанием воды (серпентинизация перидотитов в коре была лишь частичной).

Положение должно было резко измениться после того, как уровень океана достиг гребней срединно-океанских хребтов — сразу же началась гидратация океанской коры не только за счет ювенильных вод (дебит которых постоянно сокращался), но и за счет вод самого океана. После достижения этого порога временно приостанавливается рост объема гидросферы, поскольку

все избытки воды в океане (превышающие критический уровень океана, равный уровню рифтовых зон Земли) поглощаются в это время океанской корой (за счет усиления процесса связывания внешних вод с породами коры). Судя по резкому изменению химизма выплавки континентальной коры на рубеже архея и раннего протерозоя (см. гл. IV, § 7 и гл. VI, § 4), всего вероятнее, что уровень океана достиг гребней срединно-океанских хребтов около $2{,}6 \cdot 10^9$ лет назад. Однако, современные черты океанская кора приобрела лишь после достижения равновесной гидратации (серпентинизации) водой океана верхних слоев мантийного вещества в рифтовых зонах Земли. С этого момента вновь начинает расти объем Мирового океана. По-видимому, событие это произошло примерно $2{,}0 \cdot 10^9$ лет назад (рис. 1).

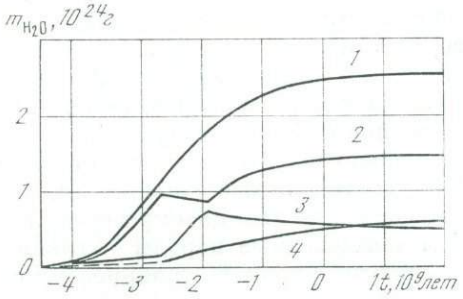


Рис. 1. Изменение со временем массы воды в гидросфере и земной коре

1 — суммарная масса воды, дегазированной из мантии;
2 — масса воды в гидросфере;
3 — масса связанной воды в породах океанской коры;
4 — то же, в породах континентальной коры

Выше было показано, что конвективные движения в мантии Земли существовали с момента ее образования, менялись лишь их интенсивность и строение конвективных ячеек (происходило чередование одноячеистых и двуячеистых структур). Поэтому следует признать, что дробление, образование и перемещение литосферных плит происходили в течение всей геологической истории Земли, а не только в мезозое, как это иногда представляется. За время жизни Земли неоднократно могли складываться условия, при которых все или большинство континентальных литосферных плит перемещались астеносферными течениями в область нисходящих мантийных потоков, формируя при этом единые континенты типа протерозойской Мегагеи или позднепалеозойской Пангеи. В последующие циклы при изменении структуры мантийных потоков эти суперконтиненты могли вновь дробиться и расходиться в стороны, подобно осколкам Гондваны и Лавразии при мезозойском расколе Пангеи.

Аналогичная картина должна была наблюдаться и с океанами — в периоды образования Пангеи возникал единый океан Панталасса, который при дроблении Пангеи распадался на ряд самостоятельных океанов. При сближении континентов древние океаны, подобно Тетису, закрывались за счет пододвигания океанских плит под континентальные (обратного процесса происходить не может, поскольку континентальные плиты заметно легче океанских, $\Delta\rho = 0{,}5$ г/см^3). Вместо старых появлялись новые океанские впадины, возникавшие над восходящими мантийными потоками между раздвигающимися континентальными плитами. Затем могли пропадать и они, уступая место еще более молодым структурам. Этот процесс продолжается и в настоящее время, так как увеличение площади растущих молодых океанов — Атлантического и Индийского — неизбежно должно сопровождаться сокращением площади Тихого океана (за счет дрейфа обеих Америк на запад, а Евразии на восток, в сторону центра основного нисходящего потока в западной части Тихого океана).

Следует отметить, что возраст океанских впадин, окруженных зонами погружения литосферных плит, может быть существенно большим, чем воз-

раст дна океана, фиксируемый в настоящее время, например, по магнитным аномалиям.

Из сказанного следует, что отдельные океанские впадины существуют лишь ограниченное время и все впадины современных океанов, в том числе и Тихого, молоды по сравнению с возрастом Земли. Если же под океаном понимать воду, заполняющую океанские впадины, то Мировой океан является древним образованием и по своему возрасту он лишь не намного моложе самой Земли (Menard, 1969; Безруков, 1973; Хаин, 1973а).

Переходя к обсуждению состава первичного океана, мы должны принять во внимание два источника возможных примесей в океанской воде. Это атмосферные газы, способные растворяться в воде, и горные породы, подвергающиеся на поверхности суши и на дне моря разрушающему воздействию солнца, воздуха и воды — эрозии, облегчающей вымывание из горных пород и перенос в океан ряда веществ. Как уже отмечалось, из атмосферы в океан переходили прежде всего кислоты, а также углекислый газ, аммиак, сера в чистом виде и в виде сероводорода. Кислоты, особенно в воде, реагировали с силикатами горных пород, извлекая из них эквивалентные количества щелочных, щелочноземельных и других элементов; при этом вода переставала быть кислой, и в ней устанавливалось кислотно-щелочное равновесие (со значением $pH = 7$, отвечающим нейтральному раствору). Кроме того, за счет перехода в океан растворимых солей, извлеченных из силикатов, вода в нем сразу же становилась соленой.

По оценке Гольдшмидта, на 1 кг морской воды приходится 0,6 кг разрушенных горных пород, из которых извлекается и переводится в океан 66% содержащегося в них Na, 10% Mg, 4% Sr, 2,5% K, 1,9% Ca, 0,3% Li и т. д. Учитывая распространенность этих элементов в породах земной коры, нетрудно вычислить получающиеся концентрации соответствующих катионов в морской воде — они совпадают с фактическими характеристиками солености морской воды. В то же время содержание главных анионов в морской воде во много раз выше, чем их количества, которые могли бы быть извлечены из горных пород. Особенно это относится к хлору и брому, которых в 1 кг современной морской воды соответственно в 200 и в 50 раз больше, чем в 0,6 кг горных пород. Таким образом, хлор и бром могли попасть в воду только из продуктов дегазации мантии, и мы приходим к одному из основных тезисов Виноградова: все анионы морской воды возникли из продуктов дегазации мантии, а катионы — из разрушенных горных пород.

Общая соленость первичного океана, определяемая содержанием анионов в продуктах дегазации мантии, была, вероятно, близка к современной. Но соотношения катионов могли быть несколько иными, так как горные породы первичной коры были преимущественно ультраосновными и отношения Na/K и Mg/K в них были много больше, чем в современных континентальных горных породах. Повышенное содержание CO_2 в древней гидросфере демонстрируется, например, наличием в архейских осадочных породах магнийсодержащих осадков — доломитов $(MgCa)CO_3$ (например, серия Булавайо в Южной Африке с возрастом около 3 млрд. лет). Отметим еще, что в водах первичного океана не было аниона окисленной серы — сульфата SO_4^{-2}, что служит одним из свидетельств отсутствия в атмосфере и океане тех времен свободного кислорода. Действительно, первые сульфатные осадки — гипсы $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и ангидриды $CaSO_4$ — обнаруживаются лишь в гренвильских породах Канады с возрастом около 1 млрд. лет. Кроме того, происходящее при окислении серы уменьшение изотопного отношения $^{32}S/^{34}S$ (в сере метеоритов равно 22,22, а в сульфатах современной морской воды — 21,76) впервые обнаруживается в сере древних осадков лишь в среднем протерозое. Таким образом, воды первичного океана были хлоридными, нейтральными ($pH \simeq 7$) и бессульфатными.

3. ПРИРОДА ГЛОБАЛЬНЫХ ТРАНСГРЕССИЙ МОРЯ НА КОНТИНЕНТЫ

Природу глобальных трансгрессий и регрессий моря обычно принято объяснять вертикальными колебательными движениями материковых платформ, периодически испытывавших то опускание, то подъем. Традиция такого подхода восходит ко временам древних философов Стробона и Аристотеля. В связи со своей кажущейся очевидностью эта идея с тех пор принималась за аксиому и до последнего времени практически не обсуждалась, войдя почти в чистом виде во все, даже современные, учебники по геологии и тектонике. Помимо совпадающих со сравнительно медленными эпейрогеническими движениями материковых платформ (с периодами порядка 10^8 лет), выделяются также более короткие эвстатические колебания уровня океана, связанные с аккумуляцией или таянием значительных объемов воды в покровных ледниках, образующихся в ледниковые периоды.

Возможность существования крупных вертикальных колебательных движений платформ, приводящих к глобальным трансгрессиям и регрессиям моря, как правило, связывают с периодическим разогревом и охлаждением вещества верхней мантии под материками (Джоли, 1929; Белоусов 1966). При этом природа и особенно механизм циклических прогревов мантии остаются неясными. Непонятна и основная закономерность наступления глобальных трансгрессий и регрессий моря — через один тектонический цикл.

Совершенно иной подход к объяснению глобальных трансгрессий моря наметился в ряде последних работ некоторых, преимущественно морских, геологов и геофизиков. Так, в 1964 г. Менард (Menard, 1964) высказал идею, что значительные колебания уровня Мирового океана могут происходить за счет изменения объема океанских впадин; в частности, образование системы современных поднятий океанского дна (срединно-океанских хребтов) могло привести к повышению уровня океана на 300 м.

Детальный количественный анализ изменения уровня поверхности океана в связи с историей развития и режимом образования срединно-океанских хребтов в мезозое и кайнозое выполнен Хейсом и Питменом (Pitman, Hays, 1973; Hays, Pitman, 1973). Расчет показал, что в конце мезозоя уровень океана должен был непрерывно повышаться, а начиная с верхнего мела, наоборот, падать. Эти результаты настолько хорошо совпали с палеогеографическими кривыми, составленными Роновым (Ronov, 1968) и другими исследователями на основании изучения стратиграфических разрезов суши, что убедительно показали реальность идеи Менарда и возможность на ее основе объяснить природу глобальных трансгрессий моря без привлечения классических представлений о вертикальных движениях платформ. Определяющее влияние процесса формирования срединно-океанских хребтов на изменение объемов океанских впадин и режимы возникновения глобальных трансгрессий моря исследовалось Сорохтиным (1976б) и отмечалось в работе Ронова и др. (1976).

В расчете Питмена и Хейса изменения объемов срединно-океанских хребтов, а следовательно, и изменения уровня Мирового океана определялись для конкретных палеогеографических ситуаций, сложившихся в мезозое и кайнозое в результате раскола Пангеи и раздвижения обособившихся материков. Скорость раздвижения литосферных плит определялась по магнитным аномалиям.

Распространить такой же метод расчета на более ранние геологические эпохи трудно или даже невозможно, поскольку древних участков океанского дна на поверхности Земли практически не сохранилось, так как все домезозойские океанские плиты уже успели погрузиться в мантию вдоль древних и современных зон Заварицкого — Беньофа. В связи с этим имеет смысл

рассмотреть природу и режим образования глобальных трангрессий чисто теоретически, исходя из общей зависимости рельефа срединно-океанских хребтов от скорости раздвижения литосферных плит и из самых общих представлений, определяющих характер изменения этой скорости в прошлые геологические эпохи. Кроме того, при рассмотрении задачи о трансгрессиях моря на континенты необходимо учесть происходившие ранее изменения объема гидросферы Земли, обусловленные в основном дегазацией воды из мантии и процессами связывания воды в породах земной коры.

Как уже отмечалось в гл. V, толщина литосферы определяется глубиной охлаждения и кристаллизации лерцолитов мантии и, следовательно, зависит

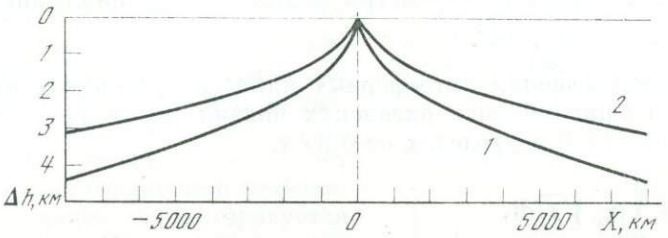


Рис. 2. Осредненные профили срединно-океанских хребтов при разных скоростях раздвижения литосферных плит

1 — $2V_{sp} \simeq 5$ см/год; *2* — $2V_{sp} \simeq 10$ см/год

от времени экспозиции горячего вещества мантии на поверхности Земли. В связи с тем, что в рифтовых зонах происходит постоянное раздвижение литосферных плит и непрерывное наращивание их краев за счет охлаждения и кристаллизации поднимающегося в этих зонах астеносферного вещества, мощность литосферы под срединно-океанскими хребтами закономерно увеличивается по мере удаления от рифтовых зон. Кристаллизация силикатов сопровождается возрастанием их плотности, поэтому с увеличением мощности океанской литосферы уровень ее поверхности понижается по закону корня квадратного из возраста:

$$\Delta h \simeq 0{,}35\sqrt{t}, \tag{3.1}$$

где Δh — превышение гребня срединно-океанского хребта над средним уровнем дна в данной точке, км; t — возраст дна, млн. лет.

Учитывая теперь, что $t = x/v_l$, где x — расстояние от гребня хребта в поперечном направлении, а v_l — скорость смещения литосферной плиты от рифтовой зоны, формулу (3.1) можно переписать в несколько ином виде:

$$\Delta h \simeq 0{,}11\sqrt{x/v_l}. \tag{3.2}$$

В этой формуле Δh и x выражены в км, а v_l — в см/год.

Высота гребней срединно-океанских хребтов в основном определяется уровнем изостатической компенсации мантийного вещества, внедряющегося в рифтовых зонах, и слабо зависит от скорости раздвижения литосферных плит. Поэтому из выражения (3.2) следует, что малой скорости раздвижения океанского дна должны соответствовать срединно-океанские хребты с крутыми склонами, а большой скорости, наоборот, пологие хребты (рис. 2). Примером хребтов с крутыми склонами является Срединно-Атлантический хребет ($2v_{sp} \simeq 4$ см/год), а примером пологих — Восточно-Тихоокеанское поднятие ($2v_{sp} \gtrsim 10$ см/год).

Очевидно, что объем таких хребтов оказывается различным. Если предположить, что в процессе формирования системы срединно-океанских хребтов скорость раздвижения литосферных плит менялась, то менялся и объем

хребтов, а следовательно, и объем океанских впадин. В свою очередь, это неизбежно должно было приводить к эвстатическим колебаниям уровня Мирового океана, т. е. к развитию трансгрессий или регрессий моря.

Зависимость объема океанских впадин от скорости раздвижения дна можно определить исходя из предположения, что площадь литосферных плит dS, образующихся в единицу времени в рифтовых зонах Земли, пропорциональна средней скорости раздвижения v этих плит:

$$dS = kvdt$$

Тогда приращение объема океанских впадин за то же время можно выразить через определенные выше параметры рельефа срединно-океанских хребтов:

$$dV = dS\Delta h = kv_{sp}\sqrt{t}\,dt. \tag{3.3}$$

Скорость перемещения литосферных плит со временем меняется, поэтому для нахождения объемов океанских впадин необходимо проинтегрировать выражение (3.3) в пределах от 0 до τ:

$$V = V_{oc} + \int_0^{\tau} v_{sp}\sqrt{t}\,dt, \tag{3.4}$$

где V_{oc} — объем верхней части океанских впадин (выше среднего уровня гребней срединно-океанских хребтов); $\tau = S/kv_{sp}$ — полное время раскрытия океанов, равное времени, за которое обновляется практически вся площадь океанского дна S.

Таким образом, объем океанских впадин, а следовательно, и положение уровня Мирового океана должны зависеть от скорости раздвижения литосферных плит и режима развития этого процесса во времени. Поскольку движение литосферных плит вызывается конвективным массообменом в мантии Земли, то можно принять, что скорость их перемещения окажется пропорциональной скорости астеносферных течений, т. е. $v_{sp} \sim v_a$.

Выше (гл. IV, § 5) было высказано и обосновано предположение, согласно которому в мантии Земли могут возникать конвективные движения, развивающиеся лишь по схемам с одной или двумя ячейками, и что на протяжении всей истории Земли в ее мантии неоднократно происходили перестройки конвективных движений с последовательным образованием то одноячеистых, то двуячеистых структур. Качественное рассмотрение задачи о механизме перестроек конвективных движений в мантии показывает, что скорость мантийного массообмена, а следовательно, и скорость астеносферных течений, со временем должна меняться по «пульсирующему» закону, изображенному на рис. 16 в гл. IV. Примерно по такому же закону, но только с некоторым запаздыванием по времени будут меняться и объемы срединно-океанских хребтов V. Зависимость $V(t)$ можно качественно оценить, численно интегрируя согласно (3.4) кривую, изображенную на рис. 16 в гл. IV, в пределах от $t - \tau$ до t. Результат такого интегрирования с учетом того, что объем современных океанских впадин примерно равен $1{,}37 \cdot 10^{24}$ см^3, а средняя скорость перемещения литосферных плит близка к 5 см/год, приведен на рис. 3.

Для получения общей картины эвстатических колебаний уровня Мирового океана необходимо кривую изменения массы воды в гидросфере (см. рис. 1) и кривую изменения объемов срединно-океанских хребтов (рис. 3). пересчитать в средние глубины океана. Приближенно такой пересчет можно выполнить с помощью гипсографической кривой, изображенной на рис. 2 (гл. II), при этом необходимо учитывать, что площадь континентов со временем возрастала. Поскольку эвстатические колебания уровня океана, вызываемые периодическими изменениями объемов срединно-океанских хребтов,

накладываются на его монотонное повышение, обе полученные кривые необходимо сложить. Результат такого сложения приведен на рис. 4.

Судя по теоретическим расчетам, первая планетарная трансгрессия моря появилась на рубеже позднего рифея, около $1{,}0 \cdot 10^9$ лет назад. В кембрии трансгрессия сменилась регрессией моря, и в момент завершения салаирской орогении, $0{,}53 \cdot 10^9$ лет назад, она достигла максимума. С началом каледонского тектонического цикла развилась новая глобальная трансгрессия, достигшая своего максимума на рубеже ордовика и силура, около $0{,}45 \cdot 10^9$ лет назад. Следующий герцинский тектонический цикл вновь характеризуется отступанием моря. Максимальная регрессия наблюдалась примерно $0{,}22 \cdot 10^9$ лет назад, в середине пермского периода. Последняя глобальная трансгрессия развилась в киммерийский тектонический цикл, достигнув максимума в меловой период $0{,}1 \cdot 10^9$ лет назад. Современному альпийскому тектоническому циклу соответствует все увеличивающаяся регрессия моря, которая будет развиваться еще около 60 млн. лет, до наступления следующего тектонического цикла, после чего начнется развитие новой трансгрессии моря и т. д.

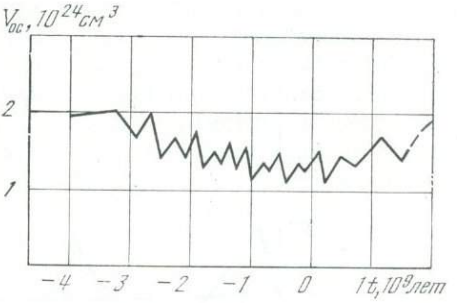


Рис. 3. Теоретическая кривая изменения объема океанских впадин

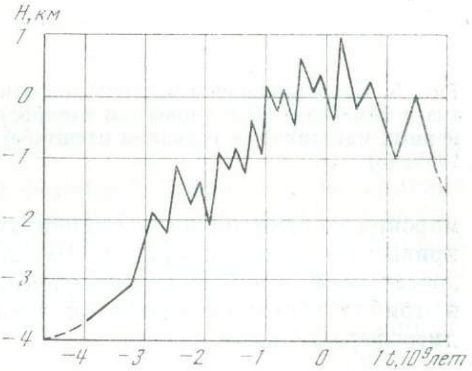


Рис. 4. Кривая эвстатических колебаний уровня океана за время развития Земли (без учета гляциоэвстатических колебаний)

Отметим интересную особенность изменений уровня океана за геологическую историю Земли. Низкое стояние океана в архее, раннем и среднем протерозое предопределило в эти эпохи развития Земли распространение континентальных условий на древних платформах и щитах, так как планетарные трансгрессии моря на материки могли появиться лишь после того, как уровень Мирового океана поднялся до среднего уровня поверхности шельфов материков. Этим обстоятельством, вероятно, объясняются отсутствие протерозойского осадочного чехла на большей части древних платформ и явно эродированная поверхность фундамента этих платформ.

В реальных условиях эвстатические колебания уровня океана, безусловно, характеризуются более сложными зависимостями, так как в приведенных оценках использовалась лишь качественная картина перестройки конвективных движений в мантии и совершенно не учитывались возможная неравномерность скорости раздвижения литосферных плит в пределах одного цикла, влияние аккумуляции воды в покровных и горных ледниках и т. д. Тем не менее в рамках принятой упрощенной модели развития конвективных течений в мантии Земли рассмотренный механизм эвстатических колебаний уровня океана все же позволяет получить общее представление о характере происходивших в прошлые геологические эпохи крупных изменений уровня океана. Подтверждением этого может служить сравнение полученной теоретической зависимости с эмпирическими данными о распространении морских осадочных пород на континентах. Как видно из рис. 5, теоретическая кривая качественно повторяет основные закономерности изменений распространения

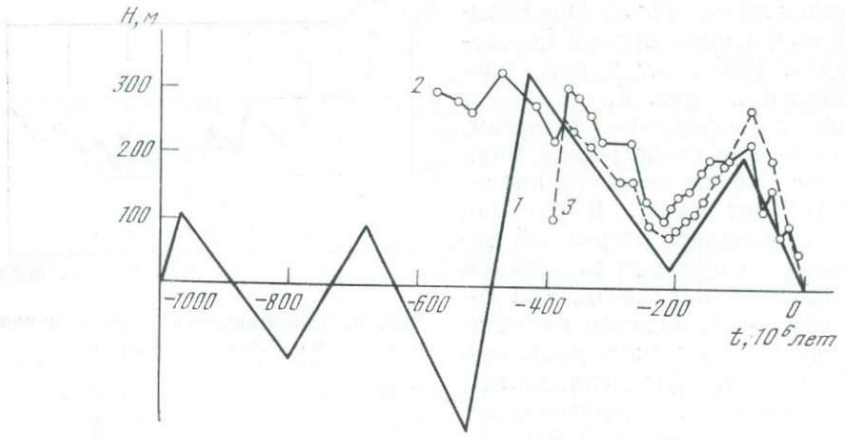


Рис. 5. Сопоставление теоретической зависимости эвстатических изменений уровня океана в фанерозое (*1*) с площадью распространения морских отложений в пределах современных материков (в условном масштабе) по Ронову и др. (1976) (*2*) и по Ронову (Ronov, 1968) (*3*)

морских отложений на континентах. Наблюдающийся сдвиг сравниваемых кривых по фазе примерно на 10—20 млн. лет, по-видимому, объясняется недостаточной точностью определения моментов смены тектонических циклов и приближенностью принятой зависимости изменения скоростей движения литосферных плит.

4. ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ АТМОСФЕРЫ НА ЗЕМЛЕ

По существующим представлениям (Полдерварт, 1957; Виноградов, 1967, 1969) атмосфера Земли, как и ее гидросфера, образовалась благодаря дегазации мантии — процесса, происходящего и поныне, но развивавшегося наиболее интенсивно на ранних этапах существования Земли. Обычно считается, что первичная атмосфера состояла из паров воды и газовых фракций NH_3, CH_4, CO, CO_2, N_2, H_2, а развитие атмосферы с освобождением газообразного азота и кислорда происходило в основном за счет фотохимических реакций в верхних слоях атмосферы и фотосинтеза появившихся в протерозое зеленых растений. По мнению Холланда (Holland, 1962), первичная атмосфера в основном состояла из метана и водорода.

Происхождение гидросферы и атмосферы также связывается нами с дегазацией мантии Земли, с тем лишь отличием, что развитие этого процесса в начале геологической истории Земли оказывается значительно более вялым, чем это предполагалось ранее. В отношении состава первичной атмосферы и причин эволюции ее состава в последующие геологические эпохи намечается несколько иной подход.

Количественное решение задачи об эволюции химического состава атмосферы Земли выполнить трудно, поскольку не известны начальные условия процесса, т. е. состав и давление газовой оболочки, выделившейся из первичного вещества при его аккреции в растущей Земле. Такое решение затрудняется также незнанием констант скоростей химических реакций связывания отдельных газовых компонентов атмосферы (например, O_2, CO_2) в твердых оболочках Земли. Тем не менее полуколичественное решение задачи построить все же удается.

Температурное воздействие и давление солнечного излучения должны были существенно сказаться на фракционировании первичного вещества в

протопланетном газопылевом облаке и привести к выметанию из области формирования Земли большей части летучих элементов и соединений (Левин, 1949; Гуревич, Лебединский, 1950). Поэтому, несмотря на распространенность в космическом пространстве таких летучих соединений, как H_2, He, N_2, O_2, H_2O, CO, CO_2 и др., трудно было бы ожидать их заметного присутствия в веществе, сформировавшем Землю. Как уже отмечалось, можно предположить, что в момент формирования Земли все элементы ее будущей атмосферы находились в связанном и твердом состоянии.

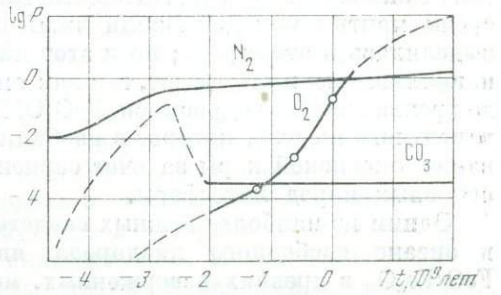


Рис. 6. Изменение во времени состава атмосферы Земли (по парциальным давлениям ее главных компонентов)

Поверхностный слой растущей Земли формировался за счет накопления раздробленного и распыленного вещества падающих планетезималей и выброшенных из ударных кратеров остатков вмещающих пород. В результате структура этого слоя должна была напоминать лунный реголит, т. е. рыхлый и тонкодисперсный агломерат. При такой структуре и ультраосновном составе верхнего слоя растущей Земли вода и углекислый газ, освобождающиеся при ударах и испарении падавших на Землю планетезималей, должны были интенсивно и практически полностью связываться реакцией серпентинизации с породами слоя:

$$4(Mg, Fe)_2SiO_4 + 4H_2O + 2CO_2 \rightarrow (Mg, Fe)_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2(Mg, Fe)CO_3.$$

Реголитоподобное строение поверхности Земли в период ее образования и роста определяло повышенную сорбционную активность вещества этих слоев. В связи с этим можно ожидать, что за счет абсорбции и хемосорбции из первичной атмосферы быстро выводились и другие попавшие на Землю остатки летучих компонентов протопланетного вещества, например NH_3, CH_4, H_2S, «кислые дымы» и др. Поэтому если у Земли и была первичная атмосфера, то, вероятнее всего, она состояла из азота с небольшими добавками благородных газов. Во всяком случае, в этой атмосфере не было ни кислорода, ни углекислого газа или паров воды.

После окончания процесса образования Земли, уже на геологическом этапе ее развития, процесс дегазации остального азота из мантии, как и любых других летучих, должен описываться зависимостью, аналогичной уравнению (1.1). В этом случае парциональное давление азота в атмосфере Земли будет определяться соотношением

$$P(N_2) = P_0(N_2) + \frac{P_q(N_2) - P_0(N)}{0{,}88}\,[1 - e^{-\varkappa y}],$$

где $P_0(N_2)$ — давление азота в первичной атмосфере Земли; $P_q(N_2) = 0{,}78$ — парциальное давление азота в современной атмосфере. Если принять показатель подвижности азота таким же, как у воды ($\varkappa(N_2) \simeq 3{,}0$), и начальное давление $P_0(N_2) \simeq 0{,}01$, то можно вычислить поступление азота в атмосферу Земли (рис. 6).

В связи с высоким содержанием в первичном веществе свободного железа (см. табл. 5, гл. II) свободный кислород на Земле полностью отсутствовал.

После начала плотностной дифференциации земного вещества с выделением плотного ядра в мантию Земли стал поступать свободный кислород, образующийся за счет происходящей при высоких давлениях перестройки окислов железа (см. гл. II, § 3):

$$2FeO \rightarrow Fe_2O + [O].$$

В верхней мантии и приповерхностных слоях большая часть освободившегося кислорода должна была связаться с железом и графитом, вновь образуя окислы железа и углекислый газ. В условиях резко восстановительной среды мантии молодой Земли лишь очень незначительная доля кислорода выделялась в атмосферу; но и этот кислород не мог в больших количествах накапливаться в атмосфере, так как он постоянно расходовался на окисление до трехвалентной гидроокиси FeO(OH) растворенного в океанской воде двухвалентного железа, которое в изобилии поступало в гидросферу при образовании океанской коры за счет серпентинизации богатых фаялитом ультраосновных пород литосферы.

Одним из наиболее важных свидетельств отсутствия в древних атмосфере и океане свободного кислорода является высокое значение отношения FeO/Fe_2O_3 в древних изверженных, метаморфических и осадочных породах, особенно в глинах, тогда как в современных океанских глубоководных красных глинах это отношение упало до 1/7. В архее часто встречаются осадочные железомарганцевые руды, что также свидетельствует о недостатке кислорода, так как при таких условиях железо и марганец одинаково хорошо подвижны и мигрируют вместе, а при наличии кислорода их геохимические пути расходятся (железо теряет подвижность).

На недостаток кислорода указывает также присутствие в древних породах других легко окисляющихся, но не окисленных веществ — графита в мощных слоях катархейских гнейсов и мраморов, лазурита (содержащего Na_2S) в катархейских карбонатных породах, свежих и хорошо окатанных зерен пирита FeS_2, уранита U_3O_8 и урановых смолок UO_2. Наконец, о недостатке кислорода свидетельствуют сравнительно низкие темпы выветривания древних пород.

Таким образом, рассматриваемая модель образования атмосферы приводит к выводу, что в архее и раннем протерозое парциальное давление кислорода было очень низким. Этот вывод соответствует существующим представлениям и данным о нейтральном или восстановительном характере молодой атмосферы Земли (Полдерварт, 1957; Виноградов, 1967; Мияки, 1969; Монин, 1970, 1977; Мейсон, 1971; Фолинсби, 1971; Schidlowski, 1971).

По мере эволюции химического состава мантии и уменьшения в ней концентрации свободного железа и углерода содержание кислорода в атмосфере должно было постоянно увеличиваться. К сожалению, пока еще трудно количественно оценить степень нарастания концентрации кислорода в атмосфере Земли, но, судя по широкому развитию в среднепротерозойское время формаций железистых кварцитов типа фаций Верхнего Озера в Канаде, джеспилитов на Русской платформе, именно в это время в атмосфере Земли произошла смена нейтральных условий на окислительные. По данным Фолинсби (1971), анализировавшего условия образования осадочных и россыпных рудных месторождений докембрия, кислород в заметных количествах начал появляться в атмосфере примерно 2,2 млрд. лет назад. Ряд палеонтологических, стратиграфических и геохимических данных указывает на то, что атмосферный кислород в сравнительно больших количествах появился только около 1,2 млрд. лет назад, после чего стало возможным образование, например, красноцветных континентальных толщ и кор выветривания (Cloud, 1965; Акульшина и др., 1971). Анализы газовых включений в верхнепротерозойских (среднерифейских) кремнистых отложениях Восточ-

ной Сибири показали, что в них отношения N_2/O_2 уже близки к таковым в современных атмосфере и гидросфере (Казинский и др., 1969).

Свободный кислород мог образоваться в первичной атмосфере в результате фотодиссоциации небольшой доли молекул водяного пара, т. е. их разложения под действием жесткой компоненты солнечного излученя. Однако, по расчетам Беркнера и Маршалла (Berkner, Marshall, 1964), этот процесс был весьма ограниченным в связи с тем, что образующийся кислород сам поглощал излучение, расщепляющее молекулы воды. При равновесии между этими двумя процессами содержание кислорода в атмосфере не могло превышать одной тысячной от современного уровня. На самом же деле оно было много меньше, так как равновесие никогда не достигалось: весь образующийся кислород быстро затрачивался на окисление атмосферных газов CH_4, CO, NH_3 и H_2S. Из-за недостатка свободного кислорода в атмосфере отсутствовал озоновый экран, и тонкая первичная атмосфера пропускала жесткое излучение Солнца до поверхности суши и океана. Под действием этого излучения, способного приводить к образованию сложных молекул (фотокатализ) в океане, по-видимому, еще в катархее образовался ряд органических веществ до аминокислот включительно. В архейских осадочных породах уже обнаруживаются следы жизни, появившейся, вероятно, именно в океане, где первичные организмы были защищены от жесткого излучения некоторым слоем воды (для этого вполне достаточно 10-метрового слоя).

Лабораторными опытами Миллера в 1953 г. показано, что при воздействии электрических разрядов на смесь водяного пара, метана, аммиака и водорода, близкую по составу к газам некоторых вулканов, в ней образуются сложные органические вещества, в том числе аланин, глицин и другие аминокислоты. Экспериментально доказано также, что в указанной смеси образование сложных органических соединений до аминокислот включительно может происходить и под действием ультрафиолетовой радиации. В вулканических газах такой синтез может идти за счет высоких температур, при которых взаимодействие метана с аммиаком дает синильную кислоту HCN, метана с водой — альдегиды RCOH. Примером могут быть горячие газы курильского вулкана Алаид, в которых обнаружено большое количество синильной кислоты; в гидротермальных растворах Камчатки и Курильских островов обычно присутствуют производные синильной кислоты и различные аминокислоты; сложные органические вещества, включая аминокислоты, обнаружены в ряде каменных метеоритов, особенно в так называемых углистых.

Основными источниками кислорода на Земле, по-видимому, были два процесса: распад окислов железа, протекающий в недрах Земли при ее гравитационной дифференциации и приводящий к освобождению части кислорода, и жизнедеятельность растительных организмов на земной поверхности. Дегазация «глубинного» кислорода и активная деятельность растительности (прежде всего водорослей, а затем и наземных растений) привели в конце концов к образованию на Земле кислородной атмосферы — этого геохимического чуда, не имеющего аналогов на других планетах Солнечной системы.

Кислород, вырабатывавшийся водорослями при фотосинтезе уже с начала архея, затрачивался на окисление атмосферных газов, а затем и пород коры. При этом часть аммиака окислялась до молекулярного азота N_2, и так, по-видимому, образовался почти весь азот современной атмосферы. Метан CH_4 и окись углерода окислялись до CO_2, и углекислота преимущественно уходила в морскую воду, превращая ее из исходной хлоридной в хлоридно-карбонатную и создавая в ней вместе с ионами Ca^{2+} карбонат-бикарбонатовый буфер, способствовавший превращению «лишних» бикар-

бонатов в карбонатные осадки. Сера S и сероводород H_2S окислялись до SO_2 и SO_3, и в океане начал появляться сульфат SO_4^{2-}, так что морская вода становилась хлоридно-карбонатно-сульфатной (как уже упоминалось, изотопное отношение $^{32}S/^{34}S$ начало уменьшаться со среднего протерозоя, а первые сульфатные осадки появились в верхнем рифее).

В горных породах нижнего протерозоя обнаруживаются многочисленные свидетельства происходившего в то время в атмосфере и океане перехода от восстановительных условий к окислительным. Это широко распространенные в нижнем протерозое железистые кварциты. При их образовании железо могло заимствоваться, например, из сидеритов, образующихся в результате серпентинизации оливинов при недостатке кислорода:

$$2FeCO_3 + 3H_2O + O \rightarrow 2Fe(OH)_3 + 2CO_2.$$

Кремнезем же мог поступать за счет серпентинизации пироксенов.

В породах среднего протерозоя и тем более рифея остатки жизнедеятельности водорослей — биогенные известняки — встречаются все чаще и чаще; очевидно, продукция свободного кислорода водорослями в эти эры нарастала. По расчетам Беркнера и Маршалла (Berkner, Marshall, 1964), содержание свободного кислорода в атмосфере в одну тысячную долю от современного уровня (точка Юри) было достигнуто в среднем рифее, около 1,2 млрд. лет назад. К этому же выводу пришел и Клауд (Cloud, 1965). Согласно Е. П. Акульшиной и др. (1971), с этого времени начали образовываться мощные кислые коры выветривания в ряде областей на поверхности континентов, окрашенные гидроокислами железа в бурые и красные цвета (причем при захоронении окислы не восстанавливались из-за отсутствия на суше тех времен органического материала).

Наличие свободного кислорода создало возможность для следующего крупного шага в эволюции жизни — появления оганизмов, потребляющих кислород: животных. И действительно, наиболее древние остатки животных найдены в породах среднего протерозоя (трубочки червей Udocania problematica в слоях удоканской серии Забайкалья).

Однако лишь после полного окисления свободного железа в мантии освобождающийся кислород смог в больших количествах поступать в земную атмосферу. Судя по расчетам эволюции перцолитовой модели мантии (см. рис. 22 в гл. IV), это событие произошло на рубеже протерозоя и фанерозоя (вероятнее всего, в конце протерозоя).

С биологической точки зрения критическим уровнем содержания свободного кислорода в атмосфере является точка Пастера — около одной сотой от количества кислорода в современной атмосфере — при которой организмы переходят от использования энергии процессов ферментативного (анаэробного) брожения к энергетически более эффективному (в 30—50 раз) окислению при дыхании. Точка Пастера была достигнута в конце венда, около 600 млн. лет назад, и это привело в начале фанерозоя к настоящему биологическому взрыву — массовому распространению практически всех типов животных (Berkner, Marshall, 1964).

После полного окисления свободного железа в мантии единственным буфером, связывающим выделяющийся кислород, остается закись двухвалентного железа FeO. Лишь после того, как все двухвалентное железо будет окислено до трехвалентной окиси Fe_2O_3, вещество Земли практически окажется в предельно окисленном состоянии, и кислород, уже ничем не сдерживаемый, широким потоком сможет поступать в атмосферу. Судя по расчетам, этот переход должен произойти примерно через $4 \cdot 10^8$ лет (см. рис. 22 в гл. IV).

Проследим теперь эволюцию углекислого газа в земной атмосфере. В начале этого параграфа было показано, что в первичной атмосфере этот газ,

всего вероятнее, отсутствовал или составлял лишь ничтожную долю. Появление углекислого газа в атмосфере Земли в последующие геологические эпохи было вызвано его дегазацией из мантии. Образование CO_2 в мантии естественнее всего связывать с реакциями температурной диссоциации первичных карбонатов, например:

$$CaCO_3 \rightarrow CaO + CO_2,$$

с реакцией восстановления карбида железа:

$$Fe_3C + 2FeO \rightarrow 5Fe + CO_2,$$

с окислением распыленного в веществе мантии графита:

$$C + CO_2 \rightarrow 2CO; \quad CO + O \rightarrow CO_2,$$

и с высокотемпературными каталитическими реакциями графита с водой

$$3C + 2H_2O \rightarrow CH_4 + 2CO; \; C + H_2O \rightarrow CO + H_2; \; C + 2H_2O \rightarrow CO_2 + 2H_2.$$

Дегазация углекислого газа из мантии главным образом должна происходить по рифтовым зонам Земли благодаря постоянно существующему здесь подъему на поверхность вещества мантии. Попавший на поверхность углекислый газ в основном аккумулируется в гидросфере Земли (Виноградов, 1967; Мейсон, 1971). Поэтому в процессе образования океанской коры за счет гидратации мантийных пород растворенный в океанской воде углекислый газ обязательно начнет связываться с окислами металлов, освобождающимися при реакциях серпентинизации и каолинизации:

$$4(MgFe)_2SiO_4 + 4H_2O + 2CO_2 \rightarrow (Mg, Fe)_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2(Mg, Fe)CO_3,$$

$$2CaAl_2Si_2O_8 + 4H_2O + 2CO_2 \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2CaCO_3.$$

Постоянно образующиеся таким путем карбонаты выносятся термальными водами из рифтовых зон и поступают в Мировой океан. В дальнейшем происходит равномерное хемогенное или биогенное выпадение карбонатов в осадки. Несмотря на возможные колебания скоростей дегазации мантии и выноса CO_2, уровень концентрации растворенной в океанской воде углекислоты существенно меняться не должен, поскольку при гидратации пород океанской коры может освобождаться значительно больше гидроокислов $Mg(OH)_2$, $Ca(OH)_2$, $Fe(OH)_2$, чем это необходимо для связывания растворенного CO_2. Действительно, при серпентинизации и каолинизации ультраосновных пород освобождается до 12% нормативных окислов, способных реагировать с CO_2 и образовывать карбонаты. Если принять для современного момента времени среднюю скорость взаимного раздвижения литосферных плит равной 5 см/год, длину всех рифтовых зон Земли — 60 тыс. км, мощность серпентинитового (третьего) слоя океанской коры — 4,5 км, плотность окислов — $\rho = 2{,}6$ г/см^3, то получим, что в год из силикатов литосферы при образовании океанской коры может освободиться до $4{,}2 \cdot 10^{15}$ г нормативных окислов, а за всю историю Земли с учетом изменений ее тектонической активности должно было выделиться $(10 \div 15) \cdot 10^{24}$ г таких окислов. С этим количеством окислов могло бы соединиться примерно $(8 \div 12) \cdot 10^{24}$ г углекислого газа.

По расчетам Ронова и Ярошевского (1967), в современной земной коре содержится $0{,}76 \cdot 10^{24}$ г карбонатов, в которых связано около $0{,}37 \cdot 10^{24}$ г CO_2. Таким образом, при образовании океанской коры потенциальные возможности процесса связывания CO_2 в карбонатах примерно в 20—30 раз выше средней скорости поступления углекислого газа в гидросферу и атмосферу. Поэтому описанный буферный процесс очень точно может поддерживать постоянный уровень концентрации в воде как растворенного в ней углекислого газа, так и ионов карбонатообразующих металлов.

Попутно интересно отметить, что рассмотренный механизм образования карбонатов при формировании океанской коры в рифтовых зонах Земли и последующее их накопление в осадочных породах полностью объясняет отмеченную Роновым и Ярошевским «загадочную черту геохимии поверхностных оболочек», заключающуюся в том, что среднее содержание кальция в осадочных породах значительно выше, чем в изверженных.

Между концентрацией углекислого газа в океане и атмосфере существует динамическое равновесие (Виноградов, 1967; Мейсон, 1971). Поэтому постоянному уровню концентрации CO_2 в океане должен соответствовать и постоянный уровень содержания углекислого газа в атмосфере. Следовательно, начиная с нижнего протерозоя, когда гребни срединно-океанских хребтов покрылись водами океана, парциальное давление CO_2 оставалось близким к современному, т. е. к $3 \cdot 10^{-4}$ атм. К аналогичным выводам ранее пришли Руби (Rubey, 1951), Мейсон (1971) и некоторые другие исследователи. В архее, когда гидратация пород океанской коры происходила не полностью, парциальное давление углекислого газа могло быть несколько выше. Это подтверждается невысокой распространенностью карбонатных пород в архее и резким усилением образования карбонатонакопления в раннем протерозое. Значение pH океанской воды в среднем и позднем протерозое могло снижаться до 4—5.

Позже, 360—280 млн. лет назад, развитие фотосинтезирующей растительности на суше привело, вероятно, к новому уменьшению содержания CO_2 в атмосфере и в океане, и значение pH в морской воде выросло до современного уровня 7,5—8,5. Это, вероятно, содействовало вспышке развития организмов, выделяющих известь — кокколитовых водорослей и фораминифер.

5. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ГИДРОСФЕРЫ И АТМОСФЕРЫ НА ПЛАНЕТАХ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

Из планет земной группы только Венера, Земля и Марс обладают заметной атмосферой, при этом состав и условия состояния атмосферы на каждой из этих планет индивидуальны. Исследованиями последних лет убедительно показано, что Венера обладает уникальной газовой оболочкой, резко отличающейся по основным своим характеристикам от атмосферы Земли. Существенно отличается от нее и атмосфера Марса.

Выше было показано, что предлагаемая концепция геологической эволюции Земли объясняет и основные закономерности развития ее атмосферы. Интересно проверить это на примерах атмосфер других планет земной группы — Венеры и Марса.

Венера — ближайшая к Земле планета. По многим характеристикам она очень похожа на Землю: ее масса, объем, средняя плотность и расстояние от Солнца близки к соответствующим значениям у Земли ($M_♀ = 0{,}814\, M_♁$; $r_♀ = 0{,}95\, r_♁$; $\rho_♀ = 0{,}88\, \rho_♁$; $g_♀ = 0{,}901\, g_♁$; $R_♀ = 0{,}723\, R_♁$), но поток лучистой энергии Солнца, падающий на единицу поверхности Венеры, выше земного почти вдвое ($\varepsilon_♀ = 24{,}1 \cdot 10^5$ эрг/см^2·с, тогда как $\varepsilon_♁ = 12{,}6 \cdot 10^5$ эрг/см^2·с). Резкое отличие планет состоит в том, что вращение Венеры вокруг своей оси происходит в обратную сторону и чрезвычайно медленно — один венерианский год состоит только из двух суток длительностью по 116,8 земных. Но наиболее радикально отличаются составы, плотности и тепловые режимы в атмосферах этих планет. Прямыми измерениями, выполненными советскими автоматическими станциями «Венера-4, 5, 6, 7, 8» и американской станцией «Маринер-5», а также радиоастрономическими наблюдениями установлено, что атмосфера Венеры состоит на 93—98% из углекислого газа, азота в ней не более 2%, кислорода менее 0,1%, водяного пара не более 0,1—1%, атмосферное давление на поверхности Венеры достигает 90—92 атм,

температура 470° С или 750 К (Виноградов и др., 1968, 1970; Lewis, 1970; Маров, 1972; Marov, 1972).

Близость расположения орбит Венеры и Земли позволяет предположить и близость их химических составов. Однако полного тождества ожидать трудно, поскольку, как уже отмечалось выше, очень вероятно, что в протопланетном облаке происходило термическое фракционирование вещества с выносом во внешние участки облака летучих фракций (Левин, 1949; Гуревич, Лебединский, 1950). Согласно оценкам Дон Андерсона, Ковача (Don Anderson, Kovach, 1967), Рейнольдса и Саммерса (Reynolds, Summers, 1969), по мере удаления от Солнца, в направлении от Меркурия к Марсу, наблюдается общая тенденция уменьшения среднего атомного веса планет и содержания в них железа (для Венеры, правда, в этих работах приводятся несколько меньшие значения отмеченных параметров, чем для Земли, но если использовать принятую нами модель Земли, то закономерность восстанавливается, так как c_{φ} (Fe) = 35%, а c_{δ} (Fe) = 31,8%).

Учитывая приведенные соображения и оценки степени фракционирования протопланетного вещества, можно ожидать, что в веществе Венеры отношение Fe/FeO более высокое, чем в земном веществе. Но свободное железо из мантии Земли исчезло сравнительно недавно (около $0{,}5 \cdot 10^9$ лет назад). Отсюда следует первый вывод — в мантии Венеры могло сохраниться до настоящего времени свободное железо, продолжающее активно связывать почти весь выделяющийся при образовании венерианского ядра кислород. Поэтому кислорода в атмосфере Венеры должно быть очень мало, по-видимому, столько же, сколько его было на Земле в протерозое.

Азот является малоактивным элементом и после выделения в атмосферу слабо связывается с другими элементами, а сохраняется в основном в свободном состоянии. Поэтому можно ожидать, что парциальное давление азота в венерианской атмосфере будет примерно таким же, как и на Земле, т. е. порядка одной атмосферы.

С углекислым газом и водой проблема значительно сложнее. Решающим здесь является термический режим планеты. Близость Венеры к Солнцу определяет более высокую температуру ее поверхности. Если бы Венера вращалась вокруг своей оси достаточно быстро, то средняя равновесная температура ее поверхности (без учета парникового эффекта атмосферы) равнялась примерно 50° С (для Земли эта температура равна 3° С). Но скорость вращения Венеры очень мала, поэтому на ее дневной стороне равновесная температура (при отсутствии атмосферы) достигала бы 180° С, а на ночной —(100—150)° С.

Неизбежно возникающая в таких условиях глобальная циркуляция атмосферы должна была снизить контрастность температур на противоположных полушариях планеты, а содержавшиеся уже в первичной атмосфере углекислый газ и пары воды — привести к появлению заметного парникового эффекта еще на стадии ее роста. В результате как средняя, так и максимальная температура на поверхности планеты могли существенно подняться. А это значит, что одновременно с реакцией серпентинизации и связывания в верхнем реголитоподобном слое растущей планеты дегазированных (при падениях планетезималей) воды и CO_2 могла протекать и реакция термической диссоциации водяного пара над свободным железом:

$$4H_2O + 3Fe = Fe_3O_4 + 4H_2.$$

Это хорошо известная в технике реакция получения водорода протекает достаточно интенсивно при температурах около 570° С (Реми, 1966). При более низких температурах скорость реакции хотя и замедляется, но остается вполне заметной (особенно в масштабах геологического времени) даже при температурах порядка 200° С. Современная температура на поверхности

Венеры ~470° С, т. е. только на 100° ниже оптимальной температуры технической реакции.

Поскольку в первичном веществе, сформировавшем Венеру, свободное железо должно было присутствовать в достаточном количестве (по-видимому, более 15%), то можно ожидать, что вода в значительной степени была диссоциирована еще на самой ранней стадии развития планеты. Уменьшение содержания воды во внешней оболочке планеты (а также, вероятно, и парообразное ее состояние) привело к резкому замедлению реакции серпентинизации, а следовательно, и к снижению скорости связывания CO_2 в карбонатах. Если при этом скорость дегазации CO_2 оказалась выше скорости связывания этого газа в карбонатах, то со временем давление углекислого газа в венерианской атмосфере возрастало. Но с ростом давления и температуры углекислой атмосферы даже при небольших добавках H_2O ее экранирующее воздействие существенно увеличивается (Маров, 1972; Marov, 1972), приводя тем самым к еще большему разогреву планеты. В результате этого дополнительно активизируется реакция диссоциации воды горячим железом и резко уменьшается скорость связывания CO_2 в карбонатах.

Процесс саморазогревания планеты в конце концов достиг такого уровня, при котором карбонаты вообще стали неустойчивыми минеральными формами на поверхности Венеры. В результате этого должно было произойти почти полное разложение карбонатов во всем верхнем слое планеты с выделением значительных дополнительных объемов углекислого газа в венерианскую атмосферу (Виноградов, 1969; Marov, 1972). В связи с этим интересно отметить, что в современной атмосфере Венеры сосредоточено примерно столько же углекислого газа, сколько его связано во всех карбонатах земной коры (Виноградов, 1969; Виноградов и др., 1972). Действительно, судя по составу (93—98% CO_2) и давлению (90—92 атм) венерианской атмосферы, в ней содержится около $0{,}4 \cdot 10^{24}$ г CO_2, в то время как суммарное содержание CO_2 в земной коре равно $0{,}37 \cdot 10^{24}$ г (Ронов, Ярошевский, 1967). По-видимому, это совпадение не случайное — оно показывает родство средних химических составов обеих планет. Однако развитие внешних оболочек у этих планет (атмосферы, гидросферы и коры) пошло по совершенно разным путям в соответствии с термическими режимами на их поверхности.

Сложнее объяснить, куда девалась на Венере вода. Если на Земле испарить всю воду, то она образовала бы атмосферу из водяного пара вчетверо массивнее нынешней венерианской атмосферы. Возможно, молекулы воды в венерианской атмосфере распадались под действием более интенсивных, чем на Земле, жесткого излучения Солнца и заряженных частиц. Водород при этом утекал в космическое пространство, а кислород, составляющий 8/9 массы воды, затрачивался на окисление атмосферных газов, таких, как CH_4 и CO, и пород горячей венерианской коры, содержащих свободное железо и его двухвалентную окись. Так, если предположить, что первичные базальты венерианской коры содержали около 10% закиси железа FeO и затем были полностью окислены до Fe_2O_3, то при массе коры $5 \cdot 10^{25}$ г для этого потребовалось бы около $5 \cdot 10^{23}$ г кислорода. Напомним, что в современной гидросфере Земли и в породах земной коры содержится около $2{,}5 \cdot 10^{24}$ г воды или $2{,}2 \cdot 10^{24}$ г кислорода. Следовательно, одного этого механизма для полного разложения воды на Венере явно недостаточно.

Можно предположить, что основная часть воды на Венере была диссоциирована свободным железом как во время образования планеты, так и в дальнейшем, при дегазации мантии на стадии ее планетного развития, но для этого необходимо, чтобы постоянно действовал механизм, доставляющий на поверхность Венеры еще не окисленное железо. Таким механизмом является подъем мантийного вещества в рифтовых зонах планеты, сопровождающийся образованием и раздвижением литосферных плит.

Учитывая вероятную близость строения и общность путей развития процессов дифференциации вещества у Венеры и Земли, в первом приближении для оценки потенциальных возможностей этого механизма можно воспользоваться земными данными. Если принять толщину деятельного слоя венерианской литосферы, в пределах которого развивается процесс диссоциации водяных паров на горячем железе, равной глубине образования открытых трещин в рифтовых долинах, т. е. 4—5 км, и предположить, что интенсивность рифтообразования на Венере такая же, как и на Земле, то оказывается что за $4{,}5 \cdot 10^9$ лет через такой деятельный слой проходит около $(1{,}4—1{,}7) \cdot 10^{26}$ г мантийного вещества. При среднем за историю планеты содержании железа в ее мантии, равном 10%, с ним могло бы прореагировать примерно 4%, или $(5{,}6—6{,}8) \cdot 10^{24}$ г, воды, что примерно вдвое превышает массу гидросферы и связанной воды на Земле. Следовательно, описанный механизм разложения воды на Венере достаточно мощный и может обеспечить диссоциацию практически всей воды из венерианской атмосферы.

Последние исследования Марса показали, что и на этой планете в составе атмосферы доминирует углекислый газ, тогда как азота и кислорода соответственно примерно на один и два порядка меньше (Nier, McElroy, 1976). Повышенную концентрацию углекислого газа в атмосфере Марса можно объяснить другой крайностью: на этой холодной планете основные массы воды находятся в твердом состоянии (Farmer et al., 1976; Kieffer, 1977; Cutts et al., 1976), и при этом не происходит реакция серпентинизации в марсианских рифтовых зонах.

Средняя концентрация свободного железа в первичном веществе Марса, по-видимому, была меньшей, чем в венерианском или земном веществе. Этим можно объяснить наличие в марсианской атмосфере свободного кислорода, парциальное давление которого, однако, как и других компонентов атмосферы, остается низким из-за конечной скорости диссипации газов с планеты малой массы. О наличии в прошлом заметных количеств кислорода в атмосфере Марса указывает также красноватый цвет поверхности этой планеты, связанный, как теперь мы знаем, с обилием в марсианском грунте окиси трехвалентного железа (Baird et al., 1976), практически отсутствующей в первичном веществе планет.

Глава VIII

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС

1. ПРИНЦИП АКТУАЛИЗМА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Изучая континенты, геологи разработали концепцию геосинклиналей, которая существует уже более 100 лет и развивается параллельно со многими геотектоническими гипотезами. Учение о геосинклиналях с полным правом можно считать основополагающей концепцией геологии континентов. Было установлено, что земная кора разделяется на две главные категории структур: стабильные устойчивые области, или платформы, и располагающиеся между ними подвижные пояса, или геосинклинали. Геосинклинали являются сосредоточием магматической и тектонической активности, в их пределах аккумулируется мощная толща осадков, которая деформируется и метаморфизуется. На месте подвижных геосинклинальных поясов в ходе орогенических процессов создаются горные сооружения, земная кора испытывает консолидацию и постепенно приобретает стабильность, превращаясь в молодую платформу. Происходит последовательное разрастание платформ за счет сокращения площадей геосинклинальных областей.

Безусловно, понятие о геосинклиналях значительно изменилось с тех пор, как оно было введено в геологию Дэна и Холлом. Капитальные работы Ога, Крауса, Штилле, Архангельского, Шатского, Хаина, Муратова и других создали учение о геосинклиналях в его современном виде. Но можно все же утверждать, что основная идея, заложенная в понятие «геосинклиналь» во второй половине XIX в., осталась неизменной: первоначальное прогибание земной коры в виде синклинали грандиозных размеров приводит в действие сложный механизм, определяющий характер магматизма, метаморфизма и интенсивных деформаций и последующее превращение прежней зоны глубокого прогибания в прямо противоположную по геоморфологическому выражению высоко поднятую горно-складчатую область. Это представление о предопределенности событий вынуждало исследователей направлять усилия на выявление прежде всего закономерностей в саморазвитии геосинклиналей, на установление тех или иных этапов и стадий развития, которые характеризуются особенностями осадконакопления и магматизма, неизбежно повторяющимися во всех геосинклинальных областях. В этом плане были достигнуты несомненные успехи — была разработана стадийная схема геосинклинального развития.

Несмотря на громадную роль, которую сыграло и продолжает играть учение о геосинклиналях в развитии геологии, несмотря на то, что оно вправе называться краеугольным камнем геологической науки, нельзя не видеть по крайней мере три существенных дефекта, органически свойственных учению о геосинклиналях и поэтому заранее ограничивающих возможности его применения.

Во-первых, учение о геосинклиналях базировалось только на геологии материков и практически не учитывало геологию океанов, т. е. данных по двум третям земной поверхности. Следовательно, его никак нельзя было распространить на весь земной шар и считать глобальным.

Во-вторых, представление о развитии геосинклиналей вне зависимости от событий, происходящих одновременно в других участках земной поверхности, значительно сужало кругозор исследователя, который главную задачу видел только в познании истории развития данной складчатой области, не задумываясь о ее связях с развитием прилегающих несравненно более обширных территорий. В результате укоренилось «вертикальное» мышление, когда все усилия и внимание концентрировались на выяснении последовательности ассоциаций горных пород по вертикали, во времени, а «горизонтальное» мышление, направленное на корреляцию одновременных событий в пространстве, на выявление латеральных связей между различными геологическими комплексами, отсутствовало или было сильно редуцировано. В результате не мог быть осуществлен настоящим образом глобальный синтез.

В-третьих, и это, пожалуй, самое главное, учение о геосинклиналях представляет собой, как говорят, ad hoc, теорию, т.е. некую абстракцию, созданную специально для объяснения ряда наблюдаемых геологических явлений. Действительно, геосинклинали часто мыслятся как объекты ископаемые, и не делается попыток найти им аналог в современных обстановках. Получился парадокс, когда любой геолог уверен, что он знает, что такое геосинклиналь, но вопрос о том, где он видит современные геосинклинали, либо ставит его в тупик, либо вызывает крайне неопределенные ответы. Вряд ли могут быть сомнения в том, что, изучая современные аналоги геосинклиналей, мы с несравненно большей полнотой могли бы понять ход геологических процессов прошлого.

Хорошо известно, что актуалистический метод лежит в основе познания геологического прошлого. Любой курс геологии начинается с изложения современных экзогенных и эндогенных процессов, сравнение с которыми позволяет понять природу геологических напластований. К сожалению, геосинклинали с самого начала были лишены такого актуалистического содержания. Надо сказать, что в работах одного из создателей учения о геосинклиналях Ога можно найти попытки актуалистической интерпретации геосинклиналей, но затем такие попытки предпринимались крайне редко и неуверенно; появились даже утверждения, что вообще современных геосинклиналей не существует. Современными аналогами геосинклиналей Ог считал моря типа Средиземного и Карибского, а также Атлантический океан. Но уже в его работах можно проследить отход от актуалистического восприятия геосинклиналей и подмену его, скорее, абстрактными рассуждениями, что геосинклиналь это область погружения, на месте которой возникают горы. Это представление более 100 лет владеет умами геологов, хотя давно уже известно, что оно вовсе не так уж справедливо, как кажется на первый взгляд. Действительно, величайшие горы современности — Гималаи — вовсе не возникли на месте области глубокого погружения. С другой стороны, существуют седиментационные бассейны, наполненные мощной — до 10 км — толщей осадков, не испытавшие ни складчатости, ни горообразования. Такой случай имеет место, скажем, в Прикаспийской впадине. Эти примеры совсем не исключение, подтверждающее правило, они прямо указывают на неполноценность определения геосинклиналей как областей прогибания и последующего горообразования. Не случайно поэтому современные определения геосинклиналей делают упор на интенсивность и контрастность тектонических движений, магматизма и метаморфизма, хотя мера интенсивности и контрастности никак не может быть определена и остается на совести исследователя. Давно подмечено, что под названием «геосинклиналь» объединены крайне разнообразные объекты. Поэтому начали выделять различные типы геосинклиналей, появилась целая серия их классификаций. Наибольшее распространение получило предложенное Штилле разделение геосинклинальных областей на внешние, амагматичные миогеосинклинальные, и внутренние,

насыщенные магматическими продуктами эвгеосинклинальные зоны. Помимо них, выделяется еще множество других типов геосинклиналей (в классификации Кэя их около 10). Поэтому геолог, изучающий природный объект, часто не в состоянии определить, к какому типу относится та или иная геосинклинальная зона. В результате появляются новые термины, по существу, новые ярлыки, полагая, что ими объясняется природа данной зоны. В других случаях, находясь в затруднении и не рискуя придумать новый термин, исследователь использует не к месту прежний термин. За примерами далеко ходить не надо, достаточно хотя бы напомнить, насколько разнообразные зоны относятся зачастую к категории миогеосинклинальных.

Из-за этих органических недостатков учение о геосинклиналях в середине нашего столетия, по существу, исчерпало свои возможности и для дальнейшего прогресса науки нуждалось в коренном дополнении или подходе с новых позиций. Такой подход стал возможен на основе новой концепции глобальной тектоники (тектоники плит).

Встает естественный вопрос, насколько концепция тектоники плит, основанная главным образом на изучении океанов, приложима к геологии континентов и прежде всего к учению о геосинклиналях. Еще сравнительно недавно считалось, что геосинклинали — структуры чисто континентальные, что геосинклинальные осадки либо шельфовые, либо батиальные, но ни в коем случае не абиссальные. В действительности оказалось, что существует прямая связь между явлениями океанской и континентальной геологии.

Как уже было сказано, геосинклинальные области очень разнообразны, и нельзя предложить для них единого эталона строения и развития. Но все они содержат в своей основе единый общий элемент, которым являются так называемые эвгеосинклинальные зоны, для которых наиболее примечательна офиолитовая ассоциация горных пород. Практически та же ассоциация обнаружена и в океанах — в пределах срединно-океанских хребтов и на приостровных склонах глубоководных желобов. Это позволило Пейве (1969) и другим геологам сделать вывод, что в эвгеосинклинальных зонах мы встречаемся с остатками океанской коры геологического прошлого и тем самым по положению офиолитовых поясов можно восстановить прежние океанские бассейны. Значит, в океанских бассейнах прошлого должны были существовать те же геодинамические условия, что и в современных океанах.

Кроме того, в геосинклинальных складчатых поясах широко распространены вулканогенно-осадочные серии андезит-граувакkового состава. Они давно уже справедливо сопоставляются с современными островодужными ассоциациями. Тем самым в геосинклиналях на определенной (как говорят, зрелой) стадии их развития удается восстановить прошлые системы островных дуг. А как известно, островные дуги являются одним из главных элементов, рассматриваемых в теории новой глобальной тектоники.

С появлением этой теории предпринимаются усиленные попытки связать воедино континентальную геологию с океанской, учение о геосинклиналях — с тектоникой плит. Пионерскими в этом отношении были работы Дьюи, Берда (Dawey, 1969; Dewey, Bird, 1970a, b), Диккинсона (Dickinson, 1971) и Сорохтина (1973б). Основным в этих работах является поиск в геосинклиналях аналогов современных геодинамических обстановок, т. е. актуалистическая интерпретация геосинклиналей. Геосинклинали рассматриваются как остатки прежних океанов, а их эволюция и образование на их месте складчатых сооружений (орогенов) — как развитие океанских бассейнов вплоть до полного их закрытия в результате сближения обрамляющих континентов.

Так, развитие Аппалачско-Каледонского орогена рисуется на протяжении раннего и среднего палеозоя в виде серии раскрытий Палеоатлантического океана (Dewey, 1969), Альпийско-Гималайский ороген возник на месте океана Тетис в ходе сближения Евразиатской и Африканской плит (Арган, 1935;

Пейве, 1969; Dewey et al., 1973); складчатые сооружения Центрально-Азиатского пояса образовались за счет ликвидации позднекембрийско-палеозойского Палеоазиатского океана (Зоненшайн, 1974); Уральский пояс также возник на месте прежнего океанского бассейна (Иванов и др., 1974а, б). Оказалось, что орогены приурочены либо к тем участкам, в которых океанские литосферные плиты погружаются и пододвигаются под смежные плиты, либо к тем зонам, в которых происходит столкновение двух континентальных литосферных плит.

Что касается палеогеографии геосинклиналей прошлого, то на первое место с точки зрения теории тектоники плит, выдвигается сопоставление отдельных структурных элементов геосинклиналей с современными обстановками. В складчатых областях, по крайней мере фанерозойских, всегде удается отыскать аналоги разнообразных современных обстановок.

В качестве современных геосинклиналей могут рассматриваться системы островных дуг и окраинных морей, внутренние моря типа Средиземного, системы глубоководных желобов и активных континентальных окраин андийского типа. В составе складчатых сооружений мы обнаруживаем остатки как пассивных континентальных окраин атлантического типа в виде миогеосинклинальных карбонатных толщ, так и континентального подножья, маркируемого турбидитными флишевыми толщами. Значит, геосинклиналями должны считаться и подвергнутые складчатости окраины атлантического типа. Само понятие «геосинклиналь» было впервые приложено Дена и Холлом как раз к осадкам такого рода окраины, которая существовала в Южных Аппалачах в палеозое (Rodgers, 1968). В ряде случаев, например в Центральной Азии, на месте складчатых сооружений могут быть реконструированы отмершие оси спрединга, рассеченные трансформными разломами. На месте некоторых складчатых поясов, безусловно, существовали океаны размером по крайней мере с Атлантический. Следовательно, в качестве геосинклиналей необходимо рассматривать и крупные океанские бассейны, подобные Атлантике, а само развитие геосинклинального складчатого пояса в данном случае не что иное, как эволюция океана от его раскрытия до закрытия.

Таким образом, понятие «геосинклиналь» оказывается слишком общим и всеобъемлющим и в дальнейшем его можно использовать, только дополняя определением типа геодинамических обстановок конкретных геосинклиналей (геосинклинальных систем, областей) в их актуалистической интерпретации. История развития геосинклинальных складчатых поясов определяется сменой геодинамических обстановок во времени и их сочетанием в пространстве. Поэтому не может быть предложено единой схемы развития геосинклиналей в духе строго детерминированной схемы Штилле в виде череды событий, сменяющих одно другое в строгой наперед заданной последовательности, например по классическому образцу, когда первоначальное погружение якобы предопределяет через какое-то время складчатость и последующее воздымание. Эта простая схема, усовершенствованная и усложненная потом введением понятий о собственно геосинклинальном и орогенном этапах и об их более дробной стадийности, не может быть принята и нуждается в принципиальном переосмысливании с актуалистических позиций для выявления прошлых геодинамических обстановок.

Пока еще ход развития геологической науки не определил, следует ли каким-либо образом спасать понятие геосинклиналь или следует отказаться от него вовсе. Трудно сказать, постигнет ли термин «геосинклиналь» участь терминов «флогистон» и «эфир» или он будет употребляться дальше в новой интерпретации. Есть тенденция называть геосинклиналями только те области, в которых обнаруживается поддвиг литосферных плит и которые связаны с зонами Заварицкого — Беньофа (Сорохтин, 1973б). Но как в этом случае обозначать те зоны, которые не приурочены к поддвигу литосферных плит,

а таких зон в ископаемом виде обнаруживается достаточно много (все миогеосинклинальные зоны и некоторые флишевые прогибы типа Тельского Альпийской области, Верхоянья и т. д.). Равным образом трудно лишить геосинклиналь основного, что в ней было — так называемого начального магматизма, офиолитов, поскольку все офиолиты, т. е. образования ложа океанов, должны при такой трактовке попасть в категорию догеосинклинальных комплексов. Решение этого вопроса выкристаллизуется, очевидно, в дальнейшем. Пока же можно определенно сказать, что геологу, воспитанному на учении о геосинклиналях, очень удобно пользоваться геосинклинальной терминологией в приложении к ископаемым, окаменелым объектам, когда сравнительно просто опознать сам состав пород и степень их деформированности, но далеко не всегда возможно сразу установить генетическую принадлежность этих пород к тем или иным аналогам современных обстановок.

2. СВЯЗЬ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ С ЗОНАМИ ПОДДВИГА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Складчатые области, как известно, обрамляют древние платформы и, причленяясь к ним, наращивают консолидированные стабильные глыбы земной коры. Это давно установленная закономерность. Как выясняется теперь, складчатые геосинклинальные области имеют эпиокеаническую природу, возникая на месте прежних океанических бассейнов. Следовательно, современная интерпретация геосинклинального процесса состоит в первую очередь в том, что он должен рассматриваться как процесс формирования новой континентальной коры преимущественно за счет океанической, а обрастание платформ складчатыми областями — как наращивание континентов.

В современных условиях образование нового (или наращивание прежнего) гранитно-метаморфического слоя происходит в активных зонах, приуроченных к поглощаемым окраинам литосферных плит, главным образом к тем из них, которые связаны с поддвигом литосферных плит и отмечены существованием сейсмофокальных зон. К поглощаемым окраинам относятся также зоны столкновения континентальных блоков между собой и с островными дугами.

В предыдущих разделах было показано, что явления поддвига литосферных плит достаточно многообразны. С ними связаны два главных типа геодинамических обстановок: островодужный и андийский. В геологическом прошлом могут быть выявлены и некоторые другие обстановки, которые в современной картине взаимодействия плит не проявлены. К их числу относится формирование пояса гранитоидных батолитов на западной окраине Америки в конце мезозоя и начале кайнозоя, этот тип геодинамической обстановки можно назвать невадийским (от известного Невадийского батолита на западе США). Особый, крайне сложный случай составляют условия образования таких линейных складчатых сооружений, как Урал, Аппалачи, Альпы, где происходят надвигание, или обдукция, громадных масс офиолитовых пластин, т. е. прежней океанской коры, на прилежащую континентальную окраину. Такого рода пояса можно выделить в качестве зон обдукции.

Островодужный тип. Современные системы островных дуг представляют собой целый ансамбль структур, состоящий по крайней мере из четырех элементов: глубоководного желоба, островодужного склона, иногда с осадочной террасой между желобом и дугой, вулканической островной дуги и окраинного моря. По простиранию эти системы прослеживаются на тысячи километров. Как правило, островные дуги своей выпуклой стороной обращены к

океану. Но есть и примечательные исключения: например, дуги Новогебридских и Соломоновых островов, восточная часть дуги Больших Зондских островов обращены фронтальной стороной не к океану, а к Австралийскому материку. Островные дуги могут быть выдвинуты далеко в океан, как, например, дуга Тонга — Кермадек, или, наоборот, сильно приближены к континенту, как дуги Зондского архипелага. Некоторые островные гряды развиваются непосредственно на океанском ложе (дуги Марианская, Тонга — Кермадек) и сложены осадочно-вулканическими породами. Другие содержат в своем основании какой-то более древний фундамент: остатки прежних дуг или древние кристаллические толщи, составлявшие микроконтиненты (Японская дуга).

Для островных дуг наиболее примечателен интенсивный вулканизм, как подводный, так и субаэральный. Вулканиты ассоциируются с продуктами их размыва и переотложения, накапливающимися как во внешней окраине дуги — на островодужном склоне, осадочной террасе и в желобе, так и на его внутренней стороне, в окраинном море, куда поступает также обломочный материал со смежных частей континентов. Вулканизм островных дуг имеет существенно средний, андезитовый состав с переходами, с одной стороны, в андезито-базальты и базальты, а с другой — в дациты и кислые разности вплоть до игнимбритов. По химизму породы относятся преимущественно к известково-щелочной серии. В поперечном сечении дуг наблюдается закономерная смена состава продуктов вулканизма, подмеченная еще Куно (1970): толеитовые породы на фронтальной (выпуклой) стороне дуг через высокоглиноземистые базальты и породы известково-щелочной серии в центре дуги сменяются щелочно-оливиновыми базальтами на тыльной (вогнутой) ее стороне. Это очень четкая латеральная магматическая зональность, свойственная всем островным дугам.

В геологическом прошлом системы островных дуг выявляются по развитию характерных геологических комплексов, прежде всего продуктов известково-щелочного, андезитового вулканизма, тесно ассоциирующихся с терригенными турбидитными отложениями. Островные дуги могут быть реконструированы во всех эпохах фанерозоя, например в позднем кембрии, ордовике и раннем карбоне Центрально-Азиатского пояса, ордовике Великобритании, ордовике и силуре Ньюфаундленда, раннем и среднем палеозое Австралии, триасе и нижней юре Кордильер, юре Анд и т. д. Во всех них можно видеть осадки островодужного склона и глубоководного желоба, часто с олистостромами и глаукофановым метаморфизмом. Обычно очень хорошо реставрируется сама вулканическая дуга, сложенная подводными и наземными лавами андезитового и андезит-базальтового состава, как правило, с большим количеством пирокластов. Эти образования большей частью сильно деформированы, но региональный метаморфизм для них, в общем, не характерен. Окраинные моря восстанавливаются по полям развития мощных терригенных толщ (кембро-ордовикский Западно-Саянский прогиб, нижне-среднепалеозойский Мельбурнский прогиб, нижнепалеозойский прогиб Матапедия в Аппалачах, прогиб Южных нагорий Шотландии и др.). В этих областях, как правило, сконцентрированы зоны высокотемпературного метаморфизма.

Вулканические островные дуги в геологическом прошлом, так же как и современные, формировались как непосредственно на океанской коре (на меланократовом основании), что хорошо видно на Урале, в Южной Монголии, в Чингизе, Ньюфаундленде, так и на древних микроконтинентах (например, позднеордовикская вулканическая дуга запада Центрального Казахстана или кембрийская дуга антиклинали Тайен в Тасмании).

Для островодужного типа характерна следующая зональность магматизма (по направлению от фронтальной части дуги к тыловой).

Химический состав андезитов и континентальной земной коры (мас. %)

	Окислы									
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Андезит (по Мак-Берни, 1972)	58,68	0,81	17,29	2,97	3,96	0,12	3,14	7,13	3,24	1,27
Континентальная земная кора (по Ронову и Ярошевскому) *	61,9 57,4	0,8 1,0	15,6 15,7	2,6 3,8	3,9 4,7	0,1 0,2	3,1 4,3	5,7 7,1	3,1 3,1	2,9 2,4

* Первая строка — вариант, принятый в работе (Ронов, Ярошевский, 1967); вторая строка — вариант двухслойной модели континентальной коры с базальтовым нижним слоем.

1. Зона толеитового вулканизма, сопровождаемая надвигами гипербазитов, с глубоководными осадками, меланжем, олистостромами и глаукофановым метаморфизмом; эта зона отвечает глубоководному желобу и островодужному склону с террасой на нем.

2. Зона известково-щелочного андезито-базальтового вулканизма и габбро-плагиогранитных интрузий (собственно островодужная ассоциация), обозначающая положение прежних вулканических дуг; в тыловых частях появляются щелочные разности (щелочные базальты, шошониты, латиты).

3. Терригенный прогиб, расположенный в тылу островной дуги и отвечающий окраинному морю. Магматические проявления здесь очень редки. Его основание сложено ассоциацией пород, близкой к офиолитовой (как, например, основание Западно-Саянского прогиба, обнажающееся по его обрамлению).

Геодинамическая интерпретация островодужной зональности предусматривает существование крутопадающей зоны Заварицкого — Беньофа с поддвигом (субдукцией) и поглощением океанской коры по фронту островной дуги. По геосинклинальной схеме геологические комплексы — индикаторы прошлых островных дуг — обычно относятся к так называемой зрелой стадии развития геосинклинальной системы.

В целом магматизм всех зон несет многие признаки глубинного, мантийного происхождения. Как убедительно показали Горшков (1967) и Мархинин (1967), вулканиты известково-щелочной серии Курило-Камчатской и других островных дуг не меняют свой состав в зависимости от различий в типе земной коры. Источник этой лавы находится в зоне поддвига плит под островной дугой. Тоналит-гранодиоритовые батолиты отличаются существенно натровой специализацией и очень низкими отношениями Rb/Sr, что говорит о значительной роли в их образовании мантийных источников.

Таким образом, в ходе развития островной дуги на поверхность поступают огромные массы глубинного вещества. Как видно из таблицы, средний состав андезитов очень близок к составу континентальной коры. Следовательно, островодужный магматизм уверенно может рассматриваться как источник роста континентальной коры. Однако рост континентов едва ли может происходить только за счет островодужного магматизма. Несмотря на близость составов, в андезитах даже калия содержится примерно в два раза меньше, чем в континентальной коре, не говоря уже о таких элементах, как уран, торий, стронций, редкоземельные и др. Должен иметься дополнительный источник этих элементов. Известно, что он проявляется в виде калиевого метасоматоза и внедрения калиевых гранитов уже после складчатости, в орогенный этап развития, когда возникают активные континентальные окраины андийского типа.

Андийский тип. Эталоном активных континентальных окраин этого типа служит современная Андийская окраина Южной Америки. Наиболее примечательно для нее формирование на континентальной окраине вулкано-плутонического пояса. Состав вулканизма существенно известково-щелочной, как и в островных дугах, но большее значение приобретают кислые разности, а на периферии Андийского пояса — щелочные лавы и калиевые граниты, несущие редкометальное оруденение.

Обстановки активных континентальных окраин андийского типа возникали на протяжении фанерозоя лишь эпизодически. В палеозое они известны только в первой половине девона (Британские острова, Казахстан, Южная Сибирь) и в позднем палеозое (Северная Евразия, Восточная Австралия, Юго-Восточная Азия). Возможно, к этому типу следует отнести обстановки конца докембрия в Мидленде (Англия) и в Северо-Восточной Африке, а также кембрия Чешского массива. В мезозое и начале кайнозоя к андийскому типу относились восточная окраина Азиатского континента, запад Антарктиды и Южной Америки. В позднем кайнозое этот тип свойствен лишь Андам.

Наиболее характерной чертой андийского типа является интенсивный континентальный магматизм, как эффузивный, так и интрузивный, образующий сложные вулкано-плутонические комплексы. Они обычно образуют протяженные (несколько тысяч километров) пояса, оконтуривающие древние континентальне окраины, приуроченные к активным границам литосферных плит. С вулканитами тесно переплетаются молассы. Палеогеографический анализ всегда выявляет аналоги трех главных структурных элементов современной андийской окраины: 1) глубоководного желоба; 2) континентального склона с осадочной террасой между желобом и краем континента; 3) поднятых горных цепей с интенсивным магматизмом.

Хуже всего распознаются древние аналоги глубоководного желоба. Обычно эти структуры в последующие эпохи подвергаются интенсивной деформации и раздавливаются на узкие чешуи, часто погребенные под шарьяжами. Остатки глубоководных желобов заключены в эвгеосинклинальных зонах, всегда сопровождающих вулкано-плутонические пояса на каком-то удалении от них, как современный желоб сопровождает Андийский пояс. Примерами древних андийских зон являются среднепалеозойский пояс Лизард-Старт в Корнуэлле, среднепалеозойская Чарская зона в Восточном Казахстане, позднепалеозойская Солонкерская зона в Южной Монголии, мезозойская Корякская зона на Северо-Востоке СССР, позднемезозойская зона Симанто в Японии.

Терригенные прогибы, располагающиеся за глубоководными желобами и отделяющие их от вулкано-плутонических поясов, являются безусловными аналогами осадочной террасы континентального склона. Девонские отложения Девоншира в Корнуэлле, Калба-Нарынской зоны Восточного Казахстана и Южного Алтая, верхнепалеозойские Лугингольского и других аналогичных прогибов в Южной Монголии, мезозойские Западно-Сахалинского прогиба представляют собой остатки прежних осадочных террас. Они сложены обломочными толщами с распространением вблизи континентальной окраины мелководных осадков и рифовых известняков, а по мере приближения к прежнему желобу — глубоководными турбидитными осадками с кремнями. Для этих зон характерно появление подводных излияний толеитовых базальтов и присутствие большого количества пирокластического материала.

Области горных сильно расчлененных поднятий фиксируются наземным вулканизмом и молассами. Молассы выполняют либо узкие глубоко погруженные долины (Срединная долина Шотландии), либо обширные предгорные области, отделяющие вулканические цепи от стабильных континентальных площадей.

Продолжительность формирования континентальных вулкано-плутонических комплексов обычно невелика, не более 20—40 млн. лет, но одновременно магматизм охватывает огромные площади. Внутри этих площадей всегда выявляется одна и та же магматическая и металлогеническая зональность, не зависящая от предшествующей истории данного региона и от особенностей строений субстрата. Во фронтальной части, прилежащей к краю континента, развиты вулканиты известково-щелочной серии, а в тыльной его части — щелочные и бимодальные серии. По распределению гранитоидов выявляется следующая зональность: 1) зона гранит-гранодиоритовых батолитов, тяготеющая к полям проявления известково-щелочного вулканизма; 2) зона мелких тел диорит-монцонитового типа; 3) зона редкометальных — стандартных и литий-фтористых — гранитов; 4) зона щелочного магматизма. Между зонами существенно известково-щелочного и щелочного магматизма часто располагаются грабеноподобные структуры.

В современных, вернее, в позднекайнозойских Андах хорошо распознаются фронтальная зона известково-щелочного вулканизма с большим количеством риолитов и тыльная зона с эффузивами повышенной щелочности. Из-под покрова эффузивов еще почти не вскрыты гранитоиды, можно только предполагать, что они есть на глубине и что их отдельные геохимические типы располагаются в той зональной последовательности, которая была показана выше. В пользу этого говорит появление мелких тел редкометальных гранитов, несущих олово и вольфрам, в тылу Андийского вулканического пояса (в Боливии).

Континентальные вулкано-плутонические комплексы, фиксирующие собой активные окраины андийского типа, в геосинклинальной терминологии относятся всегда к образованиям орогенного этапа развития геосинклинальных областей. В геодинамической интерпретации зональности андийского типа наиболее бесспорным представляется ее связь с ископаемыми зонами Заварицкого — Беньофа, которые, как установлено в Андах, являются пологопадающими. По аналогии с современными Андами следует считать, что зональность андийского типа приурочена к окраине континентальной литосферной плиты у ее границы с океанской плитой и появление этого типа обстановок обусловлено надвиганием континентальной плиты на океанскую.

Магматизм андийского типа имеет сложное происхождение, в нем присутствуют как глубинные, мантийные элементы, так и чисто коровые. По-видимому, известково-щелочные вулканиты базальтового и андезито-базальтового составов, диорит-монциониты, щелочные базальты и большинство щелочных интрузий генерируются в зоне Заварицкого — Беньофа или имеют мантийное происхождение. Вместе с тем кислые вулканиты (риолиты, игнимбриты), равно как большинство гранитоидов, особенно эвтектические граниты стандартного типа, возникли в земной коре. Надо, однако, иметь в виду, что заключение о коровом происхождении имеет отношение только к самой магме кислого состава. Что касается геохимической специализации, в частности содержания редких и летучих элементов, то никак нельзя исключать влияния мантийных источников. Металлогения обстановок андийского типа является литофильной. Ведущее значение в ней принадлежит олову, вольфраму, редким элементам. Обычно считается, что месторождения этих элементов сконцентрированы только в пределах древних кристаллических массивов, обладающих сформированной континентальной корой, и поэтому их источник лежит только в континентальной коре, откуда они экстрагируются и затем накапливаются в ходе выплавки гранитной магмы. Однако во многих местах, например в Сихотэ-Алине, Южном Тянь-Шане, Корнуэлле, эти месторождения находятся вовсе не в пределах срединных массивов, а внутри предшествующих эвгеосинклинальных зон. Это обстоятельство,

равно как регионально выдержанная металлогеническая зональность, говорят, скорее, в пользу глубинного источника рудных элементов.

Известково-щелочные вулканические серии и гранит-гранодиоритовые батолиты зон андийского типа очень близки по составу к островодужным комплексам, и их происхождение, очевидно, также связано с зонами субдукции.

Глобальные палеотектонические реконструкции показывают, что окраины андийского типа с присущими им континентальными вулкано-плутоническими комплексами формируются одновременно с крупными перестройками в движении литосферных плит, в частности с перестройками в расположении осей спрединга в срединно-океанских хребтах и с изменением его темпа.

Невадийский тип. Обстановка этого типа обнаруживается только в ископаемом состоянии, современные ее аналоги не известны, причем в геологическом прошлом она свойственна только мезозою западных окраин Северной и Южной Америки, хотя нельзя исключить возможность ее выявления в других регионах и в другие эпохи. Основное ее примечательное свойство — формирование огромных гранитоидных батолитов, таких, как Невадийский на западе Северной Америки или Андийской в Южной Америке. На материалах Запада Северной Америки видно, что батолиты внедрялись на континентальной окраине.

Лишь два выявленных пока примера обстановок невадийского типа, относящиеся только к Америке, не позволяют считать проявляющиеся в них закономерности общими. Необходимо отметить три присущие им особенности. Во-первых, батолиты возникали сразу после окончания формирования островодужных комплексов, как бы сменяя островодужные обстановки, и располагались в их тыловых частях. Во-вторых, батолиты ассоциируют с одновозрастными им вулканитами, имеющими преимущественно известково-щелочной состав; вулканиты, вероятно, слагали покрышку батолитов, составляя с ними вулкано-плутонические ассоциации. В-третьих, батолиты формировались длительно, в течение 60—70 млн. лет, сохраняя на протяжении этого времени удивительное постоянство состава, испытывая лишь смещение в глубь континента.

Состав магматических продуктов в среднем отвечает гранодиориту. Магматическая зональность невадийского типа проявляется в смене по направлению в глубь континента низкокалиевых кварцевых диоритов и тронд'емитов (т. е. пород тоналит-гранодиоритового типа) гранодиоритами и далее кварцевыми монцонитами и гранитами (т. е. породами гранит-гранодиоритового типа). Если учесть одновозрастность батолитов с францисканской формацией, то в эту зональность следует добавить со стороны океана низкокалиевые океанские базальты. Параллельно с изменением состава магматических пород в глубь континента возрастает содержание K_2O и растет отношение K_2O/Na_2O, а также изменяются другие геохимические параметры (увеличивается Rb/Sr, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и т. д.).

Эта магматическая зональность имеет общие черты как с островодужной, так и с андийской. С первой ее сближает преимущественно известково-щелочной магматизм, халькофильность металлогении, присутствие плагиогранитов, но отличает отсутствие явных остатков вулканических островных дуг и окраинных морей. К андийской она близка по приуроченности к активной континентальной окраине и образованию протяженных вулкано-плутонических поясов, но существенно отличается отсутствием стандартных и литий-фтористых гранитов, щелочных интрузий и литофильной металлогении.

Формирование крупных гранитоидных батолитов, таких, как Невадийский и Андийский, в стадийной схеме геосинклинального процесса относится к так называемому синорогенному магматизму, приуроченному к эпохам

складчатости и замыкания геосинклинальных систем. Как показал Гамильтон (Hamilton, 1969) на примере Невадийского батолита, никакого предварительного вдавливания вниз сиалических корней, за счет переплавления которых могли бы возникнуть батолиты, не происходило, а увеличение мощности коры произошло за счет батолитов.

Геодинамическая интерпретация обстановок невадийского типа так или иначе должна предусматривать существование зоны Заварицкого — Беньофа, наклоненной от океана под континентальную окраину. Не исключено, что Невадийский тип геодинамических обстановок возникает при надвигании активных окраин континентов андийского типа на пассивные окраины континентов атлантического типа.

Калифорнийский тип. Как показывают материалы по кайнозойской истории западной окраины США, к калифорнийскому типу следует относить области континентального магматизма, располагающиеся в виде обширных подковообразных ареалов, выдвинутых далеко в глубь континента. Эти ареалы окаймляют крупные зоны разломов и связанные с ними структуры. К данному типу относятся мезозойский магматический ареал Монголо-Охотского пояса и средне-позднепалеозойский ареал Джунгаро-Балхашской области (вместе с «краевым вулканическим поясом» Богданова). В них наблюдаются вулкано-плутонические ассоциации, среди которых обосабливаются две группы. Первая характеризуется известково-щелочным составом, ее примерами являются кыринский и удский гранит-гранодиоритовые комплексы Монголо-Охотской области, каменноугольный известково-щелочной вулканизм и топарские гранитоиды Джунгаро-Балхашской области, эоцен-олигоценовый известково-щелочной вулканизм Запада США.

Для второй группы наиболее примечательно развитие бимодальной серии в ассоциации со щелочным магматизмом, а также появление большого количества литий-фтористых гранитов. К этой группе относятся области распыленного магматизма Монголо-Охотской области, верхнепалеозойские комплексы Джунгаро-Балхашской области, бимодальный и щелочной вулканизм провинции Бассейнов и Хребтов Запада США. Эта группа аналогична в целом магматизму внутриконтинентальных рифтовых зон. Обе группы пород находятся в различных сочетаниях по вертикали и горизонтали. Обычно комплексы обеих групп одновозрастны, при этом породы известково-щелочной группы располагаются во внутренней части подковообразного ареала, а бимодальная и щелочная серии занимают его периферию. В этом случае зональность очень похожа на андийскую. В других случаях появлению такого рода зональности предшествует развитие одного известково-щелочного вулканизма (карбон Джунгаро-Балхашского ареала, средний кайнозой Запада США).

Обстановки калифорнийского типа характеризуются концентрической магматической зональностью, осью которой служат узкие грабенообразные прогибы, уходящие со стороны континентальных окраин в глубь континента на многие сотни километров. В пределах Монголо-Охотской области такой прогиб протягивался в триасе и юре на 1500 км вдоль Монголо-Охотского разлома от Сихотэ-Алиня до Восточной Монголии. В Джунгаро-Балхашской области морской прогиб на протяжении девона, карбона и ранней перми существовал на месте Северного Прибалхашья (Саянская мульда). В позднекайнозойской обстановке Запада Северной Америки современным аналогом такого прогиба является Калифорнийский залив. Все эти прогибы распадаются на изолированные, разделенные поперечными поднятиями седиментационные ванны, выполненные преимущественно терригенными толщами, часто флишоидными, со многими признаками турбидитного происхождения, которые к краям прогибов сменяются прибрежными грубообломочными осадками

Континентальный магматизм Монголо-Охотской области формировался в течение триаса, юры и раннего мела, т. е. около 100 млн. лет. Если учесть, что обстановки этого типа существовали здесь уже с перми, то длительность развития составит 150—170 млн. лет. Джунгаро-Балхашский магматический ареал формировался с девона до перми, т. е. около 130 млн лет. На Западе США современный магматический ареал начал развиваться 40 млн. лет назад. Внутри этих обширных интервалов времени магматизм проявлялся в несколько дискретных эпох. При этом происходила миграция магматизма по простиранию активной зоны в сторону континентальной окраины. Магматический ареал каждой последующей эпохи оказывается несколько смещенным по сравнению с ареалом предшествующей эпохи, так что разновозрастные ареалы как бы вписываются друг в друга. В Монголо-Охотской области с перми до раннего мела такое смещение составило около 1000 км, в Джунгаро-Балхашской области с девона до перми — около 500 км. По скорости миграции ареалов можно, видимо, судить о скорости перемещения литосферных плит. Перемещение Монголо-Охотской области составляет около 0,6 см/год на юго-запад, а в Джунгаро-Балхашской области — на северо-запад со скоростью около 0,4 см/год.

Магматическая зональность данного типа в полном виде образована следующими зонами: 1) морской терригенный прогиб, соединяющийся у реконструируемого края континента с одновозрастной эвгеосинклинальной зоной (океанским бассейном); ему свойствен ограниченный толеитовый и известково-щелочной вулканизм; 2) зона известково-щелочного вулканизма и гранит-гранодиоритовых батолитов; 3) зона «распыленного» магматизма с бимодальным вулканизмом и подзонами диорит-монцонитов и редкометальных (стандартных и литий-фтористых) гранитов; 4) зона щелочного магматизма.

В тех случаях, когда этой зональной картине предшествует эпоха преобладающего проявления известково-щелочного магматизма, то латеральная смена состава магматизма состоит в появлении на периферии ареалов субщелочных разностей: трахиандезитов, латитов.

При геодинамической интерпретации обстановок калифорнийского типа необходимо опираться на материалы по кайнозою Запада США. Кайнозойский магматизм этой территории обусловлен последовательным перекрытием системы Восточно-Тихоокеанского поднятия континентальной окраиной Северной Америки в том месте, где этот хребет пересекается трансформной зоной. Последняя находит продолжение под Калифорнийским заливом и далее под континентом. Известково-щелочной вулканизм отражает обстановку надвигания континентальной плиты на систему срединно-океанского хребта, в частности на трансформную зону, и проявляется на тех площадях, где нет раскола континентальной плиты. Бимодальный и щелочной магматизм отвечает обстановке начавшегося раскалывания континентальной плиты. В отличие от рифтовых зон Восточной Африки, вызывающих первичный раскол континентальной плиты, рифтообразование в провинции Бассейнов и Хребтов обусловлено перекрытием системы срединно-океанского хребта континентальной плитой.

Аналогичные взаимоотношения, видимо, были свойственны и прошлым обстановкам данного типа. Они проявляются в поперечных (к континентальной окраине) линеаментах и связанных с ними морских прогибах, которые, очевидно, также должны были располагаться на продолжении систем срединно-океанских хребтов.

Альпийский тип (тип зон обдукции). Обстановки зон обдукции свойственны линейным складчатым сооружениям альпийского типа. Они наблюдаются в Аппалачах, Альпах, на Урале и в других регионах. Молодые аналоги описаны на Папуа Новой Гвинее и Новой Каледонии. Для таких зон

характерны крупные шарьяжи, важнейшим элементом которых являются аллохтонно залегающие офиолитовые пластины, надвинутые на платформу или континентальную окраину. Процесс надвигания офиолитовых масс, т. е., по существу, океанской коры и верхней мантии, на континентальную окраину получил название обдукции (Coleman, 1971a). Другое характерное свойство структур рассматриваемого типа состоит в появлении в их тыловых частях зон высокотемпературного метаморфизма с гнейсовыми куполами и их сланцевой оболочкой.

Все складчатые пояса альпийского типа обладают линейной вытянутостью на 3—4 тыс. км при ширине в несколько сотен километров. Давно уже замечена исключительной выдержанности зональность в распределении отдельных структурных элементов внутри этих поясов. Надо отметить, что это зональное расположение устанавливается для конкретной геотектонической эпохи и может существенно меняться при переходе от одной эпохи к другой. Скажем, структурный план уралид может резко не соответствовать структурному плану доуралид. Зональность отвечает следующей грубой схеме.

1. Платформа или континент.

2. Миогеосинклинальная зона. Представлена чехлом мелководных существенно карбонатных осадков на окраине континента (платформы). Это, например, отложения кембрия или ордовика автохтона миогеосинклинальной зоны Аппалачей; триас, юра и мел Французских Альп; ордовик-карбон Приуралья, кембро-ордовикские известняки Северо-Западной Шотландии и т. д. Миогеосинклинальная зона смята в складки и слагающие ее породы местами участвуют в тектонических покровах. Такие зоны полностью амагматичны.

3. Зона офиолитовых покровов. На миогеосинклинальном, по существу эпиконтинентальном, разрезе часто располагаются крупные аллохтонные пластины, сложенные резко отличным комплексом пород; например, это Таконские клиппы Центральных и Северных Аппалачей, покровы Хамбер Арм и Хэр-Бей Западного Ньюфаундленда, покровы далредской серии, лежащие на мойнской в Шотландии, по существу, вся Тронхейсмская «мульда» в Норвегии, Пеннинские покровы Альп, зилаирский комплекс и Крокинский массив на Урале. Обычно эти аллохтонные тела образуют подобие крупных синклинориев и состоят из серии тектонических покровов, наложенных друг на друга. Нижние покровы содержат мощные флишеподобные терригенные и кремнисто-терригенные (часто с олистостромами) толщи, имеющие обычно турбидитное происхождение. Эти толщи по возрасту строго соответствуют либо всему миогеосинклинальному разрезу, либо отдельным его частям. Верхние покровы, которые присутствуют не везде, образованы офиолитами. В Ньюфаундленде установлено, что верхние аллохтонные пластины поступали со все более далекого расстояния из внутренних частей складчатого пояса. Вместе с тем корневые зоны этих покровов до сих пор нигде еще точно не установлены, часто предполагается, что они просто выжаты и корневая зона представлена сейчас тектоническим швом. Терригенные толщи, залегающие в нижних покровах, формировались, несомненно, в значительно более глубоководных условиях, чем миогеосинклинальный разрез. Как убедительно показал в Аппалачах Роджерс (Rodgers, 1968), эти толщи накапливались на континентальном подножье с океанской корой. Они отмечают, следовательно, прежнюю границу континента и океанского бассейна (какой бы природы последний ни был), но эта граница может быть найдена лишь после палинспастического восстановления прежнего положения этих толщ.

4. Краевой антиклинорий, в котором на поверхность вновь выведено континентальное основание, то же самое, что составляет фундамент миогеосинклинали. Это массивы Блю Ридж и Грин Маунтинс в Аппалачах, Лонг

Рейндж в Ньюфаундленде, внешние кристаллические массивы Альп, Уралтау. Местами в этих древних толщах устанавливаются молодой метаморфизм и внедрение гранитов.

5. Главный тектонический шов с офиолитовыми пластинами и меланжем. Выражен далеко не всегда четко.

6. Собственно эвгеосинклинальная зона, разрез которой обычно образован двумя крупными сериями: нижней — офиолитовой со спилит-диабазовыми вулканитами, и верхней — островодужной. Возрастной объем этих двух серий (особенно нижней) изменяется вкрест простирания эвгеосинклинальной зоны. Эта зона отвечает прежним океанским бассейнам. Важно отметить, что эвгеосинклинальный комплекс в отдельных своих частях или полностью может быть в аллохтонном залегании. В Аппалачах, например, сейчас хорошо установлены выходы в тектонических окнах из-под этого комплекса древних кристаллических пород, например балтиморских гнейсов с возрастом 1000 млн. лет.

7. Зона высокотемпературного метаморфизма с гнейсовыми куполами. Это Оливерские купола Центральных Аппалачей, зона Флёр-де-Лис Ньюфаундленда, метаморфические зоны Северных нагорий Шотландии, внутренних зон скандинавских каледонид, а также Восточные Альпы и гнейсовые купола на Урале. Пояса высокотемпературного метаморфизма могут располагаться в разных частях эвгеосинклинальной зоны, часто непосредственно к ним примыкают зоны 5 и 4. Как установил на Урале Кейльман (1971), такие зоны обязательно имеют в своей основе мобилизованный древний сиалический субстрат. Очевидно, это правило приложимо и для других поясов. Так, в ядрах Оливерских куполов в Аппалачах также предполагается гренвильское (1000 млн. лет) основание, льюисские (2400 млн. лет) выступы известны среди метаморфид Северной Шотландии, герцинские массивы есть в метаморфической зоне Альп.

Все перечисленные зоны объединяет то, что они испытали главные деформации (и метаморфизм) раньше, чем последняя (восьмая) зона, причем устанавливается примерная одновозрастность главного покровообразования, складчатости и метаморфизма. В Аппалачах — это таконская складчатость второй половины ордовика, в Шотландии — события в начале ордовика, в Альпах — в олигоцене-миоцене, на Урале — в раннем карбоне.

8. Крайняя внутренняя зона отличается от всех перечисленных прежде всего тем, что в ней не было складчатости, которая столь эффектно проявляется в смежных, внешних зонах. Напротив, в ней на этот интервал приходятся полные и непрерывные разрезы, лишенные каких-либо несогласий, и, что тоже важно, в это время формируются эвгеосинклинальные комплексы с присущими им двумя сериями: офиолитовой и островодужной; особенно характерна последняя. В Аппалачах — это районы запада Нью Брансуика, в Ньюфаундленде — районы к юго-востоку от разлома Люк-Арм (пояса Магог и Гандер-Лейк), где наблюдается полный разрез ордовика и переходы его в силур; в Британских каледонидах — это районы Южных нагорий Шотландии, где установлены полные разрезы ордовика и нижнего силура. В Альпах — наиболее молодом из рассматриваемых сооружений — аналогом данной зоны можно считать Тирренское море с обрамляющей его с юга Калабрийско-Сицилийской вулканической дугой и с сейсмофокальной зоной, падающей на север.

Примечательно, что время образования глубоководных «океанского» типа бассейнов Западного Средиземноморья относится к концу олигоцена и миоцену, т. е. как раз к тому времени, когда в тылу их, в Альпах, происходило покровообразование и метаморфизм. Это совпадение событий представляется очень знаменательным. Вполне возможно, что аналогичные моря и вулканические дуги формировались в ордовике и силуре в Аппалачах и Бри-

тании. На Урале этой зоне отвечает валерьяновская свита с ее андезитовым вулканизмом и морскими толщами. Ее возраст (верхи раннего карбона) примерно совпадает со временем складчатости и метаморфизма Урала.

При геодинамической интерпретации структур описанного типа необходимо учитывать следующие основные явления, которые требуют объяснения: а) аллохтонное налегание эвгеосинклинального разреза на континентальный фундамент, т. е. надо объяснить явление обдукции: как тяжелый океанский субстрат надвигается и оказывается выше легкого континентального; б) отсутствие корневых зон покровов; в) появление высокотемпературного метаморфизма и обязательное наличие в ядрах мобилизованного древнего сиалического субстрата; г) совпадение во времени покровообразования, складчатости и метаморфизма, с одной стороны, и развития вулканических дуг и глубоких «океанских» бассейнов, с другой.

Главное отличие рассматриваемого типа обстановок от предыдущих состоит в том, что в них ведущим является процесс пододвигания континентальной плиты под островные дуги.

Тип столкновения. В качестве характерного примера обстановки столкновения континентов обычно приводят Гималаи, возникшие в результате сближения и последующего столкновения Индии и Азии. Разделявший их в мезозое океан Тетис был поглощен в зоне субдукции, наклоненной под Азию. От океана остался только след в виде офиолитового шва зоны Инда. Индия, находясь вместе с океаном Тетис в пределах единой литосферной плиты, была приведена в соприкосновение с Азией. Ее плавучесть препятствовала погружению в мантию, и поэтому началось непосредственное динамическое взаимодействие двух континентов. В результате края континентов «вздыбились», образовав Гималайскую горно-складчатую цепь, опрокинутую к югу, на Индийскую платформу. Одновременно вдавливание сиалических масс вниз вызвало образование глубоких корней, выплавку палингенных гранитов и высокотемпературный метаморфизм.

По-видимому, этот тип складчатых сооружений был достаточно широко распространен и в прошлом. К типу столкновения относят, например, позднепалеозойские Южные Аппалачи с их крупнейшими шарьяжными перекрытиями и Предаппалачским краевым прогибом. Возможно, позднепалеозойско-раннемезозойская структура Урала также возникла в результате столкновения континентов. В этих примерах тип столкновения накладывается на более ранние обстановки других типов. Вероятно, к типу столкновения принадлежат варисциды Средней Европы (Dewey et al., 1973), где произошло спаивание многочисленных микроконтинентов, утолщение коры и, как следствие, высокотемпературный метаморфизм и выплавка палингенных гранитов.

С геодинамической точки зрения в обстановках столкновения господствуют условия сжатия, но без значительных явлений пододвигания или надвигания одной плиты на другую.

Палеотектонический анализ любого складчатого пояса показывает, что в его развитии могут быть выявлены геодинамические обстановки, аналогичные современным, а само это развитие может быть описано в виде смены во времени и сочетания в пространстве разнотипных обстановок (Зоненшайн и др., 1976).

Так, история Центрально-Азиатского складчатого пояса связана с развитием Палеоазиатского океана от его раскрытия до закрытия, со сложным сочетанием на его площади различных геодинамических обстановок. В конце докембрия и раннем палеозое там реконструируются оси спрединга, континентальные окраины атлантического типа и системы островных дуг и окраинных морей. Закрытие раннепалеозойского океана в ордовике и силуре бы-

ло обусловлено сближением и столкновением континентальных блоков с одновременным раскрытием новых океанских бассейнов на месте Палеотетиса и Урала. В девоне на окраинах Казахстанского и Сибирского континентов возникли обстановки андийского типа, а в ряде мест (Южная Монголия) на краю Палеотетиса восстанавливаются обстановки островодужного типа. В карбоне на значительных частях территории формировались складчатые сооружения типа столкновения, но одновременно происходило раскрытие позднепалеозойского Палеотетиса, обрамленного на севере системой островных дуг. В позднем палеозое господствовала обстановка андийского типа.

Развитие геосинклинальных складчатых сооружений Средней Азии в раннем палеозое было связано с жизнью Палеоазиатского океана, когда микроконтиненты Северного и Среднего Тянь-Шаня были, по-видимому, спаяны с Гондваной и обрамлялись с севера вулканической дугой. В среднем палеозое раскрылся Южно-Тяньшанский океанский бассейн и на краю Северо-Тяньшанского блока возникла обстановка андийского типа (Срединный Тянь-Шань). В девоне продолжалось дальнейшее раскрытие океанского бассейна с одновременным формированием систем островных дуг. В раннем карбоне вырисовывается целая серия островных дуг, обращенных фронтальными частями в разные стороны. В позднем палеозое в ходе столкновения микроконтинентов и островных дуг вся Средняя Азия спаялась в единый континентальный блок, присоединившийся к Казахстанскому континенту. На его южной окраине, примыкавшей к Палеотетису, возникла обстановка андийского типа.

Развитие Аппалачей в раннем палеозое шло по образцу обстановок зон обдукции, затем, в среднем палеозое — по островодужному типу. Поздний палеозой был отмечен столкновением континентов.

Развитие Британских каледонид связано с раскрытием в конце докембрия Палеоатлантического океана и с образованием в нижнем палеозое системы островных дуг с зонами Заварицкого — Беньофа, погружающимися в южном направлении. В девоне после столкновения Северного (Американского) континента с островными дугами возникла активная континентальная окраина андийского типа с сейсмофональной зоной, полого наклоненной на север.

В Восточной Австралии на протяжении почти всего палеозоя можно реконструировать системы вулканических островных дуг и окраинных морей, последовательно смещавшихся на восток, в сторону Палеотихого океана. Эпохи складчатости в девоне и конце карбона отражают столкновение Австралийского континента с островными дугами. После этого в конце палеозоя образовалась активная континентальная окраина андийского типа.

В мезозойском развитии Восточной Азии фиксируется по меньшей мере трехкратное повторение обстановок андийского типа в сочетании с калифорнийским типом, которые в совокупности были обусловлены надвиганием Азиатского континента на Тихий океан. Начиная со среднего кайнозоя здесь господствуют островодужные обстановки с образованием островных дуг и окраинных морей.

На противоположной стороне Тихого океана в раннем мезозое существовала островодужная обстановка. В результате раскрытия Северной Атлантики Северо-Американский континент столкнулся с островной дугой (невадийская складчатость), его край нарастился, и на нем возникла обстановка невадийского типа. Дальнейшее движение Северной Америки на запад привело к наползанию континента на Восточно-Тихоокеанское поднятие, вследствие чего здесь возникла сложная сеть трансформных разломов внутри континента.

Таким образом, развитие любого складчатого пояса всегда связано с обстановками поддвига плит друг под друга. Важно при этом в каждый этап

развития выделить «элементарные» геодинамические обстановки и рассмотреть их сочетания на площади.

В ходе развития, во времени, происходит наложение одних обстановок на другие. Когда на прежнем океанском ложе возникает система островной дуги, испытывающая при столкновении плит складчатость и метаморфизм, а затем формируется обстановка андийского типа с присущими ей континентальными вулкано-плутоническими комплексами, то общая направленность развития вполне отвечает классической схеме эволюции геосинклиналей со сменой начального магматизма синорогенным и далее субсеквентным магматизмом с соответствующим переходом от собственно геосинклинального этапа развития к орогенному. Но могут быть и другие случаи. Так, формирование зон обдукции практически никогда не сменяется обстановками андийского типа: это и понятно, поскольку они обусловлены прямо противоположными процессами — соответственно пододвиганием и надвиганием континентальной плиты. В складчатых сооружениях зон обдукции поэтому всегда отсутствуют субсеквентные вулкано-плутонические комплексы, зато развиты краевые прогибы с их молассовым выполнением. Обстановки андийского типа вообще появлялись эпизодически в истории Земли, о чем уже шла речь выше. Поэтому столь обычны ситуации, когда субсеквентный магматизм не проявлен. Например, в Восточной Азии обстановки андийского типа существовали длительное время в мезозое и начале кайнозоя, наложившись на совершенно различный субстрат. Обычно они считаются здесь показателями многократной тектоно-магматической активизации, часто автономной, не известно с чем связанной и какими причинами обусловленной. С рассмотренных позиций активизация находит простое объяснение: она обусловлена длительным надвиганием Азиатской континентальной плиты на Тихоокеанскую океанскую. Заметим, что обстановки андийского типа на Востоке Азии сменились в кайнозое островодужными обстановками, т. е. схема развития здесь прямо противоположна каноническому образцу.

Возможны совершенно различные сочетания элементарных обстановок в их вертикальных и горизонтальных рядах. Некоторые из них, очевидно, парагенетически связаны. Так, появление зон обдукции, по-видимому, не может иметь места без развития в их тылу систем островных дуг. Орогенез и образование складчатых сооружений типа столкновения сопровождаются обязательным раскрытием в других местах новых океанских бассейнов. В этом проявляется непосредственная или региональная парагенетическая связь различных геодинамических обстановок. Вместе с тем возникновение обстановок андийского и невадийского типов обусловлено общей перестройкой геодинамического поля Земли, раскрытием новых океанов, увеличением скорости спрединга в мировой системе срединно-океанских хребтов. В этом случае парагенетическая связь различных обстановок проявляется уже не в региональном, а в глобальном масштабе.

Все рассмотренные геодинамические обстановки приурочены к различным типам границ сочленения литосферных плит. По распространению комплексов пород, свойственных этим обстановкам, можно судить о прошлых границах литосферных плит. Магматическая и металлогеническая зональности также подчинены положению границ литосферных плит. Выявляя зональность, можно намечать положение древних границ литосферных плит, и наоборот, зная, где проходит такая граница, можно предсказывать развитие вдоль нее магматической и металлогенической зональности того или иного типа.

При наложении одних обстановок на другие происходит одновременное наложение свойственных им магматической и металлогенической зональностей. В результате часто возникают очень сложные сочетания разнообразных магматических комплексов и рудных месторождений. Если анализировать

только конечный продукт с целью выявления закономерностей пространственного размещения этих комплексов и месторождений, то любая попытка такого рода будет мало состоятельной. В то же время палеотектонические реконструкции с определением смены тех или иных типов геодинамических обстановок дают возможность определить истинную картину распределения магматизма и металлогении в пространстве для каждого конкретного интервала времени.

Развитие любого геосинклинального складчатого пояса может быть представлено в виде эволюции континентальных окраин и островных дуг, обрамляющих бассейны как длительно существующих океанов, так и океанов эпизодически возникавших и вновь закрывавшихся благодаря горизонтальным перемещениям литосферных плит и дрейфу континентов.

Как показывают глобальные реконструкции (см. гл. XI, § 5), в течение палеозоя и мезозоя постоянно существовало два полушария: океанское и континентальное. Первое из них было занято Тихим океаном, который, несмотря на относительную молодость своего дна, постоянно обновляемого за счет спрединга, безусловно, является очень древним, докембрийским, хотя и не обязательно первичным. По существу, только с мезозоя начинается закрытие его краевых частей. Внутри же другого, существенно континентального полушария в пределах северной его половины перманентно происходило раскрытие и закрытие бассейнов с океанским типом коры. Эти бассейны сравнимы либо с океанами типа Атлантического с его системой срединно-океанских хребтов, либо с системами окраинных и внутренних (средиземных) морей. В складчатых поясах, возникавших по краям океанов и океанских бассейнов внутри континентального полушария, нельзя обнаружить остатков такого океана, как Тихий.

Внутри континентального полушария реконструируются три наиболее крупных океана: Палеоазиатский, существовавший с позднего докембрия до середины палеозоя, Палеоатлантический, того же возрастного интервала, и океан Тетис, раскрывавшийся трижды — в среднем палеозое, в позднем палеозое (Палеотетис) и в мезозое. Возможно, к позднему кайнозою относится четвертое раскрытие (Неотетис) на месте современного Средиземноморья. Эти океанские бассейны были постоянно связаны друг с другом и с океанским полушарием (Тихим океаном), то в одну, то в другую сторону от которого происходило раскрытие этих бассейнов.

На протяжении палеозоя и мезозоя основная тектоническая активность концентрировалась вдоль реконструируемых океанских бассейнов и прилежащих континентальных окраин, обнаруживая удивительную унаследованность, приуроченность к одним и тем же зонам. Океанские бассейны раскрывались и закрывались попеременно, и даже можно говорить об определенном динамическом равновесии, но, как правило, эти события следовали одним и тем же линеаментам, лишь несколько смещаясь в сторону. Это хорошо прослеживается на истории Палеоатлантики и Палеотетиса. Происходила комбинация отдельных бассейнов или их отрезков между собой, а затем их рекомбинация. Так, на протяжении среднего и частью позднего палеозоя южный отрезок Палеоатлантики соединялся с Палеотетисом, а в раннем палеозое Палеоатлантика составляла, видимо, единое целое с Палеоазиатским океаном. Унаследованность сказывается и в мезозое, когда вдоль прежнего Палеотетиса, смещаясь несколько к югу от него, возник мезозойский Тетис, а вдоль Палеоатлантики (со смещением к востоку) — северная часть Атлантического океана.

Продолжительность жизни океанского бассейна (геосинклинально-океанского цикла) от его раскрытия до закрытия оказывается примерно равной 200—400 млн. лет. Палеоазиатский океан существовал по крайней мере с 850 до 450 млн. лет назад, Палеотетис — с 450 до 250 млн. лет, Палеоат-

лантика с 600—650 до 400 млн. лет назад. Эти цифры хорошо совпадают с давно уже установленной продолжительностью геотектонических циклов.

Все это не исключает, конечно, крупных перестроек такого плана, которые привели, например, к распаду Гондваны. Обзор реконструкций на протяжении практически всего фанерозоя убедительно показывает, что мезокайнозойский спрединг с образованием новых весьма обширных океанов на месте прежней Гондваны, с раскалыванием континентов после продолжительного периода, в течение которого они были, казалось, прочно спаяны между собой,— явление характерное для мезозойской истории Земли. Ничего похожего на распад Гондваны в геологической летописи палеозоя не обнаруживается. Наоборот, в то время превалировали тенденции объединения раздробленных материков в единый суперконтинент — Пангею Вегенера (см. гл. XI, § 5). Однако в течение протерозоя объединения отдельных материков в единые суперконтиненты (например, в Мегагею Штилле) с последующими их новыми расколами на ряд более мелких континентов, по-видимому, происходили неоднократно (см. гл. IV, § 5, и гл. IX, § 1).

3. МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ НАДВИГОВ, ОФИОЛИТОВЫХ ПОКРОВОВ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

До появления теории тектоники литосферных плит механизмы возникновения региональных надвигов и геосинклинальной складчатости фактически оставались невыясненными. По поводу природы этих процессов высказывалось много разных точек зрения, часто полностью исключающих друг друга, но ни одна из них не удовлетворяла всей совокупности геологических данных о строении горных поясов Земли.

Так, развитие земной коры, по Белоусову (1966), происходит благодаря радиогенному разогреву, плавлению и дифференциации мантийного вещества, океанская кора образуется за счет «базификации» континентальной коры, а складкообразование в осадочной толще в геосинклиналях связано с трансформацией вертикальных движений отдельных блоков земной коры при внедрении в кору глубинных диапиров (астенолитов). Ван Беммелен (Bemmelen, 1966) считает, что процесс дифференциации и подъем разуплотненного вещества может происходить с уровней нижней мантии. Благодаря сверхглубинному диапиризму происходит подъем верхней мантии под рифтовыми зонами. Этот процесс сопровождается разрывами литосферы и гравитационным соскальзыванием образовавшихся плит в сторону геосинклинальных зон, где благодаря внутреннему разогреву развивается магматизм и происходит смятие осадочного чехла. Согласно другой группе гипотез, основанных на идее Ампферера (Ampferer, 1906) о существовании в Земле подкоровых течений, геосинклинальный процесс развивается над нисходящими мантийными течениями за счет затягивания в мантию, смятия и частичного переплавления осадочного покрова (Holmes, 1944; Kraus, 1951). Наконец, по классической мобилистской концепции геосинклинальная складчатость и сопутствующие ей процессы возникают по краям блоков континентальной коры, перемещающихся по поверхности мантии под влиянием внешних сил — приливных и ротационных (Taylor, 1910; Wegener, 1915; Вегенер, 1925; Staub, 1928; Джоли, 1929; Арган, 1935; Пейве, 1960).

Проведенный Хаиным (1970; 1973а; см. также гл. I) подробный анализ каждой из перечисленных выше тектонических гипотез показал, что ни одна из них полностью не удовлетворяет наблюдаемым в природе закономерностям развития геосинклинальных областей. Не удается с их помощью объяснить и основные черты строения покровных структур и складчатых сооружений. Кроме того, ни одна из этих гипотез не поддается количественным

расчетам, приводящим к естественным и согласованным с геологическими данными результатам. Перечисленных недостатков лишена теория тектоники литосферных плит. Согласно этой теории крупные дизъюнктивные и пликативные деформации, сопровождаемые интенсивным магматизмом и региональным метаморфизмом, развиваются только по краям взаимодействующих друг с другом жестких литосферных плит (Dewey, Bird, 1970a, b; Dickinson, 1971; Coleman, 1971a; Сорохтин, 1973б, 1974a; Зоненшайн и др., 1976).

Согласно классификации Дьюи и Берда все складчатые пояса по своему происхождению можно подразделить на четыре основных типа: к первому и второму относятся структуры, возникающие соответственно в островных дугах и активных окраинах континентов при пододвигании под них океанских литосферных плит; к третьему — структуры столкновения континентов с островными дугами и надвигания островных дуг на пассивные окраины континентов; к четвертому — горные пояса, образовавшиеся в результате столкновения континентов друг с другом. Приведенная классификация является очень обобщенной и каждый из выделенных типов можно было бы подразделить еще на ряд подтипов, но она правильно отражает основные геодинамические обстановки, в которых развивались все складчатые пояса. Все многообразие наблюдаемых в реальных условиях структурных форм горных сооружений геосинклинальных поясов Земли определяется сложными сочетаниями и наложениями друг на друга тектонических структур, которые возникают в более простых геодинамических обстановках (рис. 1, 2).

При рассмотрении механизмов образования региональных надвигов и геосинклинальной складчатости очень важным является определение природы офиолитовых покровов, поскольку комплексы этих пород входят в составы многих молодых и древних складчатых поясов Земли. Офиолиты представляют собой специфическую и очень характерную геологическую формацию, состав которой закономерно меняется снизу вверх от ультраосновных пород типа дунитов, перидотитов и пироксенитов, через габбро до подушечных базальтовых лав толеитового ряда, перекрываемых еще выше пелагическими осадками, включающими глубоководные кремнистые отложения, аргиллиты и другие осадки. Часто офиолитовые формации залегают в основании эвгеосинклинальных зон и оказываются перекрытыми сверху осадочно-вулканогенными формациями островодужного типа.

Впервые понятие офиолитов было введено Штейнманном в 1905 г. (Steinmann, 1905). Значительно позже Брюн (Brunn, 1959) обратил внимание на сходство пород офиолитовой формации с породами срединно-океанских хребтов, но только после работ Дитца (Dietz, 1963), Хесса (Hess, 1964), Пейве (1969), Дьюи, Берда (Dewey, Bird, 1970a, b) и Колмана (Coleman, 1971b) стало ясно, что офиолитовые формации континентов представляют собой не что иное, как фрагменты древней океанской коры, внедрившейся в континентальную кору.

До появления теории тектоники литосферных плит механизм внедрения офиолитовых комплексов в континентальную кору оставался полностью неясным. Действительно, средняя плотность пород офиолитовой формации ($\overline{\rho} \approx 3$ г/см^3) заметно выше средней плотности континентальной коры ($\overline{\rho}_c = 2{,}67$ г/см^3). Поэтому появление офиолитовых пород на поверхности континентов простой их интрузией объяснить никак не удается. Кроме того, офиолитовые комплексы обычно залегают на осадочных и других породах в виде гигантских покровов — пластин с холодными контактами и следами явных сдвиговых деформаций вдоль поверхностей надвига. Последнее обстоятельство свидетельствует в пользу того, что офиолитовые покровы надвигаются на континентальную кору в холодном состоянии благодаря действию на них каких-то мощных горизонтальных сил. К тому же сам процесс

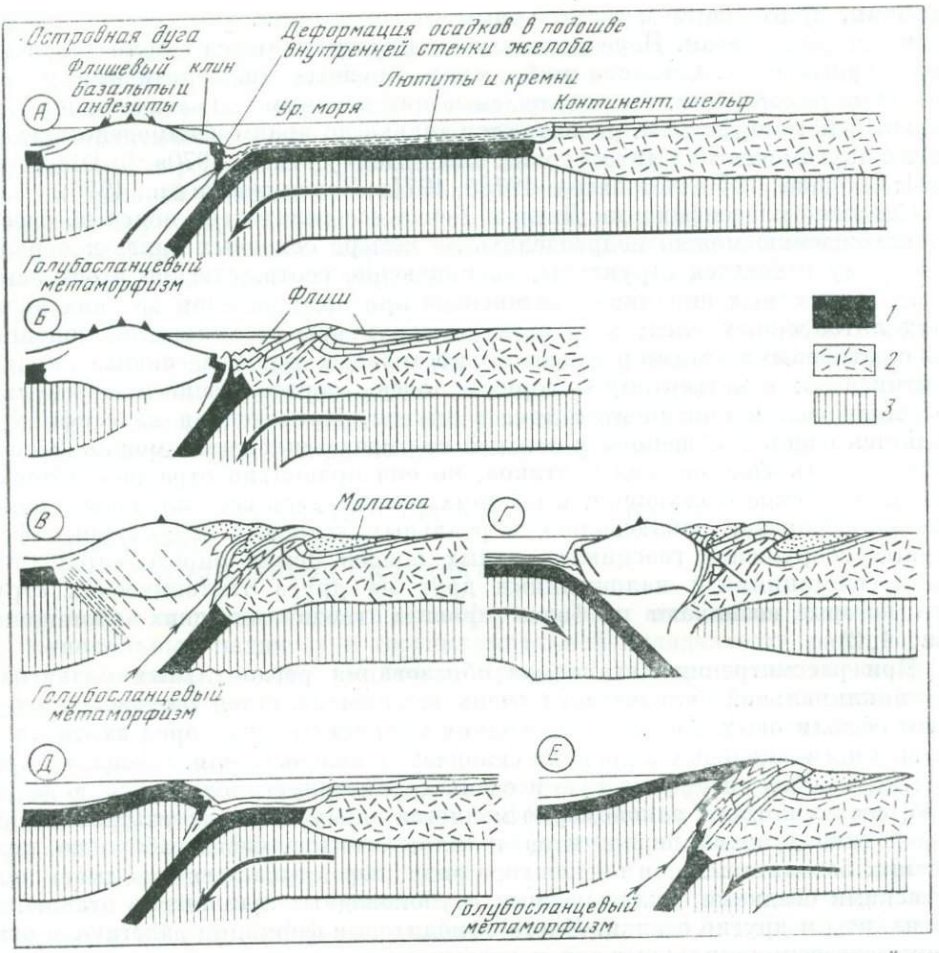


Рис. 1. Схематические разрезы, иллюстрирующие столкновение континентальной окраины атлантического типа с островной дугой, которое приводит к изменению направления погружения плиты (*А* — *Г*), и предполагаемый механизм надвигания океанской коры и мантии на континентальную кору (*Д* — *Е*) (Dewey, Bird, 1970 b)

1 — океанская кора; *2* — континентальная кора; *3* — литосфера

надвига офиолитовых покровов всегда происходит синхронно со смятием в складки осадочного чехла подвижных поясов.

Рассмотрим теперь несколько подробнее механизмы возникновения надвиговых структур и геосинклинальной складчатости в каждом из четырех выделенных Дьюи и Бердом случаев взаимодействия литосферных плит в зонах их поддвига.

Деформации в островных дугах. Как уже неоднократно отмечалось выше, островные дуги обычно образуются в тех случаях, когда зоны поддвига плит возникают на океанском дне. Поэтому в основании таких дуг обязательно залегает океанская кора, т. е. породы офиолитовой формации. В гл. V, § 8, было показано также, что благодаря постепенному разрушению фронтальной части надвигаемой плиты под островной дугой постепенно формируется относительно тонкий литосферный выступ клинообразной формы. Этот выступ перекрывает собой часть пододвигаемой плиты, непосредствен-

но примыкающую к зоне Заварицкого — Беньофа (перед крутопадающей частью зоны поддвига плит). Литосферный выступ, подобно гигантскому карнизу, протягивается вдоль всей островной дуги на сотни и тысячи километров, а по ширине достигает 100—150 км (рис. 18 в гл. V и рис. 3 в гл. VIII).

Благодаря трению, действующему между пододвигаемой плитой и подошвой выступа, в теле последнего возникают напряжения сжатия. По мере увеличения ширины выступа (происходящего за счет разрушения фронтальной части надвигаемой плиты) его сжатие постепенно возрастает. Как только напряжения сжатия в выступе достигают предела прочности (пластичности) пород, в его теле начинают развиваться сдвиговые деформации и возникают системы поверхностей скольжения, вдоль которых и происходят основные подвижки и перемещения деформируемых масс. В поперечном сечении выступа поверхности скольжения образуют две наклоненные в противоположные стороны системы трещин (рис. 3, *а*). По поверхностям, рассекающим фронтальные участки литосферного выступа и падающим от океана под островную дугу, при сжатии возникает система чешуйчатых, клинообразных поддвигов основания выступа под тело дуги (Dewey, Bird, 1970a, b; Roeder, 1973). По второй системе поверхностей скольжения, непосредственно рассекающих основание выступа и падающих в сторону океана, наоборот, происходят надвиги фундамента литосферного выступа на поверхность островной дуги (Сорохтин, 1973б).

В процессе развития литосферного выступа и постепенного увеличения его размеров сдвиговые подвижки возникают неоднократно. В результате суммарная деформация тела островной дуги может оказаться очень сложной. Но благодаря таким деформациям породы основания литосферного выступа постепенно надвигаются на тыловые участки островной дуги (рис. 3, *б*). По-

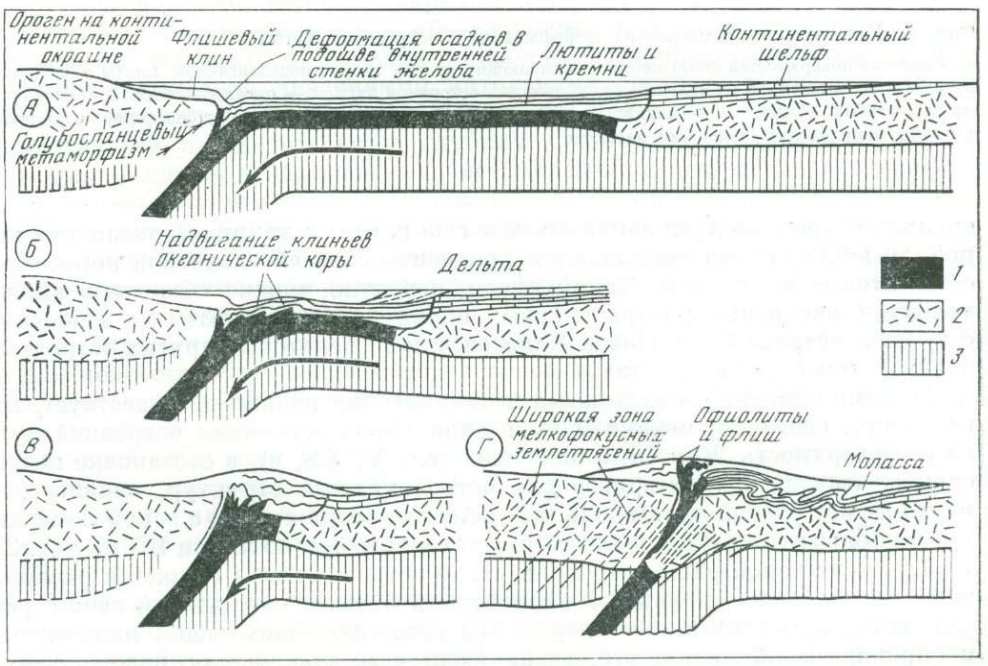


Рис. 2. Схематические разрезы, иллюстрирующие столкновение двух континентов (Dewey, Bird, 1970b)

1 — океанская кора; *2* — континентальная кора; *3* — литосфера

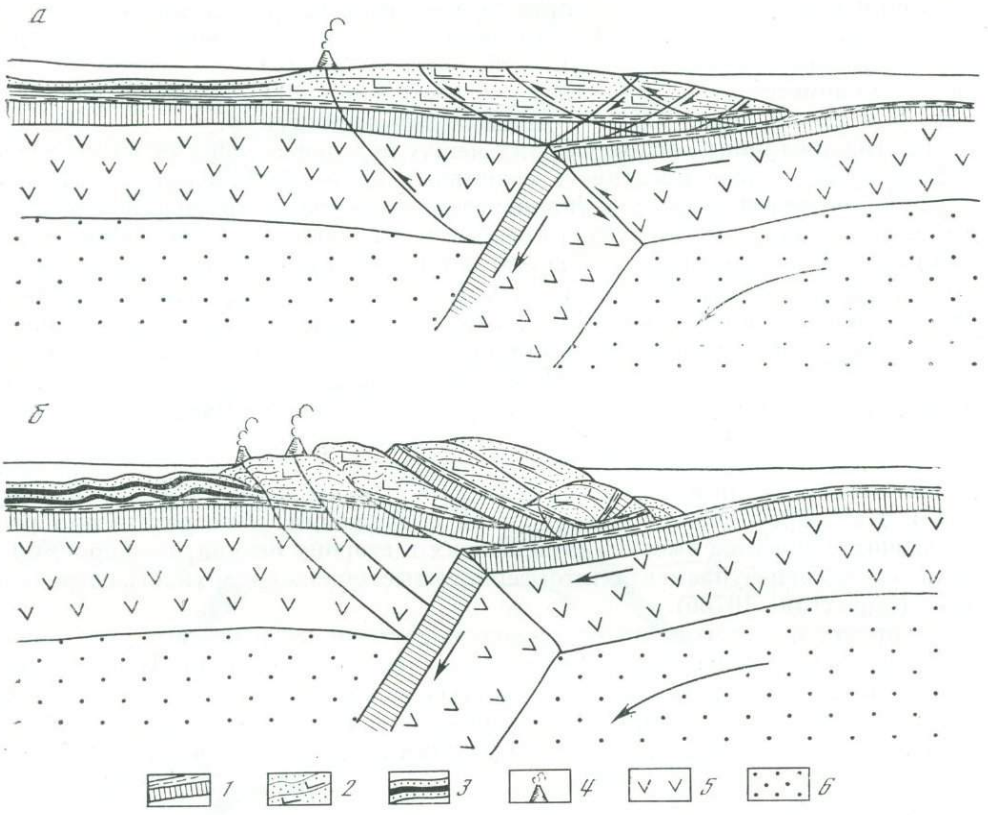


Рис. 3. Характер тектонических деформаций в островных дугах

а — система поверхностей скольжения, возникающих за счет трения пододвигаемой плиты о подошву литосферного выступа; *б* — надвиговые деформации островной дуги. *1* — океанская кора; *2* — осадочно-вулканогенная толща; *3* — осадки; *4* — вулканы; *5* — литосфера; *6* — астеносфера. Стрелками указаны направления движения вещества

скольку островные дуги закладываются на плитах с типичной океанской корой, то надвинутыми оказываются фрагменты бывшей океанской коры, т. е. офиолитовые комплексы. Таким путем, вероятно, можно объяснить происхождение внедрений ультраосновных пород и серпентинитов на Японских островах, острове Яп, в Новой Каледонии и на некоторых других островных дугах, в том числе и древних.

Помимо описанного механизма возникновения надвигов, существует, по-видимому, еще один механизм выведения пород основания островной дуги на ее поверхность. Как было показано (гл. V, § 8, 9), в обстановке интенсивного сжатия, характерного для островодужных структур, надвигаемая плита может расколоться вдоль поверхности, сопряженной с зоной Заварицкого—Беньофа, но наклоненной в другую сторону (по линии ВВ на рис. 22, гл. V). Если такой раскол произойдет, то островная дуга окажется расположенной как бы на гигантской литосферной призме, обращенной своим ребром вниз, а основанием — вверх. Под влиянием сжимающих напряжений и опрокидывающего момента, возникающего за счет трения пододвигаемой плиты, эта призма будет стремиться выжаться вверх и повернуться таким образом, чтобы ее заднее ребро оказалось приподнятым (см. рис. 3, *б* в гл. VIII). В противоположность этому участки надвигаемой плиты, расположен-

ные позади призмы, должны опускаться, образуя широкие аккумулятивные бассейны, вытянутые вдоль тыловых частей островных дуг. В результате на поверхности дуги возникает характерная сбросово-взбросовая структура, внешне напоминающая рифтовые долины растяжения, но прямо противоположная им по своему генезису. Весьма вероятно, что такое происхождение имеют офиолиты Центрально-Камчатской депрессии и сама эта депрессия, отделяющая структуры западной части Камчатки от вулканического пояса ее восточной части.

Чисто сдвиговые деформации фундамента островной дуги постепенно переходят в пликативные деформации осадочно-вулканогенной толщи. Однако интенсивной складчатости в ней все же не образуется, а преобладают дизъюнктивные нарушения, сопровождаемые образованием флексурообразных и пологих складок. Значительно более интенсивная складчатость формируется перед островной дугой в тех случаях, когда пододвигание океанской плиты под нее достаточно медленное, а мощность пелагических и терригенных осадков, накопившихся на океанском дне, значительная, т. е. когда условие затягивания осадков в зону поддвига плит не выполняется и происходит их «сдирание» и смятие перед фронтом островной дуги (см. гл. V, § 11). В этом случае могут возникать веерные, опрокинутые и сорванные в покровы складки (рис. 4). Таким путем, вероятно, возникли складчатые структуры внешних (невулканических) гряд Малых Антильских островов, восточной части Алеутской дуги и Андаманских островов (Сорохтин, Лобковский, 1976).

Деформации активных окраин континентов. Окраины андийского типа отличаются от островных дуг прежде всего тем, что в их основании залегают породы континентальной коры. Поэтому в этих подвижных поясах должны бы полностью отсутствовать внедрения и покровы офиолитов.

Если развитие активной окраины континента продолжалось достаточно долго (в геологическом масштабе времени), то в подвижном поясе должна была бы накопиться большая мощность осадочно-вулканогенных пород, пронизанных многочисленными интрузиями среднего и кислого составов. Под тяжестью этой толщи лежащая под ней литосферная плита должна прогнуться на значительную глубину. Суммарная жесткость гетерогенной толщи осадочно-вулканогенных, метаморфических и магматических пород не высока, поэтому под такой толщей не будет происходить излома пододвигаемой плиты. Излом может произойти лишь на уровне ее контакта с жестким основанием континентальной плиты, сложенным массивными и тугоплавкими мантийными (ультраосновными) породами, т. е. на сравнительно больших глубинах и на значительных расстояниях от желоба. В результате этого большая часть активного пояса оказывается расположенной над участком пологого погружения пододвигаемой плиты под край континента, т. е. в пределах гигантского клина — выступа континентальной коры, характеризующейся в этом месте резко гетерогенным строением и неполной консолидацией. Крупные выступы континентальной коры, по-видимому, могут достигать по мощности 80—100 км и перекрывать пододвигаемую океанскую плиту широкой полосой в 300—400 км (рис. 5). Этим обстоятельством, вероятно, и объясняется пологое падение зоны Заварицкого—Беньофа под Анды.

Деформации, возникающие на активных окраинах андийского типа, подобны тем, которые происходят и в литосферных выступах островных дуг, но масштабы массопереноса в выступах континентальной коры таких структур оказываются значительно бóльшими. В связи с исключительно большой мощностью континентального выступа уровень подъема горных сооружений здесь очень высок. Это приводит к возникновению гравитационной неустой-

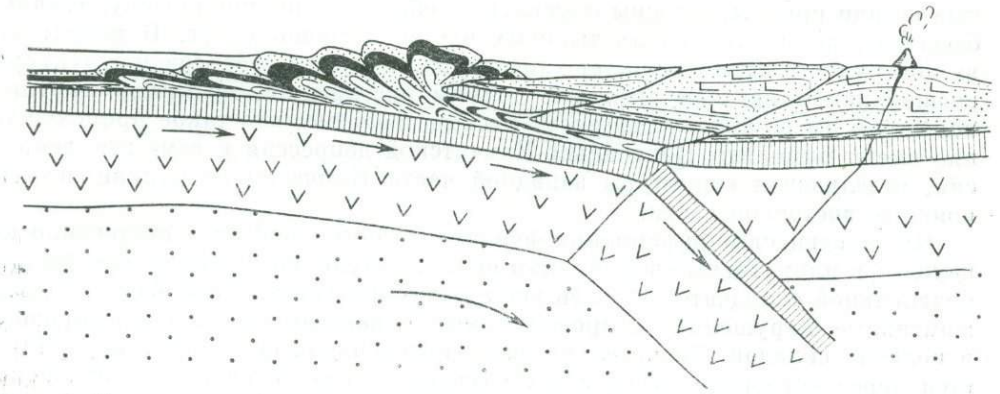


Рис. 4. Смятие мощной толщи океанских осадков перед фронтальной частью островной дуги

Условные обозначения см. рис. 3.

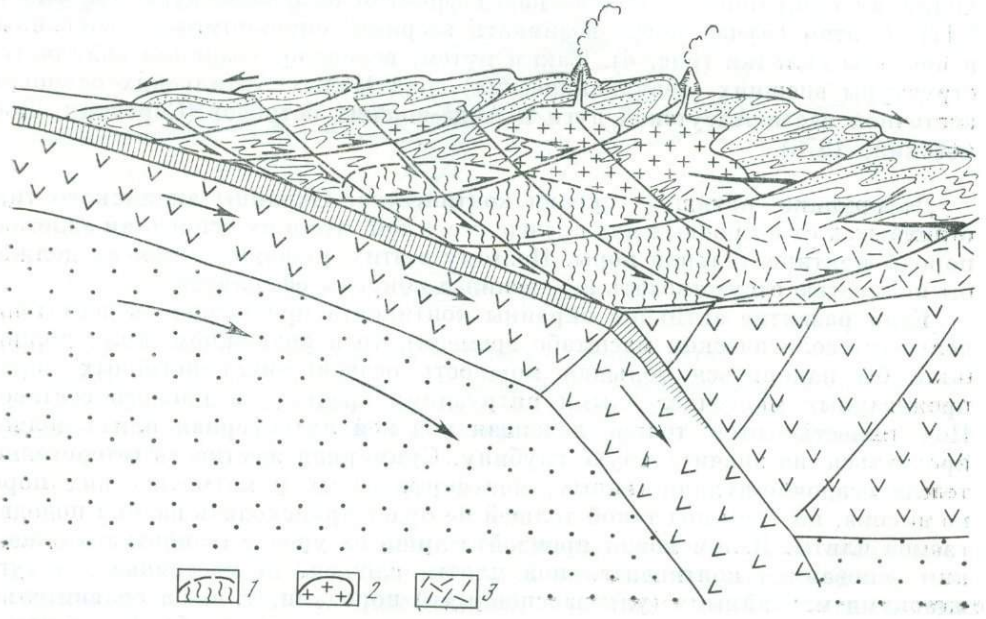


Рис. 5. Характер тектонических деформаций активной окраины континента

1 — область генерации средних и кислых магм; *2* — батолиты гранитоидов; *3* — континентальная кора. Остальные условные обозначения см. рис. 3

чивости и постепенному расплыванию и расширению горных систем за счет оползней, оседания, образования гравитационных надвигов и пластических деформаций. В результате вещество континентального выступа вовлекается в своеобразный круговорот: за счет поддвига океанской плиты вещество выступа скучивается и перемещается в центральные и верхние этажи пояса, а за счет гравитационного расползания горных сооружений оно движется вниз и на периферию (см. рис. 5).

Особенностью активных окраин андийского типа, отличающей их от классических островодужных структур, является то обстоятельство, что разогрев океанской коры пододвигаемой плиты за счет трения происходит еще

на участке ее пологого погружения, т. е. непосредственно под континентальным выступом. Плавление континентальных пород при высоких давлениях и в присутствии воды, обильно поступающей при дегидратации океанской коры, происходит при не очень высоких температурах — всего 600—700° С (см. кривую *9* на рис. 7 в гл. VI). Поэтому в подвижных поясах андийского типа генерация магм происходит непосредственно под подошвой континентального выступа, и в этот процесс, помимо океанской коры, вовлекаются еще и континентальные породы основания выступа (под островными дугами генерация магм происходит на участке крутого падения зоны Заварицкого—Беньофа в области трения океанской коры с ультраосновными породами фронтальной части надвигаемой плиты).

Образовавшиеся на подошве континентального выступа силикатные расплавы выжимаются в верхние этажи пояса, где они (при снятии давления) теряют воду и кристаллизуются, образуя крупные и гигантские батолиты гранитоидов. Вместо поднявшегося вверх вещества в зону трения плит затягиваются новые породы, поступающие с внешней стороны континентального выступа. В результате оказывается, что значительная часть вещества выступа за длительную историю развития пояса успевает неоднократно пройти магматическую переработку. По-видимому, этим и объясняется, что, помимо андезитового вулканизма, активные окраины континентов андийского типа характеризуются еще и чрезвычайно широким проявлением гранитоидного магматизма.

Надвиг островных дуг на пассивные окраины континентов (зоны обдукции). В зону поддвига плит под островную дугу может оказаться затянутой тыльная сторона другой островной дуги или пассивная окраина континента. В этом случае возникают очень характерные и четко выраженные складчатые и надвигово-покровные структуры, типичные, например, для Урала и Альп. Геологические обстановки такого типа в прошлые эпохи встречались достаточно часто. Сегодня аналогичную ситуацию в начальной стадии ее развития можно наблюдать лишь на севере Австралии в месте поддвига этого континента под дугу Малых Зондских островов.

Обычно вдоль пассивных континентальных окраин атлантического типа накапливаются достаточно мощные толщи терригенных осадков. При надвигании островной дуги на такой осадочный клин часть осадков, безусловно, будет «сдираться» со своего основания и сминаться в складки перед фронтальной частью дуги. При этом в осадках, попавших под давление надвигаемого на них литосферного выступа островной дуги, будут усиленно развиваться процессы диагенеза и катагенеза, приводящие к консолидации осадочной толщи и увеличению ее эффективной вязкости. В результате под литосферным выступом постепенно будет поглощаться бóльшая часть осадочного клина, а часть смятых и сорванных со своего основания осадков будет вместе с островной дугой надвигаться на континентальную окраину (рис. 6, *а*).

Затянутые под островную дугу терригенные осадки континентального склона, попав в горячую область зоны Заварицкого—Беньофа, должны переплавляться, давая тем самым начало кислым магмам гранитоидного ряда. По-видимому, этим явлением можно объяснить, почему перед завершением развития геосинклинальных поясов такого типа, как правило, происходит смена типичного островодужного известково-щелочного магматизма на кислый, отмечаемый обильными внедрениями крупных гранитных интрузий, часто несущих редкометальные оруденения (Зоненшайн и др., 1976).

В процессе развития надвига вместе с фронтальными участками островной дуги на край континента могут быть надвинуты в сильно дислоцированном и смятом состоянии океанские осадки (в том числе флишевые), срезанные литосферным выступом с внешней стороны осадочного клина континенталь-

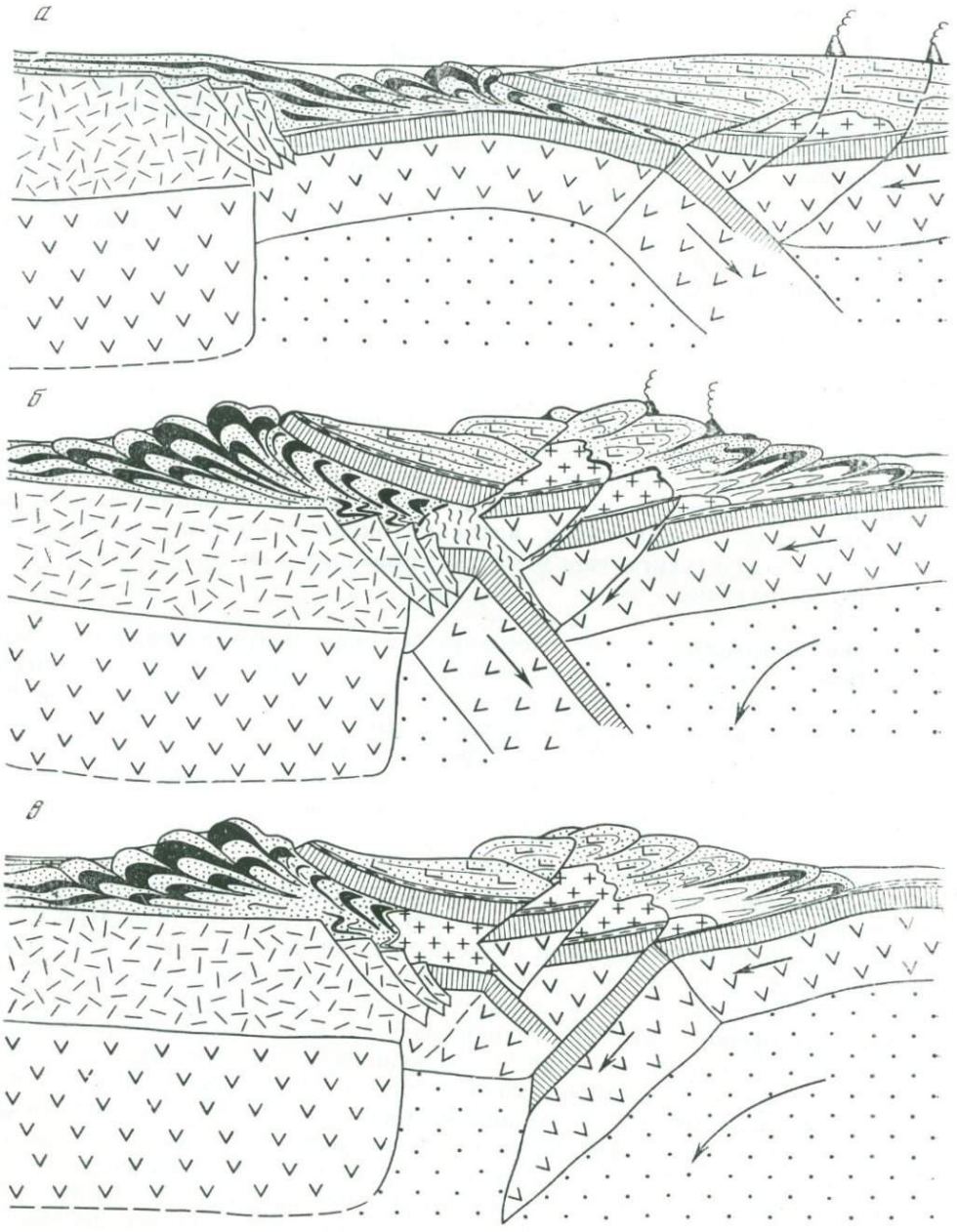


Рис. 6. Характер тектонических деформаций при надвиге островной дуги на пассивную окраину континента

а — начальная фаза надвигания дуги на клин осадочных отложений материкового подножья; *б* — орогенная стадия развития процесса; *в* — изменение направления поддвига плиты. Условные обозначения см. рис. 3 и 5

ного склона. Внедряющийся на континентальную окраину литосферный выступ островной дуги оказывает сильное давление на находящиеся здесь осадки. В результате осадочный чехол континентального шельфа и прилегающих к нему частей платформы также подвергается интенсивному смятию. При этом образующиеся складки всегда оказываются опрокинутыми в сторону платформы, а интенсивность смятия осадков по мере удаления от фронта надвигающейся дуги постепенно уменьшается: вначале пропадают опрокинутые и покровные складки, затем складчатость становится более пологой и наконец вовсе затухает. Характерным для этих районов является полное отсутствие каких-либо магматических проявлений.

Дополнительное давление, оказываемое сминаемой толщей осадков на фронтальную часть надвигаемого литосферного выступа, может привести к его срыву со своего основания (надвигаемой плиты) и к пододвиганию под него тыловых частей островной дуги (рис. 6, *б*). В результате начнут деформироваться осадочно-вулканогенная толща и осадки, накопившиеся в тылу островной дуги. Интересно отметить, что при этом вергентность возникающих дислокаций и складок в этой части геосинклинальной зоны оказывается прямо противоположной той, которая образуется на континентальной окраине.

В отличие от деформаций континентальной окраины, обычно протекающих без сопутствующего магматизма, дислокации в тыловых частях островной дуги должны сопровождаться проявлениями обильного магматизма, связанного с выжиманием по разломам из зоны Заварицкого—Беньофа больших количеств кислых магм (возникших там за счет переплавления осадков континентального склона, затянутых в зону поддвига плит).

Мощность континентальных литосферных плит (250—300 км) обычно значительно превышает мощности океанских плит (20—80 км). Поэтому надвиг островной дуги на пассивную окраину континента может продолжаться только до тех пор, пока зона Заварицкого—Беньофа под этой дугой не достигнет края континентальной плиты (см. рис. 6, *б*). После этого надвиг полностью и достаточно резко прекращается (как бы «заклинивается»). Объясняется это тем, что мощная континентальная плита не может быть сломана давлением значительно более тонкой океанской плиты и поэтому не может превратиться в пододвигаемую плиту (этому препятствует и плавучесть континентальной коры).

Если давление сжатия после закрытия такой зоны поддвига плит начнет нарастать, то должно произойти открытие новой зоны, но с противоположным направлением падения поверхности скольжения литосферных плит (см. рис. 1). Связано это изменение с тем, что в литосферной плите под бывшей островной дугой должны были существовать наклонные разломы, сопряженные с закрывшейся зоной Заварицкого—Беньофа, но наклоненные в противоположную сторону (по таким разломам, по-видимому, происходит выведение магм из астеносферы и зоны поддвига плит на поверхность дуги) (см. гл. V, § 8, 9). При «заклинивании» движений по старой зоне поддвига плит новые подвижки могут возникнуть лишь по таким сопряженным разломам (рис. 6, *в*).

С прекращением надвигания островной дуги на континент геосинклинальная зона закрывается. К этому моменту литосферный выступ успеет перекрыть край континента примерно на половину своей ширины, т. е. на 50—60 км, и сместиться приблизительно на такое же расстояние в область тыловых частей бывшей островной дуги. Скорость надвигания островной дуги на континентальную окраину (после «отрыва» литосферного выступа от надвигаемой плиты) примерно вдвое меньше скорости поддвига плит. Если принять ее близкой к 5 см/год, то складчатость платформенного чехла континентальной окраины произойдет всего за 1 млн. лет. Даже если учесть,

что смятие осадков на континентальном склоне могло начаться еще за несколько сотен километров от края континента (см. рис. 6, *а*), а в дальнейшем они уже в дислоцированном виде перемещаются на край континента (благодаря «бульдозерному» воздействию надвигаемой дуги), то суммарное время развития геосинклинальной складчатости в такой геодинамической обстановке все равно не превышает 5—10 млн. лет, т. е. происходит за срок, значительно более короткий, чем полное время развития самой геосинклинальной системы.

По мере развития процесса надвигания островной дуги на континент его краевые участки под давлением надвигаемой плиты и тяжестью литосферного выступа все более и более опускаются, постепенно формируя будущий предгорный прогиб. Прогибание это сопровождается усиленным накоплением здесь осадков, а на заключительной стадии процесса компенсируется увеличением мощности осадочного покрова за счет его смятия. После прекращения процесса надвигания и уменьшения давления островодужной плиты на наклонную поверхность бывшей зоны Заварицкого—Беньофа прогибание континентальной окраины прекращается, и вся эта территория начинает воздыматься за счет изостатического всплывания континентальной плиты (об амплитуде таких вертикальных движений подробнее см. гл. V, § 12).

В противоположность этому островная дуга во все время развития процесса поддвига плит должна постоянно сохранять приподнятое положение, но с прекращением этого процесса она опустится примерно на 1,4—2,8 км (см. гл. V, § 12). Если после закрытия старой зоны поддвига плит под дугой возникла новая такая же зона, то приподнятое положение бывшей дуги сохраняется до тех пор, пока этот процесс полностью не прекратится и здесь, после чего эти районы непременно опустятся на те же 1,4—2,8 км.

При надвиге островной дуги на край континента вместе с литосферным выступом выводится на поверхность и ее основание, т. е. фрагменты бывшей океанской коры и верхней мантии. Сейчас представляется несомненным, что большинство офиолитовых покровов горных поясов Земли было сформировано именно таким путем — благодаря надвиганию островных дуг на пассивные окраины континентов (Зоненшайн и др., 1976). Классическими примерами таких покровов могут служить офиолиты Урала, Динарских Альп, Малой Азии, гор Загрос и Хаджар по берегам Персидского залива, Малого Кавказа, Центральной Монголии и многих других областей.

Как видно из описания процесса надвигания островодужной структуры на край континента, здесь развивается типичная обстановка миогеосинклинальной зоны с обычными для нее формами деформации осадочного чехла и характерными сопутствующими направлениями вертикальных движений фундамента платформы при практически полном отсутствии каких-либо магматических проявлений. С фронтальной стороны этой зоны надвинувшийся на край континента жесткий литосферный выступ формирует типичный срединный массив. По другую сторону от этого массива располагается наиболее активная часть эвгеосинклинальной зоны, характеризующаяся проявлениями интенсивного геосинклинального магматизма, включая длительное развитие известково-щелочного вулканизма и обильные внедрения гранитоидных интрузий на стадии замыкания данного подвижного пояса. Дизъюнктивные и пликативные деформации эвгеосинклинальных зон также достигают значительных размеров, но их вергентность противоположна той, которая возникает на континентальной окраине.

Таким образом, в результате развития геосинклинали по рассмотренной выше схеме возникает характерная дивергентная структура горного пояса с жестким срединным массивом и двумя обрамляющими его цепями складчатых сооружений. Если же в процессе надвига островной дуги на край континента «срыва» литосферного выступа не произошло, то возникает моновер-

гентная структура пояса. Интересно отметить, что срединные массивы, формирующиеся при надвигании островных дуг на пассивные окраины континентов, как это и предполагают многие геологи (Яншин, 1965), представляют собой зажатые в складчатых поясах фрагменты жестких блоков.

Столкновение континентов. Исключительной интенсивности складчатые и дизъюнктивные деформации могут достигать при столкновении в зоне поддвига плит двух континентов. В таких поясах амплитуда и мощность надвигов должны быть особенно значительными, так как ширина выступов континентальной коры на активных окраинах континентов может достигать нескольких сот километров, как это, например, наблюдается под Андами.

Ярким примером современного подвижного пояса, в котором произошло столкновение континентов, является восточная часть Альпийско-Гималайского пояса и в особенности сами Гималаи. Детали процесса образования Гималаев пока еще восстановить сложно, но уже сейчас совершенно ясно, что эти гигантские горные сооружения возникли в результате сближения и последующего столкновения Индии с Азией. При этом разделявший их в мезозое океан Тетис был поглощен в зоне поддвига плит, наклоненной под Азию. Известно, что в шовной зоне Инда—Брахмапутры, разделяющей структуры, возникшие на Индийском субконтиненте, от структур азиатского горного обрамления, выходят породы офиолитовой формации. Это говорит о том, что еще до столкновения континенто здесь, по-видимому, произошло надвигание одной из островных дуг океана Тетис на Индию.

Из рассмотренных примеров следует особо выделить случай надвига островной дуги на пассивную окраину континента, поскольку именно такая геодинамическая обстановка существовала в Аппалачах, Альпах и на Урале, т. е. в тех подвижных поясах, строение которых во многом послужило примером для создания классической схемы развития геосинклиналей. Интересно поэтому сопоставить этапы развития такого подвижного пояса с хорошо знакомой геологам схемой стадийного развития геосинклинальных зон, подробно изложенной, например, в работе Хаина (1973).

Подвижные пояса рассматриваемого типа всегда образуются на пассивных окраинах континентов атлантического типа и характеризуются длительным развитием, начиная от момента становления самой континентальной окраины, обычно возникающей за счет рифогенеза и раскрытия нового океана, и кончая закрытием этого же океана. Но такие глобальные перестройки тектонического плана Земли происходят достаточно медленно — с периодами в сотни миллионов лет (см. § 5, гл. IV), как это и требуется по классической схеме. На раннем этапе развития пояса континентальная окраина (т. е. будущая миогеосинклинальная зона) испытывает постоянные погружения (см. § 12, гл. V). В это время, отвечающее по классической схеме стадии начальных погружений, здесь накапливаются мощные толщи терригенных песчано-глинистых осадков. На следующем этапе, который можно сопоставить уже со зрелой стадией развития геосинклинали, ранее образовавшийся океан начинает закрываться (по причинам, изложенным в § 5, гл. IV) и на месте бывшей рифтовой зоны (т. е. там, где литосферная плита наиболее тонкая) возникает новая островная дуга — будущая эвгеосинклинальная зона. На этой стадии континентальная окраина также продолжает опускаться, но уже под давлением приближающейся к ней островной дуги. Широкое развитие в это время получает островодужный известково-щелочной магматизм. Наконец, на заключительном этапе, как это было показано выше, за сравнительно короткое время осадочный чехол на бывшей континентальной окраине (т. е. в миогеосинклинальной зоне) сминается в складки, а вертикальные движения меняют свой знак и возникшие здесь складчатые сооружения начинают воздыматься. В это же время достигают максимальной интенсивности надвиговые и дизъюнктивно-пликативные деформации в теле бывшей островной дуги,

т. е. в эвгеосинклинальной зоне (см. рис. 6), а островодужный известково-щелочной магматизм сменяется кислым с обильными внедрениями гранитных интрузий и широким развитием регионального метаморфизма. В классической схеме этому этапу полностью соответствует орогенная стадия развития геосинклинальной зоны.

Таким образом, из приведенного сопоставления видно, что классическая схема развития геосинклиналей действительно неплохо вписывается в один из возможных вариантов развития подвижных поясов в зонах поддвига плит. Однако новая теория подволяет пойти дальше и рассмотреть остальные пути развития таких зон.

В последнее время понятие геосинклинального развития земной коры настолько расширили, включив в него совершенно разноплановые геологические процессы, начиная от процесса формирования океанских впадин и кончая становлением складчатых поясов, что исходный термин постепенно потерял былую информативную нагрузку и его применение теперь приводит лишь к путанице понятий. Эту же мысль высказывает и Диккинсон (Dickinson, 1971), одним из первых применивший теорию тектоники литосферных плит для решения геологических проблем, по мнению которого догмы классической теории геосинклиналей сыграли весьма важную роль при классификации тектонических элементов, но сейчас они тормозят научную мысль.

Совершенно новый и исключительно плодотворный подход к понятию природы как самого геосинклинального процесса, так и механизмов возникновения региональных надвигов и складчатых структур открылся с появлением новой теории глобальной тектоники. На основании данных ряда последних работ по теории тектоники литосферных плит (Isacks et al., 1968; Dewey, Bird, 1970a, b; Dickinson, 1971; Coleman, 1971a, b; Сорохтин и др., 1971; Miyashiro, 1972; Сорохтин, 1973б, 1974а, б; Зоненшайн и др., 1976) понятие геосинклинального процесса следует строго ограничить только процессами, развивающимися в областях, примыкающих к зонам поддвига литосферных плит. Учитывая сказанное, представляется возможным предложить такое наиболее общее определение: геосинклинальный процесс это процесс образования континентальной коры в зонах поддвига литосферных плит, развивающийся за счет дегидратации и переплавления океанской коры пододвигаемых плит и благодаря магматической переработке, метаморфизму и деформациям фронтальных участков сталкивающихся плит.

Согласно этому определению образование океанской коры в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, развитие океанских впадин, включая накопление в них осадков, необходимо рассматривать как самостоятельные процессы, формирующие свои специфические геологические структуры. В дальнейшем эти структуры могут быть вовлечены в геосинклинальный режим развития континентальной земной коры, но следует помнить, что они существовали еще до начала развития геосинклинального процесса в данном месте. Поэтому, если в основании эвгеосинклинальной зоны залегают офиолитовые формации, то их образование никак нельзя связывать с геосинклинальным процессом, так как теперь достоверно известно, что они возникают только в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, часто за многие тысячи километров от ближайших геосинклинальных зон. В этом случае можно констатировать, что данная геосинклиналь была заложена на океанской коре в форме островодужной структуры и только затем надвинулась на континентальную окраину. Таким образом, начало развития геосинклинали совпадает по времени с началом формирования островной дуги, а не офиолитового фундамента, на котором эта дуга образовалась.

Глава IX

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ РАЗВИТИЯ МАТЕРИКОВЫХ ПЛАТФОРМ

Древние платформы, или кратоны, представляют крупные глыбы континентальной коры, сохранившие с позднего протерозоя свою цельность и относительную устойчивость к деформациям. Их фундамент состоит из кристаллических сланцев, гнейсов, гранитоидов и других метаморфических и магматических пород с возрастом не менее 0,8—1 млрд. лет, обычно даже значительно более древним. Древние платформы отделены от обрамляющих их фанерозойских складчатых систем разломами, по которым, как правило, эти системы надвинуты на кратоны с перекрытием от десятков до нескольких сотен километров. С океанами и современными геосинклинальными поясами древние платформы граничат вдоль крупных вертикальных или субвертикальных разломов типа глубинных сбросов, как это характерно для большей части периферии платформ гондванской группы на границе с Атлантическим и Индийским океанами. Ограничения платформ часто простираются на значительных расстояниях прямолинейно, что придает контурам кратонов многоугольную, полигональную форму.

Древние платформы Земли группируются в два пояса или группы. К северной, или лавразийской, группе относятся Северо-Американская, Восточно-Европейская и Сибирская платформы; к южной, или гондванской — Южно-Американская, Африканская, Индостанская, Австралийская и Антарктическая. Промежуточное положение занимает Китайская платформа, причем с достаточным основанием ее нередко делят на две самостоятельные платформы — северную, Китайско-Корейскую, и южную, Южно-Китайскую, из которых первая тяготеет к лавразийской группе, а вторая — к гондванской.

1. ПРОЦЕССЫ КОНСОЛИДАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Фундамент древних платформ имеет исключительно сложное, как правило, мозаично-блоковое строение. Применение методов радиогеохронологии позволило расшифровать, пока в первом приближении, последовательность образования отдельных комплексов фундамента и время консолидации отдельных блоков в пределах выступов фундамента на поверхность — щитов и массивов. Магнитометрические исследования в сочетании с глубоким бурением и изотопным датированием дали возможность экстраполировать эти данные на те площади, где фундамент скрыт под осадочным чехлом — плиты и отдельные синеклизы. При этом выявилась чрезвычайная гетерогенность фундамента и огромная длительность истории его формирования, начиная с 3,5—4 млрд. лет и в основном до 2,0—1,7 млрд. лет назад. Значительное усложнение внесла в эту историю неоднократно проявлявшаяся и нередко весьма интенсивная тектоно-магматическая переработка, выражавшаяся, в частности, в нарушении ранее сложившихся изотопных соотношений и радиометрическом «омоложении» пород.

В настоящее время на всех древних платформах установлено развитие древнейшего гранитогнейсового комплекса с возрастом 3,3—3,7 млрд. лет. Это, несомненно, древнейшая континентальная кора Земли, а ее распространение практически на всех кратонах показывает, что процесс образования континентальной коры начался более 3,5 млрд. лет назад и в эту первую же фазу получил достаточно широкое распространение.

Естественно, однако, думать, что эта первичная континентальная кора, подобно более поздней коре того же типа, возникла на основе еще более древней, в основном базальтовой коры океанского типа. Реликты такой коры, конечно, также глубоко метаморфизованной, предполагаются на Алданском щите (курультино-гонамская серия) и на Балтийском щите, в районе Мончетундры. В древнейших гранулитовых комплексах Гренландии, Западной Австралии и северной части Алданского щита встречены ксенолиты основных вулканитов, что заставляет предполагать развитие в основании этих комплексов меланократовых толщ; к ним условно может относиться нижняя зеленокаменная толща Западной Австралии, низы серии Онвервахт Южной Африки и т. д. Несмотря на то что все эти соотношения еще подлежат уточнению, находка фрагментов сохранившейся первичной океанской коры с возрастом порядка 3,7 млрд. лет довольно вероятна. Мало того, можно предполагать, что значительная часть так называемого базальтового слоя наиболее древних частей кратонов сложена именно этой древней базальтовой корой, испытавшей затем метаморфизм гранулитовой фации.

Становление древнейшей континентальной коры происходило, по Лутцу, скорее всего, отдельными островами, а породы, слагающие ее гранитный слой, имеют андезитовый состав и отвечают вулканитам юных островных дуг. К рубежу 3,3 млрд. лет гранулитовые ядра имели уже в поперечнике сотни километров и овальные в основном контуры (овоиды Салопа, протоконтиненты Гудвина и т. п.). Мощность коры в их пределах, судя по *PT*-условиям проявления регионального метаморфизма, должна была достигать 30—35 км.

Затем на эти первичные континентальные ядра, по-видимому, произошло надвигание островодужных структур с океанической корой в их основании, что привело к возникновению зеленокаменных поясов, столь характерных для архея и представляющих, по существу, основания первых геосинклиналей — протогеосинклиналей. Слагающие их офиолитовые и спилито-кератофировые комплексы, включающие ультраосновные вулканиты — коматииты — иногда залегают непосредственно на более древних гранитогнейсовых (гранулитовых) комплексах или содержат их обломки, что свидетельствует об их вторичности. Как правило, породы зеленокаменных поясов испытали лишь относительно слабый, зеленосланцевый метаморфизм, повышающийся до амфиболитового лишь вблизи крупных массивов гранитоидов. Породы эти слагают узкие и сложные синклинории, зажатые между поясами развития гранитоидов. Последние имеют возраст порядка 2,7—2,3 млрд. лет (конец архея—начало протерозоя) и в значительной мере представляют продукт ремобилизации древнего гранитогнейсового субстрата. Это обстоятельство породило многолетние споры относительно того, что древнее — зеленокаменные серии или гранитогнейсы; особенно сложными эти взаимоотношения оказались в Индии (проблема Дарвара и полуостровных гнейсов).

К таким зеленокаменным сериям относятся киватинская серия Канадского щита, серия Иматака Гвианского щита, Булавай и Фиг-три в Южной Африке, дарварская в Индостане, курультино-гонамская на Алданском щите и ряд других. Накопление зеленокаменных толщ завершилось не только их метаморфизмом, гранитизацией и складчатостью, но и формированием первых горных сооружений, судя по отложению в отдельных впадинах меж-

горного типа молассоподобных толщ (серии Шамвай и Кавирондо в Африке и др.).

В итоге всех этих процессов к концу архея на месте древних ядер кратонов и, по крайней мере частично, в промежутке между ними возникла континентальная кора нормальной мощности. Однако она оказалась неустойчивой и уже в начале протерозоя подверглась дроблению и частичному «растаскиванию» с образованием нового поколения протоокеанов, на которых затем были заложены и новые протогеосинклинали. Между ними обособились относительно устойчивые глыбы — микроконтиненты или протоплатформы, где местами накапливался довольно мощный протоплатформенный чехол. Особенностью этого чехла по сравнению с более поздними и типичными платформенными чехлами является участие в составе отложений вулканитов толеитового характера и пород типа джеспилитов, а также заметный метаморфизм, доходящий близ разломов и гранитоидных интрузий до амфиболитовой фации. Довольно типичны окаймленные гранитогнейсовые купола — продукт ремобилизации основания.

Среди раннепротерозойских протогеосинклиналей различаются два типа. Протогеосинклинальные системы первого типа достаточно широкие — многие сотни километров в поперечнике, и протяженные — тысячи километров в длину. Их периферические зоны, граничащие с протоплатформами и подстилаемые архейской континентальной корой, являются близкими аналогами миогеосинклиналей и перикратонных опусканий континентальных окраин неогея (хороший пример — гуронская серия Канадского щита). Кроме обломочных, существенно кварцевых, и карбонатных, существенно доломитовых, осадков, среди отложений этих зон распространены тиллоиды и джеспилиты. Внутренние, эвгеосинклинальные зоны характеризуются широким распространением вулканитов спилито-диабазово-кератофирового типа, которые в сочетании с габбро и ультрамафитами образуют уже настоящие офиолитовые ассоциации (например, муйская серия Байкальской горной страны), а также джеспилитов. В случае развития офиолитовых комплексов имеются все основания предполагать заложение данного типа протогеосинклиналей на коре океанского типа, возникшей в результате развившихся процессов рифтообразования, раздвига эпиархейского протоконтинента и образования протоокеанов. В процессе своего развития эти протоокеаны испытывали частичную инверсию, связанную с возникновением на их основании островных дуг и вулкано-плутонических комплексов.

Раннепротерозойские протогеосинклинали второго типа представляют собой узкие (десятки или первые сотни километров) приразломные, обычно асимметричные глубокие троги, преобразованные в сложно построенные синклинории. Наиболее известные представители этого типа протогеосинклиналей, которые могут быть названы шовными,— Саксаганская на Украинском и Лабрадорская на Канадском щитах; они известны также в большом числе в пределах Алданского щита и Австралийского кратона. Примеры протогеосинклинальных систем первого типа — Байкальская в Азии и Бирримская в Западной Африке.

В отличие от протогеосинклиналей первого типа протогеосинклинали второго типа, вероятно, были заложены на структурах типа современного Красного моря, представляющих собой ранние стадии раскрытия океанов.

К раннему протерозою относится образование еще одного типа подвижных поясов, получившее более широкое распространение в среднем и позднем протерозое. Они сложены гранулитовыми толщами архея, но испытали более позднюю интенсивную ремобилизацию и общее поднятие, которому местами могло предшествовать небольшое опускание и накопление чехла. Очень характерны для такого рода поясов чарнокиты и анортозиты. Древнейшим представителем таких структур является Становой пояс в Сибири.

К концу раннего протерозоя (около 1,9—2,0 млрд. лет назад) многие из протоокеанов замкнулись и разделенные ими глыбы архейской континентальной коры вновь оказались спаянными. Площадь протоплатформ возросла; соответственно значительно более широкое распространение в среднем протерозое получили протоплатформенные чехлы, в составе которых появляются уже вполне типичные трапповые формации. Наряду с этим в средний протерозой переходит некоторое число протогеосинклиналей, заканчивающих в это время (2,0—1,7 млрд. лет назад) свое развитие.

К концу среднего протерозоя, к рубежу 1,7 млрд. лет, формирование фундамента древних платформ фактически заканчивается; многие участки этих платформ консолидируются еще раньше, 2,0 или даже 2,3—2,7 млрд. лет назад. Более древним фундаментом обладают кратоны лавразийской группы, в особенности Сибирский кратон, фундамент которого является практически целиком архейским. Существенно иначе обстоит дело с платформами гондванской группы, в составе фундамента которых установлено по крайней мере две генерации интракратонных геосинклиналей с возрастом 1,35—1,3 и 1,0—0,85 млрд. лет (кибариды и катангиды Африки и их аналоги). Сложены эти интрагеосинклинали почти исключительно карбонатно-терригенными (кварцито-сланцевыми) толщами осадков эпиконтинентального происхождения. Лишь в виде исключения наблюдаются зоны накопления вулканогенных формаций спилито-кератофирового типа (фарузий Хоггара) и отмечается появление ультрабазитов (система Атакора Ганы и Бенина, район Гойяс в Бразилии), свидетельствующие о раздвигах размером с Красное море или несколько более крупного масштаба.

Наряду с этими явлениями как на гондванских, так и на лавразийских платформах в позднем протерозое широко проявлялась активизация с образованием гранулитовых поясов. Это Мозамбикский пояс Африки, Восточно-Гатский Индостана, Восточно-Бразильский Южной Америки, Гренвильский Северной Америки, Южно-Скандинавский блок Балтийского щита и др. Активизация протекала на рубежах 1500, 1350, 1000, 850 млн. лет назад, а на гондванских платформах, которые 850 млн. лет назад были отделены от лавразийских Средиземноморским поясом Палеотетиса, и позднее, вплоть до 500 млн. лет назад (панафриканский орогенез, по Кеннеди). Очень характерна метаморфическая регенерация этих поясов с селективным плавлением низов гранитного слоя коры и образованием пегматитовых полей со специфической (Be, Li, Zr, Ti, U, Th и др.) минерализацией. Гранулитовым поясам было суждено играть значительную роль в последующем развитии континентальных масс Лавразии и Гондваны, ибо именно вдоль них в дальнейшем произошли рифтовые расколы и затем началось океанообразование.

Еще один тип процессов имел очень важное значение для становления древних платформ и для завершения их кратонизации. Это были процессы интенсивного корового магматизма с образованием обширных полей преимущественно кислых вулканитов, в том числе игнимбритов, а также крупных дифференцированных плутонов, состоящих из пород от габбро-норитов и габбро-анортозитов, а иногда и еще более основных, и до гранитов типа рапакиви и гранофировых гранитов. Граниты типа рапакиви нередко образуют и самостоятельные плутоны. На Восточно-Европейской платформе, где они наиболее широко распространены, они имеют возраст порядка 1,65 млрд. лет, что отвечает самому началу развития этой платформы. На Сибирской и Северо-Американской платформах кислые вулканиты залегают в грабенах (Улканский и другие в Сибири, Уичито в Северной Америке), но первоначально могли быть распространены и за их пределами, что для Северной Америки установлено бурением.

Проявление этого магматизма, несомненно, свидетельствует об интенсивном прогреве коры, частичном плавлении ее «гранитного», а местами и «ба-

зальтового» слоев, сопровождавшемся широко проявленным калиевым метасоматозом, затрагивающим практически всю верхнюю часть фундамента древних платформ. Эти процессы должны были вести к гранитизации верхней части коры и дегранитизации нижней ее части, усиливая их первичные контрасты и, возможно, способствуя появлению «вторичной» границы Конрада. Первично эта граница должна была отделять древнейшую океанскую кору от ее континентальной надстройки. Еще более существенно, что эти преобразования вели к гомогенизации, изотропизации и тем самым к окончательной консолидации фундамента кратонов.

Стадия кратонизации древних платформ непосредственно сменяется, а частично совпадает во времени с авлакогенной стадией их развития, знаменующейся рифтообразованием, т. е. заложением грабенов, которое сопровождается уже базальтовым вулканизмом. Такие авлакогены, именуемые ранними, в отличие от авлакогенов, возникавших периодически в эпохи активизации древних платформ в неогее, заполнены в основном отложениями рифея.

Авлакогенная (раннеавлакогенная) стадия вместе с предшествующей ей стадией кратонизации образуют юный этап в развитии платформ, нередко с известным основанием рассматриваемый как переходный от геосинклинальной предыстории к собственно платформенному этапу.

На Восточно-Европейской, Сибирской, Китайской, Австралийской и Индостанской платформах он начался уже в конце докембрия, в вендское время. На Северо-Американской платформе переходный этап начался в позднем кембрии, а на остальных гондванских материках в позднем ордовике. Поэтому не случайно, видимо, начало платформенных трансгрессий, обусловленное не столько погружением самих платформ, сколько повышением уровня океана, совпало с раскрытием Палеоатлантического, Палеоазиатского, Средиземноморского (Палеотетис), Тихого океанов и было обусловлено ростом срединно-океанских хребтов в их пределах.

Имеются серьезные основания предполагать, что существовало время, когда современные древние платформы составляли единый континентальный массив — Мегагею, по Штилле, или панплатформу, как ее назвали Пейве и Синицын почти одновременно с ним. Два основных доказательства в пользу этой точки зрения таковы. Во-первых, современные разломные ограничения древних платформ явно вторичны — они секут, иногда под прямым углом, простирания толщ, слагающих фундамент платформ, причем эти простирания находят свое продолжение по другую сторону ныне разделяющих платформы складчатых геосинклинальных поясов (например, на Восточно-Европейской и Африканской платформах). Во-вторых, в составе геосинклинальных поясов присутствуют многочисленные глыбы древней континентальной коры — срединные массивы, раннедокембрийский возраст которых либо доказан геологически или радиометрически (например, Индосинийский, Памиро-Нуристанский, Омолонский массивы), либо может предполагаться с достаточным основанием.

Но если Мегагея действительно существовала, то она подобно Пангее Вегенера могла занимать лишь одно полушарие Земли и ей должен был противостоять крупнейший океан. О способе образования Мегагеи и вообще о характере тектонического развития земной коры в раннем докембрии могут быть высказаны лишь некоторые предварительные соображения. Формирование мощной континентальной коры шло, вероятно, не только путем ее наращивания продуктами вулканизма с их метаморфизацией и гранитизацией, но и механическим путем — путем стягивания осадочных пород (их скучивания, по Пейве), свидетельством чего является повсеместная и интенсивная складчатая деформация, связанная с тангенциальным сжатием вещества. Процессы скучивания должны были перемежаться в пространстве и осо-

бенно во времени с процессами растяжения, раздвигания сиалических блоков, как это происходило и в неогее. Иначе говоря, в раннем докембрии мог действовать сходный геодинамический механизм, связанный с конвекционными течениями в мантии. Но имелись, видимо, и довольно существенные отличия, обязанные в первую очередь значительно более интенсивным движениям и высокому тепловому потоку. В связи с этим мощность литосферы была меньшей, а сама литосфера делилась на более мелкие плиты, обладавшие относительно меньшей жесткостью.

Принятие представления о Мегагее и противостоящем ей океане (Мегаталассе) означает, что уже в среднем, если не раннем докембрии, внешние твердые оболочки Земли должны были характеризоваться фундаментальной диссимметрией. Расположение континентального и океанского полушарий относительно оси вращения Земли не оставалось неизменным, происходила их закономерная и циклическая миграция во времени, приведшая в конечном счете к современной картине (Зоненшайн, Городницкий, 1977; Городницкий и др., 1978).

Неоднократные и циклические перестройки глобального плана расположения континентов и океанов в истории Земли естественнее всего связывать с циклическими перестройками структур конвективных течений в ее мантии (см. гл. IV, § 5).

Выше уже отмечалось, что фундамент древних платформ сложился в основном к рубежу 1,7 млрд. лет, т. е. к началу среднего протерозоя. В это время, а также в позднем протерозое на Земле, по-видимому, существовал единый крупный массив континентальной коры — Мегагея. К концу среднего протерозоя, в готскую эпоху начался распад Мегагеи на отдельные платформы и более мелкие срединные массивы, разделявшиеся океанско-геосинклинальными поясами неогея. Одновременно подошел к завершению процесс переработки фундамента кратонов и развития интракратонных геосинклиналей. Таким образом, наступил собственно платформенный этап эволюции кратонов, главнейшие особенности которого будут охарактеризованы ниже.

В конце докембрия — начале палеозоя происходила трансгрессия моря и значительные части древних платформ оказались ниже уровня океана, став местом отложения осадочного чехла. Крупнейшие морские трансгрессии, особенно раннепалеозойские, не пощадили и кристаллические щиты, как об этом можно судить на примерах Балтийского щита в кембрии — силуре, Алданского в кембрии, Канадского в ордовике — девоне и т. п. В связи с низким рельефом платформ и их выровненностью в результате длительного предпалеозойского размыва для развития даже наиболее крупных трансгрессий, например ордовикской или меловой, было достаточно повышения уровня Мирового океана на несколько сотен метров. Такое повышение могло возникнуть благодаря изменениям объемов срединно-океанских хребтов (см. гл. VII, § 3). Глобальный характер трансгрессий подтверждается их квазисинхронностью на различных континентальных платформах (Ронов и др., 1976) (отклонения от общего ритма могут быть объяснены региональными особенностями развития отдельных платформ). Главнейшие импульсы трансгрессий и регрессий являются общими для платформ и геосинклинальных поясов (по крайней мере миогеосинклиналей, отвечающих древним континентальным окраинам). Чередование трансгрессий и регрессий носит циклический характер, причем также наблюдается ее общее соответствие с цикличностью, наблюдаемой в геосинклинальных поясах и выражающейся в последовательном заложении, замыкании и деформации геосинклинальных систем. Так, в фанерозойском развитии Восточно-Европейской и Сибирской платформ, в разрезе их осадочного чехла отчетливо зафиксированы каледонский (венд—ранний девон), герцинский (средний девон—триас), раннеальпий-

ский или киммерийский (юра—мел) циклы. Разрез Северо-Американской и Африканской (Сахарская плита) платформ отражает проявление каледоно-герцинского и киммерийско-альпийского циклов. Кроме этой крупной цикличности, в чехле всех платформ установлена периодичность более высокого порядка продолжительностью 30—40 млн. лет, что соответствует отдельным стадиям развития смежных геосинклинальных систем. Максимумы затопления платформ наступают не в период максимального расширения геосинклинальных бассейнов, а после смены растяжения сжатием, а максимумы осушения платформ приходятся на позднеорогенную и посторогенную стадии и совпадают с заложением новых геосинклинальных систем. Впрочем, конкретные соотношения погружений и поднятий континентальных окраин и смежных геосинклинальных поясов зависели от типа окраин. В случае пассивных окраин, к которым относилась преобладающая часть древних платформ, трансгрессии распространялись особенно далеко в пределы последних и развивались достаточно длительно. Активные окраины довольно быстро втягивались в интенсивное поднятие, сопровождавшееся магматической деятельностью.

Если чередование трансгрессий и регрессий и общая смена формаций на платформах были связаны с развитием рифтовых систем срединно-океанских хребтов и смежных геосинклинальных бассейнов, то этого нельзя априори утверждать относительно изменения мощностей отложений и латеральных изменений их состава внутри формаций (субформации, градации, фации). Мощности отложений чехла варьируют от десятков и первых сотен метров на щитах до многих сотен метров, иногда более тысячи метров в антеклизах платформ, до 3—5 км в синеклизах и 10—12 км в авлакогенах и зонах перикратонных опусканий. Таким образом, суммарная мощность отложений на платформах в общем мало уступает наблюдаемой в геосинклиналях с двумя, однако, существенными отличиями: 1) в геосинклиналях подобная и даже большая мощность накапливается обычно в течение одного тектонического цикла, т. е. за 150—200 млн. лет, на платформах — в течение нескольких циклов, т. е. за 500—600 млн. лет; 2) градиенты изменения мощностей на платформах, учитывая размеры платформенных структур и их квазиизометричность, значительно, обычно на порядок, уступают градиентам, характерным для геосинклиналей.

Тот факт, впервые отмеченный Белоусовым, что общие закономерности распределения мощностей платформенных осадков не зависят от их фациальной природы, показывает, что определяющим фактором является размер тектонического погружения (выявленные позднее исключения из этого правила довольно редки и не меняют существа дела). Зонами максимальных погружений являются перикратонные опускания и интракратонные впадины — авлакогены и синеклизы. При этом синеклизы, как установил Шатский, обычно наследуют авлакогены и как бы надстраивают их кверху. Например, вытянутые, овальных очертаний синеклизы типа Украинской подстилаются одиночными авлакогенами, расположенными под их осевой частью, а округлые или неправильных очертаний синеклизы типа Московской образуются над ветвящимися или пересекающимися авлакогенами.

Первое поколение авлакогенов заложилось почти в самом начале истории развития континентальных платформ. Образование более молодых авлакогенов, неотектонических аналогов континентальных рифтов, периодически возобновлялось в конце каждого очередного—начале следующего тектонического цикла. Как показывают примеры Днепровско-Донецкого и Кировско-Кажимского авлакогенов Восточно-Европейской платформы и авлакогена Вичита Северо-Американской платформы, авлакогены могли восстанавливаться по старым швам на прежнем месте через сотни миллионов лет (рифей и девон в двух первых примерах, кембрий и карбон — в третьем).

С рубежами между циклами обычно совпадает общее оживление магматической деятельности на платформах. Так, на гондванских (кроме Австралийской) и Сибирской платформах платформенный магматизм достаточно обилен и разнообразен, а в периоды образования трапповых формаций он достигает огромных масштабов. Широко проявлен также щелочно-базальтовый (трахибазальтовый), преимущественно эффузивный магматизм, как правило, сопутствующий заложению авлакогенов, в то время как с трапповым магматизмом сопряжено формирование особого типа синеклиз, представляющих громадные вулкано-тектонические структуры проседания (амфиклизы, по Муратову). Особый интерес представляют тоже очень широко распространенные кольцевые плутоны щелочных — ультраосновных пород, включая карбонатитовые, в общем более характерные для щитов и антеклиз, чем для синеклиз, а также кимберлитовые трубки.

Обычно причиной складчатых деформаций платформенного чехла являются вертикальные подвижки фундамента. Реже имеются свидетельства горизонтальных, сдвиговых подвижек; последние наиболее уверенно устанавливаются по смещению в плане разломов, ограничивающих авлакоген. В целом же мелкоблоковые деформации фундамента должны рассматриваться на фоне более крупномасштабных деформаций.

2. ПРОЦЕССЫ НАРАЩИВАНИЯ И ДРОБЛЕНИЯ ПЛАТФОРМ

Размеры и конфигурация континентальных платформ не оставались неизменными во времени; их изменения не укладываются в простую фиксистскую модель разрастания континентальной коры за счет океанской или, наоборот, сокращения континентальной коры в результате океанизации. Изменения конфигураций и размеров материков представляются несравненно более сложными, так как они являются результатом противоборства противоположных тенденций — наращивания и дробления континентов.

На этапе развития континентальных платформ в неогее, включающем поздний протерозой, начиная примерно с 1350 млн. лет назад (со среднего рифея), и ранний палеозой до среднего ордовика включительно (~ 450 млн. лет назад), преобладали процессы дробления континентальной коры и распада Мегагеи, сформированной в течение среднего протерозоя. В это время произошло заложение основных геосинклинальных поясов неогея — Урало-Охотского (Урало-Монгольского), Северо-Атлантического с продолжением через современный Мексикано-Карибский регион в южную часть Тихого океана, собственно Тихоокеанского (Северо-Тихоокеанского) и Средиземноморского. Процесс расширения океанов не был, однако, строго однонаправленным и прерывался проявлением обратной тенденции — наращивания континентальной коры по периферии древних платформ. В геологической летописи фиксируется несколько эпох такого наращивания, получивших название гренвильской (~ 1000 млн. лет назад), раннебайкальской (делийской,~ 850 млн. лет назад), байкальской (~ 680—620 млн. лет назад), позднебайкальской или салаирской (540—500 млн. лет назад). Из них в тектонической истории Земли основное значение имели две последние эпохи. Однако полная консолидация была достигнута лишь на сравнительно ограниченных площадях — это Тимано-Печорская плита в северо-восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы, Среднеевропейская и Мизийская плиты в ее юго-западном обрамлении, полоса полуостров Ямал — Енисейский кряж—Патомское нагорье в западном и южном обрамлениях Сибирской платформы, Патагонская плита на юге Южной Америки, Трансантарктическая система и прилежащая часть Западной Антарктиды, система Аделаиды в Австралии. Однако значительная часть перечисленных регионов представляла собой миогеосинклинали и возникла на более древней, раннедокемб-

рийской континентальной коре, поэтому увеличение площади континентов было в общем очень небольшим. Тем более трудно говорить об аккреции в случае интракратонных рифейских геосинклиналей Южной Америки и Африки, поскольку их развитие вообще не сопровождалось сколько-нибудь значительным разрастанием континентальной коры. Здесь речь может идти лишь о восстановлении ее сплошности. В пределах же эвгеосинклинальных зон первого поколения геосинклиналей в отдельные из перечисленных эпох неогея большие площади были охвачены складчатостью, региональным метаморфизмом и гранитизацией, не приведшими, однако, к формированию вполне зрелой и консолидированной коры; здесь возникла лишь кора субконтинентального типа.

На протяжении следующего этапа, с позднего ордовика (~ 450 млн. лет назад) и примерно до середины триаса (~200 млн. лет назад), преобладало наращивание континентальной коры. Основными вехами в этом процессе были таконская (раннекаледонская, ~ 450 млн. лет назад), каледонская (~ 400 млн. лет назад), акадская (~380 млн. лет назад), оретонская (~350 млн. лет назад), судетская (~ 330 млн. лет назад) и астурийская (300 млн. лет назад) эпохи, каждая из которых сопровождалась интенсивным гранитообразованием. В итоге значительная часть геосинклинальных поясов неогея полностью замкнулась, превратившись в орогены и затем молодые платформы. Это относится к Северо-Атлантическому поясу, большей части Урало-Охотского, западной части Средиземноморского (Палеотетис) и к ряду участков Тихоокеанского поясов. Таким образом возникли Западно-Европейская и Центрально-Европейская (Скифская), Туранская, Западно-Сибирская, Дунбэйская, Примексиканско-Приатлантическая, Восточно-Австралийская плиты, существенно нарастившие древние платформы, спаявшие северные из них в единый Лавразийский суперконтинент и объединившие этот суперконтинент в позднем палеозое с Гондванским в Пангею Вегенера.

Новый этап дробления континентальной коры и распада Пангеи начался в конце триаса, хотя первые его провозвестники относятся к более раннему времени, начиная с поздней перми. Известно, что этот этап привел к раскрытию Атлантического, Индийского, Южного и Северного Ледовитого океанов, к обновлению Тихого океана и к восстановлению Средиземноморского пояса, связанного, как и до позднего палеозоя, с Атлантикой. Тихий океан и непосредственно открывавшиеся в него восточные части Тетиса и Урало-Охотского пояса не испытали замыкания в конце палеозоя — начале мезозоя и, напротив, были в это время областью активного геосинклинального процесса. На севере Атлантический океан раскрылся в общем в том же направлении, что и раннепалеозойский Палеоатлантический океан, на юге следовал простиранию позднепротерозойских интракратонных геосинклиналей. Рифты, родоначальные для современного Индийского океана, были приурочены к протерозойским гранулитовым поясам. Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана обнаруживает определенное тяготение к Арктическому поясу палеозоид Аляски—Гренландии, и лишь Евразийский бассейн того же океана дискордантен по отношению к обрамляющим его структурам.

Несмотря на то что мезозой и кайнозой являлись в целом временем интенсивного океанообразования, на периферии Тихого океана и в пределах Тетиса в эти эры произошло некоторое наращивание континентов. Однако зрелой континентальной коры при этом почти нигде не образовалось; участки зрелой континентальной коры в пределах мезозойских и кайнозойских складчатых систем, как правило, отвечают глыбам более древней, обычно докембрийской консолидированной коры, находившимся в виде срединных массивов или более мелких блоков внутри киммерийско-альпийских поясов. Мощность коры за пределами таких глыб обычно не превышает 25—30 км, степень метаморфизма не выше зеленосланцевой, редко амбифолитовой

фации, гранитоиды редки и обычно представлены тоналитами, кварцевыми диоритами, а нормальные, калиевые граниты появляются лишь там, где была более древняя континентальная кора, например в Верхояно-Колымской системе. Киммериды, не говоря уже об альпидах, обычно сохраняют высокую подвижность до наших дней и не превратились в молодые платформы. Некоторое исключение составляют лишь районы Северо-Востока СССР — арктическое побережье и шельф Охотоморской мелководной акватории, но и здесь существование древнего сиалического фундамента или доказано, или вероятно.

3. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ, ПРИРОДА АВЛАКОГЕНОВ

Существование постепенного перехода между континентальными и океанскими рифтами, так хорошо выраженного в районе Красного моря—Афара—Аденского залива, показывает, что такие структуры тесно связаны. Однако далеко не все континентальные рифты затем развиваются в океанские; значительно большая их часть отмирает, превращаясь либо в синеклизы, либо в интракратонные складчатые зоны типа Куяво-Поморской в Польше, Угарты или Бенуэ в Африке. Древними аналогами неоген-четвертичных рифтов являются авлакогены, выделенные в особый класс платформенных структур Шатским и обнаруженные практически на всех платформах.

Рифты и соответственно авлакогены могут быть определены как глубинные раздвиги планетарного масштаба, выраженные простыми или сложными грабенами. Кора в их осевой части обычно обнаруживает заметное утонение, а поверхность Мохоровичича оказывается приподнятой, причем граничные скорости на этой поверхности часто указывают на разуплотнение верхней мантии. Характерны проявления щелочно-базальтового вулканизма, а также кольцевые щелочные — ультраосновные интрузии в плечах рифта. Мощность осадков измеряется километрами, а в авлакогенах может достигать 10—12 км. Для этих структур очень характерны эвапориты, а также глинисто-мергелистые осадки повышенной битуминозности, а по краям цепочки рифов. Для образования всех этих типов формаций узкие, часто полузамкнутые, с большим перепадом глубин рифтовые бассейны оказывались особенно благоприятными.

В расположении рифтовых систем намечаются совершенно определенные закономерности. Большая их часть тяготеет к краям платформ и простирается параллельно им. Так, Западно-Европейская рифтовая система протягивается от Северного моря к Средиземному в общем параллельно краю Атлантического океана, рифтовая система Восточного Китая — параллельно краю Тихого океана, триасовая рифтовая система Аппалачей предшествует раскрытию Северной Атлантики в том же направлении, Восточно-Русская зона рифейских и девонских авлакогенов обрамляет уральский край Восточно-Европейской платформы, а Припятско-Донецкая — ее южный край. Поскольку ограничения платформы являются полигональными и, следовательно, имеют различные простирания, параллельные им авлакогены могут пересекаться, особенно на выступающих углах платформ. Такое пересечение наблюдается, вероятно, в основании Прикаспийской синеклизы.

Особый интерес представляют входящие углы платформ, обратившие на себя внимание еще Шатского тем, что вдоль биссектрисы этих углов в глубь платформ обычно протягиваются авлакогены. Классическими примерами таких структур могут служить грабены Бенуэ в Гвинейском углу Африканской платформы, Вилюйской синеклизы в одноименном углу Сибирской платформы, Вичита в Техасском углу Северо-Американской платформы. Барк и Дьюи (Burk, Dewey, 1973) показали, что подобные соотношения характерны для участков бывших тройных сочленений континен-

тальных рифтов, когда вдоль двух ветвей происходит раздвиг с образованием океанского пространства, а промежуточная ветвь отмирает в виде авлакогена. К таким тройным сочленениям нередко приурочены крупные центры магматической деятельности, так называемые «горячие точки», например вулканы треугольника Афар в Восточной Африке, гигантский стратовулкан Камерун в Гвинейском углу Африканской платформы.

Континентальные рифты в большинстве случаев отмирают еще в континентальной обстановке. Тепловой поток снижается, а рифтовая структура как бы расплывается, перерождаясь в более обширную и плоскую впадину типа синеклизы. В других случаях развитие рифтов заканчивается их инверсией и превращением в интракратонные складчатые зоны. Объясняется это, по-видимому, тем, что благодаря изменению структуры конвективных течений в мантии данный рифт с течением времени оказывается в поле действия достаточно интенсивных сжимающих напряжений. Так, ряд звеньев Западно-Европейской рифтовой системы, а также Куявско-Поморский авлакоген на границе с древней Восточно-Европейской платформой претерпели инверсию и испытали складчатые деформации на рубеже мела и палеогена под влиянием импульсов сжатия со стороны Альпийско-Карпатского орогена.

4. О ПРИРОДЕ ТЕКТОГЕНЕЗА НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛАТФОРМАХ

В литературе давно обсуждается вопрос о том, какие процессы определяют тектоническое развитие платформ — внутренние, т. е. происходящие в мантии непосредственно в основании платформ, или внешние, исходящие из смежных геосинклинальных поясов и океанских бассейнов. Относительная жесткость и устойчивость платформ, повышенная мощность их литосферы, слабая выраженность астеносферы, низкие тепловые потоки и, наоборот, высокая подвижность геосинклинальных поясов подсказывают, что ведущее значение должно принадлежать влиянию периферических воздействий. Вместе с тем, как мы увидим ниже, во многих отношениях было бы правильнее говорить о взаимодействии геосинклиналей и океанских плит с платформами.

Начнем с того, что контуры континентальных платформ неогея, являющихся как бы осколками среднедокембрийской Мегагеи, определяются краевыми разломами геосинклиналей, возникших в позднем докембрии и расположенных по краям океанов. Однако положение этих разломов было во многом предопределено особенностями внутреннего строения фундамента самой Мегагеи; ранее (см. § 1) уже говорилось об особой роли в этом отношении гранулитовых поясов. В дальнейшей истории платформ наступление и распространение морских трансгрессий было связано с вытеснением воды из океанских бассейнов в процессе спрединга океанского дна, что и привело к накоплению осадочного чехла на значительной части площади платформ. Вместе с тем платформенное осадконакопление, особенно в отношении мощности, контролировалось крупными поднятиями и погружениями фундамента, причем погружения могли быть либо в форме авлакогенов (грабенов, рифтов), либо в виде синеклиз, обычно приуроченных к тем же местам, что и авлакогены. План распределения этих ведущих платформенных структур обнаруживает явную подчиненность простиранию ближайших краевых швов платформы и граничащих с ней океанов и геосинклинальных поясов. Непосредственно к океану примыкает либо перикратонное опускание (пассивная окраина), либо краевое поднятие (активная окраина). Характером окраин в дальнейшем определяется и заложение передовых (краевых) прогибов (последние свойственны лишь пассивным

окраинам). Отмечено, что по мере удаления от края континента ширина волновых поднятий и опусканий увеличивается, а их амплитуда уменьшается. Все это показывает, что крупные волновые деформации литосферы в пределах платформ не являются автономными, вызванными какими-то глубинными процессами в недрах самой платформы, а возникают за счет тангенциальных сжимающих напряжений, исходящих от смежных океанских плит и геосинклинальных поясов. Это особенно наглядно видно на примере континентальных глыб Африки, Южной Америки, Индостана с их мощными краевыми поднятиями: эпиплатформенными горными сооружениями и простирающимися в центральных частях континента депрессиями. Таким образом, платформенный эпейрогенез представляет собой ослабленное проявление орогенеза, как и считал Штилле.

При тектонических движениях края платформ испытывают деформации двух принципиально отличных типов. Один тип деформаций развивается на границе с активными орогенами и выражается в общем их надвиге на платформу с образованием сложной чешуйчато-покровной структуры в осадочном чехле, обычно сорванном с погружающегося под ороген кристаллического фундамента. По другую сторону растущего складчатого горного сооружения может происходить настоящая, глубинная субдукция андийского типа. Именно такая картина характерна для новейшего этапа развития Кордильер Южной Америки, под которые с запада пододвигается океанская плита Тихого океана, а с востока — континентальная плита Южно-Американской платформы.

В то время как вдоль одного своего края платформа пододвигается под ороген, на противоположном ее краю может происходить другой тип деформаций: раскрытие или расширение океанского бассейна, как это отметил Пейве еще задолго до появления теории тектоники плит и как это ныне подтверждается данными палеомагнитных исследований. Таким образом, и в этом случае ведущая роль остается за процессами, протекающими в океанах и геосинклинальных поясах. Кроме того, как уже отмечалось, пододвигание платформы под ороген может являться лишь кажущимся, относительным, связанным с более глубоким поддвигом океанской плиты под ороген и платформу, вместе взятые,— поддвигом, идущим с противоположной стороны орогена, вдоль зоны Заварицкого—Беньофа.

Этот поддвиг и сопряженный с ним прогрев висячего крыла зоны Заварицкого—Беньофа и зарождение в нем вторичных, более поверхностных конвекционных течений в верхней мантии служат причиной коробления литосферы на значительном расстоянии от края океана. Процесс этот может привести к проявлению магматической деятельности как в пределах только что сформированного орогена, так и в тылу последнего, например в более древних орогенах или в периферических частях древних платформ, как это наблюдается в Южной Сибири. Ширина затронутой такой активизацией зоны может достигать 2000 км, что наблюдается для позднего мезозоя в Восточной Азии, а также для позднего кайнозоя в Центральной Азии (поддвиг Индостана под остальную часть Азии). Ширина области активизации определяется, по-видимому, углом наклона и глубиной зоны Заварицкого—Беньофа: чем положе эта зона, тем дальше в глубь платформы проявляется ее активизация (о причинах возникновения такой активизации в тылу зон поддвига плит см. гл. V, § 8).

Переходя к рассмотрению особенностей платформенного магматизма, следует объяснить закономерную смену во времени траппового магматизма щелочно-базальтовым, а затем щелочно-ультраосновным, включая кимберлитовый. Массовые излияния платобазальтов и становление комагматичных им дифференцированных плутонов отвечают, очевидно, времени наибольшей активности процессов дробления континентальных плит и,

как следствие этого, времени максимального увеличения теплового потока.

Щелочно-базальтовый магматизм, как правило, имеет не ареальное, а более локализованное проявление. Он надстраивает траппы вдоль крупных разломов внутри и по периферии трапповых синеклиз. Щелочно-ультраосновные интрузии приурочены не к синеклизам, а к разломам в пределах склонов обрамляющих их антеклиз и щитов. Они либо синхронны с временем развития щелочно-базальтовой формации, либо несколько запаздывают. Вместе с последней они зарождаются в мантии, на больших глубинах, так как мощность литосферы под континентальными платформами достигает 200—300 км. Еще более глубинное происхождение, судя по включениям, имеют кимберлиты, которые поэтому могут возникать лишь на очень мощных континентальных плитах, превышающих по толщине 200 км.

Предельным проявлением магматической активизации служит образование плутонов гранитоидов (от монцонитов до нормальных и щелочных гранитов), свидетельствующее о частичном плавлении коры, которое, по-видимому, возникает при внедрении в ее нижние этажи горячих базальтовых магм. Гранитоидный и базальтоидный магматизм областей активизации обычно являются взаимоисключающими. Гранитоидный магматизм отвечает более высокой стадии активизации, чем базальтоидный, и может сменяться им как во времени, так и в пространстве (с удалением от источника активизации — зоны поддвига плит).

Существенную роль в продвижении фронта тектоно-магматической активизации в глубь платформ играют поперечные к краевым швам разломы, нередко представляющие материковое продолжение трансформных разломов океанов. При деформации плит вдоль таких ослабленных зон могут происходить дифференциальные подвижки блоков, способствующие проявлению магматизма на значительном удалении от геосинклиналей и океанов. Это достаточно отчетливо выражено в позднем мезозое и кайнозое на периферии как Тихоокеанского пояса (Восточные Скалистые горы, Восточная Монголия), так и Средиземноморского пояса (район Минеральных Вод на Северном Кавказе, западная периферия Альп).

Активизация пассивных окраин, например новейший магматизм Восточно-Африканской рифтовой зоны и других окраин атлантического типа, можно объяснить развитием в этих регионах рифтогенных условий. В этой связи следует обратить внимание на тот факт, что максимальное проявление магматизма на пассивных окраинах гондванских и лавразийских континентальных платформ приходится на эпоху раскола вегенеровской Пангеи и раскрытия Атлантического, Индийского и Арктического океанов, когда океанские рифты были еще узкими.

Следовательно, тектоно-магматическая активность континентальных платформ, достаточно разнообразная по формам своего проявления, обнаруживает явную зависимость от еще более напряженной эндогенной деятельности смежных океанских плит и геосинклинальных поясов. Общая же картина тектонического развития континентальных платформ вполне укладывается в рамки современной теории тектоники литосферных плит, хотя многие и притом существенные ее стороны еще нуждаются в дальнейшей разработке.

Глава X

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

1. ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИЦ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Современный рисунок границ литосферных плит не отличается какой-то явной геометрической правильностью, однако некоторые закономерности очевидны. Одна из них состоит в том, что подавляющее большинство границ ориентировано субмеридионально, однако, граница, отвечающая Альпийско-Гималайскому поясу, протягивается в широтном направлении. Границы плит как бы расходятся от одного полюса и сходятся у другого.

В настоящее время континенты сильно разобщены и преобладающая их часть сконцентрирована в северном полушарии. Вместе с тем вырисовываются и два других полушария, разделенных меридианами: в одном из них располагаются преимущественно континенты, а другое занято в основном Тихим океаном. Следовательно, Земля обладает заметной асимметрией как в широтном, так и в долготном направлениях. В какой-то мере в соответствии с этим располагаются и границы плит. В «континентальном» полушарии протягивается серия границ наращивания плит, вдоль которых были сформированы молодые океаны Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый. Активность раздвижения плит этих океанов в конечном счете обусловила закрытие мезозойского океана Тетис и образование Альпийско-Гималайского складчатого пояса. В «океанском» полушарии, в Тихом океане, многим границам наращивания «континентального» полушария противостоит единая, но значительно более мощная система спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия и его частично скрытого под Северной Америкой продолжения в виде хребтов Горда и Хуан-де-Фука. Эти две главные системы границ наращивания отделяются системой границ поглощения, протянувшейся по обрамлению Тихого океана. Эта система не является единой: западная ее часть — от Алеутских островов до дуги Тонга—Кермадек — представлена островными дугами, а восточная — активными континентальными окраинами, отмечающими надвиг континентов Центральной и Южной Америки на Тихий океан. Восточная ветвь нарушена в двух местах появлением островных дуг (Антильской и Скоша), выдвинутых далеко на восток, в сторону Срединно-Атлантического хребта. Зоны Заварицкого—Беньофа наклонены под ними на запад, т. е. в сторону, противоположную наклону этих зон под Андами. Цепь границ поглощения разрывается только в своей крайней южной части, примыкающей к Антарктиде, по окраине которой зона поглощения отсутствует.

Данные о большой древности Тихого океана (именно океана как впадины, но не его ложа) позволяют считать, что эта область существовала уже в палеозое. Область расколов позднепалеозойской Пангеи более молода и возникла только в мезозое. Западная ветвь циркумтихоокеанской системы поглощения, безусловно, коррелятивно связана с тихоокеанским центром спрединга, а восточная ветвь несет на себе черты определяющего влияния движения Северной и Южной Америки на запад под влиянием раскрытия молодых океанов.

Подобное, в общем, закономерное распределение границ литосферных плит на поверхность Земли должно отражать характер конвективных движений в ее внутренних частях. Распределение границ плит в основных чертах подтверждает концепцию Сорохтина (1974а) о двуячеистой системе современных конвективных движений, двум восходящим ветвям которой отвечают два центра наращивания плит, а нисходящим ветвям — границы поглощения плит по обрамлению Тихого океана.

2. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КАРТА ЗЕМЛИ

В самых общих чертах конфигурация литосферных плит на земной поверхности довольно ясна, хотя в целом ряде весьма существенных деталей, как увидим ниже, остается еще много неизвестного. Геометрия границ литосферных плит и основные связанные с ними структурные элементы хорошо видны на схематической геодинамической карте Земли (рис. 1, вклейка).

Эта геодинамическая карта представляет собой не только дальнейшее развитие геодинамических схем, опубликованных Ле Пишоном (Le Pichon, 1968), Морганом (Morgan, 1968) и Изаксом и др. (Isacks et al., 1968), но она еще принципиально по-новому освещает тектоническое строение всей Земли в целом и отдельных крупных регионов, включая материки и океаны. Самое коренное отличие состоит в том, что на тектонических картах изображается обычно как бы статическая, застывшая картина тектонических структур, являющихся уже конечным продуктом действия различных процессов, тогда как геодинамическая карта призвана прежде всего отразить существо этих процессов, представить их взаимодействие в прошлом и в настоящем и наметить перспективы эволюции структур земной коры.

Принципы составления геодинамической карты основаны на представлениях тектоники литосферных плит. На карте обособлены современные тектонически активные зоны, связанные с разными типами границ литосферных плит, и тектонически пассивные области, относящиеся к внутренним частям литосферных плит. Кроме современных границ литосферных плит, на карте показано положение фанерозойских границ плит в пределах современных континентов (и, конечно, в современных координатах).

Границы литосферных плит разделены на карте на две большие главные группы: наращивания и поглощения. Кроме того, в качестве самостоятельной, хотя и подчиненной по значению категории, рассматриваются границы скольжения.

На границах наращивания происходит расхождение литосферных плит, там господствуют условия растяжения. Они разделены на две категории: на системы внутриокеанских зон спрединга и внутриконтинентальные рифтовые зоны.

Внутриокеанские зоны спрединга включают осевые зоны срединно-океанских хребтов и пересекающие их трансформные разломы. Эти зоны достаточно разнообразны. В межконтинентальных океанах — Атлантическом, Индийском, Северном Ледовитом — они сопровождаются осевыми рифтовыми долинами, тогда как в Тихом океане подобные рифтовые долины выражены слабо. Обычно это обстоятельство связывают с тем, что срединные хребты в первом случае характеризуются малой скоростью спрединга (2—3 см/год), тогда как в Тихом океане (Восточно-Тихоокеанское поднятие) скорость спрединга велика (6—8 см/год).

В ряде мест, например в Норвежском море к северу от Исландии, установлены крайне любопытные явления перескакивания осей спрединга из одного положения в другое. Такого рода отмершие оси спрединга показаны на карте специальным условным знаком. Они, безусловно, есть и в других местах, в частности в северной части Тихого океана, где на рубеже между

пятой и шестой магнитными аномалиями произошло перемещение оси спрединга в восточном направлении. В качестве таких же отмерших зон спрединга показана осевая зона магнитных аномалий в Тасмановом море, действовавшая в самом конце мелового периода. Осевая зона Срединно-Атлантического хребта сопровождается рядом погруженных плато: Исландским, Азорским, Святой Елены и другими. Исландское плато имеет безусловно вулканическое происхождение. Оно обладает резко утолщенной базальтовой подложкой, сливающейся с астеносферой. Его образование до сих пор еще не получило удовлетворительного объяснения. Наиболее предпочтительны те построения, которые связывают возникновение этого плато с дополнительными широкими раскрытиями литосферы в районах тройных сочленений. Происхождение других плато менее ясно, очень мало известно и об их строении, поэтому они обособлены на карте без дополнительной интерпретации.

Внутриконтинентальные рифтовые зоны в основном входят в мировую систему рифтов. Наиболее типичны в этом отношении Восточно-Африканские рифты, изученные местами с большой детальностью. Здесь прекрасно видно, что внутриконтинентальные рифты непосредственно продолжают рифт Срединно-Индийского хребта, причем удается наметить постепенные переходы от почти нераскрывшихся рифтов (рифт Кении) к слабо раскрывшимся (Эфиопский рифт) и сильно раскрывшимся (Красное море) и наконец через Аденский залив к рифту Срединно-Индийского хребта. Такого рода внутриконтинентальные рифты, непосредственно продолжающие океанские рифты в глубь континента и отвечающие первичному расколу материков, выделены в особую категорию. Можно думать, что именно подобные рифтовые зоны возникали в мезозое при расколе континентов. Во многом отличную группу составляют рифтогенные структуры провинции Бассейнов и Хребтов на Западе США. Эти структуры находятся на продолжении Калифорнийского залива, в который, как известно, проходит ось спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия. В вершине Калифорнийского залива эта ось сменяется, с одной стороны, трансформным разломом Сан-Андреас, а с другой — ориентированной преимущественно в северо-восточном направлении системой грабенов и горстов провинции Бассейнов и Хребтов. Эти рифтогенные структуры, как и Восточно-Африканские, находятся на продолжении оси спрединга срединно-океанского хребта, однако, здесь они не сконцентрированы в узкой линейной зоне, а рассредоточены на обширной площади шириной 800—1000 км. В настоящее время накопилось уже много данных о том, что рифтообразование в провинции Бассейнов и Хребтов не является первичным, а скорее, представляет собой, так сказать, наведенный процесс, обусловленный тем, что Северо-Американский континент при своем движении на запад пересекся осью спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Кроме этих двух крупных рифтовых систем, есть и более мелкие рифты, которые непосредственно не вливаются в мировую рифтовую систему. Это такие рифты, как Байкальский и Рейнский. Их появление связано, скорее всего, с подвижками внутри континентов, вызванными глобальными перемещениями плит. Так, образование Байкальского рифта можно увязать с расколом Азиатского континента при его столкновении с Индией (Molnar, Tapponnier, 1975). Рейнский грабен, очевидно, возник при сближении Европы с Африкой за счет расклинивающего давления Альпийской дуги на Западно-Европейскую плиту. На это, в частности, указывает и ориентировка Рейнского грабена, идущего под крутым углом к поясу столкновения. На карте выделены также отмершие рифты. К их числу относятся, например, раннемезозойские, преимущественно триасовые грабен-рифты, такие, как скрытые под чехлом Западно-Сибирской низменности, грабены восточной

окраины Северной Америки (Ньюаркский и др.), грабены, обнаруженные в ложе Северного и Норвежского морей (Викинга и др.). Эти грабены, как справедливо полагают многие исследователи, являются остатками рифтовых систем, которые обусловили раскалывание континентов и образование современных океанов, в частности Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана. Они тем самым являются указателями времени первичного образования этих океанов.

Границы поглощения плит отвечают тем тектонически активным зонам, где происходит сближение литосферных плит и где либо одна из плит пододвигается под другую, либо плиты сталкиваются друг с другом, сильно деформируясь по краям. Геодинамические условия здесь прямо противоположны тем, которые существуют вдоль границ наращивания плит: здесь происходит коренная переработка плит и их погружение в мантию в общей обстановке интенсивного сжатия. Именно в этих зонах происходит формирование континентальной коры и создание наиболее величественных форм земной поверхности: вулканических поясов и горно-складчатых сооружений. Границы поглощения плит разнообразны, но их объединяет наличие глубинных сейсмофокальных зон, или зон Заварицкого—Беньофа. На карте выделены системы островных дуг, активные континентальные окраины (андийского и калифорнийского типов) и зоны столкновения континентов.

Системы островных дуг являются наиболее типичным представителем структурных элементов, связанных с границами поглощения литосферных плит. Обычным для них является следующий латеральный ряд структур (от океана к континенту): глубоководный желоб, осадочная терраса (невулканическая, фронтальная дуга) между желобом и вулканической дугой, вулканическая дуга и серия тыловых структур, располагающихся за дугой и включающих междуговые прогибы и глубоководные котловины окраинных морей. Перед желобами в большей или меньшей степени развиты краевые валы. Все эти структуры показаны на карте, причем упомянутые выше тыловые структурные элементы выделены в особую категорию в связи с неясностью их происхождения. Все островные вулканические дуги контролируются зонами Заварицкого—Беньофа, которые в подавляющем большинстве погружаются довольно круто, обычно под углами более 45°, а местами залегают почти вертикально (как под Марианской дугой). Очевидно, при более детальном исследовании островных дуг будут выявлены многие специфические особенности, свойственные конкретным их группам, например выдвинутым в океан или приближенным к континентам, залегающим на океаническом ложе или формирующимся на микроконтинентах, включающим междуговые бассейны или не включающим их. Однако в первом варианте карты более дробного подразделения островных структур не произведено. Котловины окраинных морей на карте формально разделены на те из них, которые как будто бы непосредственно связаны с островными дугами (междуговые бассейны, глубоководные котловины с высоким тепловым потоком типа Южно-Курильской) и которые непосредственно не связаны с островными дугами и отличаются, как правило, низким тепловым потоком (например, западная часть Филиппинского моря).

Примером активных континентальных окраин является андийская окраина Южной Америки. В поперечном разрезе ей отвечает глубоководный желоб, приконтинентальная осадочная терраса и высокоподнятая континентальная окраина, занятая Андийским вулканическим поясом. Из дополнительных структурных элементов следует упомянуть шовную линию Альтиплано, рассекающую вулканический пояс на две параллельные ветви. Для структур этой зоны характерно значительное утолщение земной коры (до 70 км) и литосферы (до 200 км). Одно из существенных отличий активной континентальной окраины от островных дуг состоит в том, что зона Зава-

рицкого—Беньофа погружается здесь под континент очень полого, под углом менее 30°. Наиболее вероятная геодинамическая интерпретация Анд состоит в том, что здесь происходит активное надвигание континента на океан в отличие от островных дуг, где главным является пододвигание океанской плиты. Активные окраины, таким образом, отмечают те зоны, где происходит сокращение океанских бассейнов за счет их перекрытия континентами.

Границы столкновения континентов в современных условиях лучше всего проявлены в Альпийско-Гималайском складчатом поясе. Они выражаются в возникновении вдоль них горно-складчатых сооружений, подобных Альпам или Гималаям, которые неизбежно образуются при сближении и последующем столкновении двух континентальных плит. Границы столкновения наследуют прежние границы поглощения, вдоль которых происходило закрытие древних океанов по обрамляющим их зонам Заварицкого — Беньофа, и образуются тогда, когда океанское дно этих океанов уже полностью погрузилось в мантию, а дальнейшее поглощение плиты останавливается в силу того, что толщина континентальных плит значительно превышает мощность океанских плит, тогда, как их плотность существенно меньше плотности мантии. При такой ситуации продолжающееся сближение плит может происходить только за счет деформации их краевых частей. Границы столкновения обычно маркируются крупными зонами тектонических покровов, интенсивной складчатости и, часто, высокотемпературного метаморфизма.

На карте особо выделены границы скольжения. Они еще слабо изучены и показаны в некоторых случаях условно. Их примером могут служить разлом Сан-Андреас в Калифорнии и хребет Маккуори, протягивающийся от Новой Зеландии на юг до соединения с Австрало-Антарктическим срединно-океанским хребтом. К северу хребет Маккуори продолжается в виде Альпийского разлома, косо рассекающего Новую Зеландию и смыкающегося на северо-востоке с дугой Тонга — Кермадек. Для Альпийского разлома давно уже доказана сдвиговая природа с правосторонним смещением, развившимся в кайнозое и достигшим амплитуды около 400 км. Хребет Маккуори образован серией кулисно расположенных линейных поднятий и узких впадин. Вместе с Альпийским разломом он является границей между Индоокеанской и Тихоокеанской плитами. Установлено, что полюс вращения Индоокеанской плиты относительно Тихоокеанской находится очень близко к хребту Маккуори, к югу от плато Кембелл, а линия, образованная хребтом Маккуори и Альпийским разломом, примерно отвечает дуге, проведенной из этого центра. Хребет Маккуори, вероятно, возник там, где Индоокеанская и Тихоокеанская плиты скользят друг относительно друга без заметного поглощения вдоль этой границы. Там, где эта граница резко меняет свое простирание, в дуге Тонга — Кермадек, сразу же начинается пододвигание Тихоокеанской плиты.

Другая аналогичная и, может быть, более резко выраженная граница скольжения проходит, вероятно, в широтном направлении к северу от Меланезии, связывая между собой дуги Тонга — Кермадек и Марианскую. К этой границе приурочен очень сложный ансамбль структурных элементов — короткие желоба, располагающиеся то по одну, то по другую сторону от этой границы, столь же короткие вулканические островные дуги, непротяженные глубоководные котловины с высоким тепловым потоком (Вудларк, Д'Антрекасто, Северо-Фиджийская).

Вдоль границ скольжения появляются линейные, большей частью асимметричные подводные хребты (Маккуори, Восточно-Индийский и др.). Они выделены на карте особым условным знаком. Их образование далеко еще неясно; возможно, часть их вулканического происхождения, но другая часть возникла, вероятно, за счет дифференциальных движений смежных

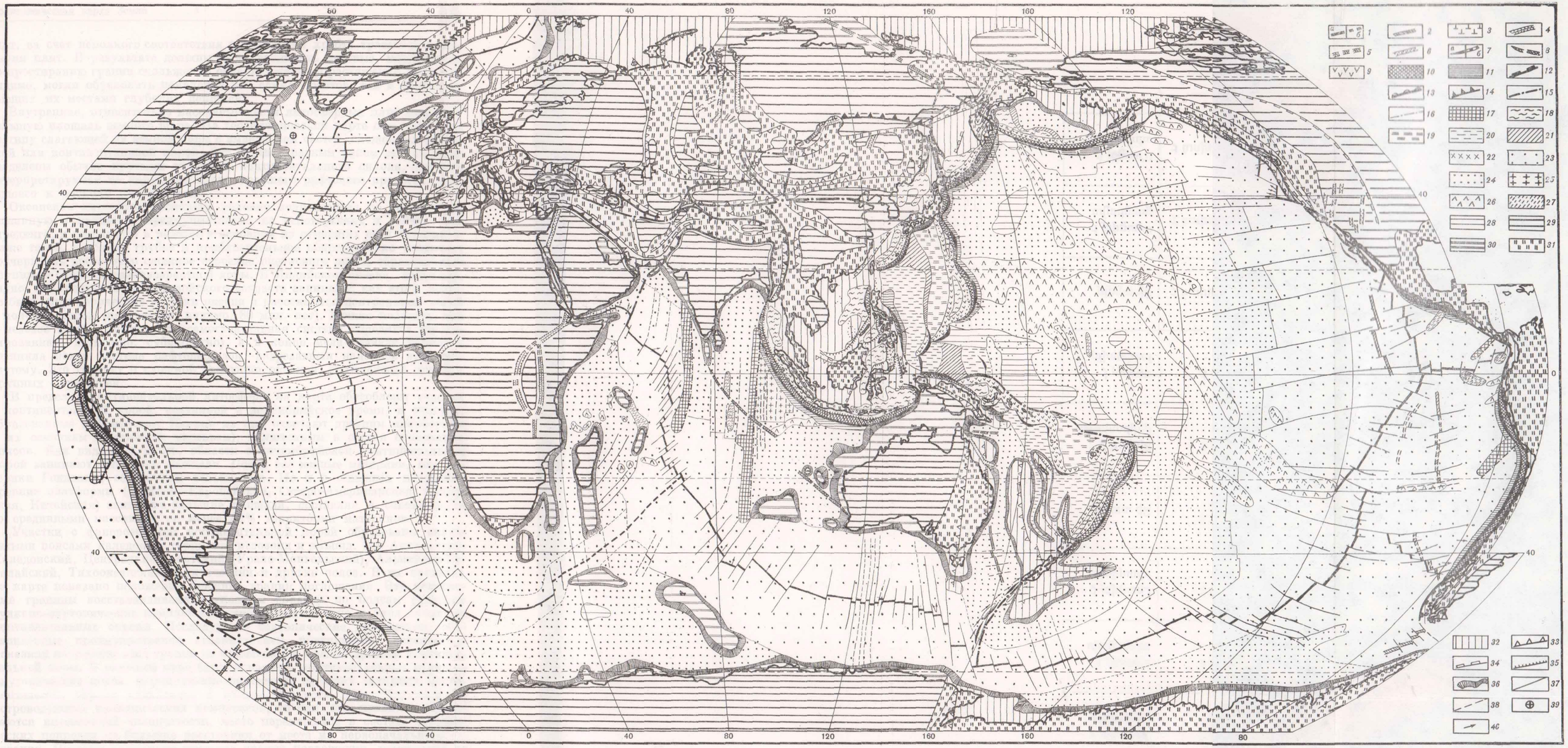


Рис. 1. Геодинамическая карта мира. Под редакцией Л. П. Зоненшайна, О. Г. Сорохтина. Составили Б. В. Баранов, Л. Я. Буданова, Л. П. Зоненшайн, Н. А. Марова, Л. А. Савостин, А. Е. Сузюмов, А. А. Шрейдер при участии Г. В. Агаповой, А. М. Городницкого, А. В. Живаго, Е. Г. Мирлина, Г. Б. Удинцева

Тектонически активные зоны — границы и окраины литосферных плит. *Границы „а-рацирования плит и связанные с ними структурные элементы:*

1—3 — осевые зоны срединно-океанских хребтов;

1—2 — оси спрединга срединно-океанских хребтов (*1, а* — действующие, *1, б* — предполагаемые);

2 — отмершие;

3 — вулканические плато, приуроченные к срединно-океанским хребтам;

4—6 — внутриконтинентальные рифтовые зоны:

4 — действующие,

5 — предполагаемые,

6 — отмершие.

Границы поглощения плит и связанные с ними структурные элементы:

7 — глубоководные желоба (*а* — действующие, *б* — участки желобов, на которых происходит «соскребывание» осадков);

8 — зарождающиеся вулканические дуги;

9 — вулканические дуги;

10 — осадочные террасы между дугой и желобом и внешние невулканические дуги;

11 — краевые валы;

12—13 — активные континентальные окраины:

12 — андийского типа,

13 — калифорнийского типа.

Границы столкновения плит:

14 — Альпийско-Гималайский складчатый пояс и горные цепи Центральной Азии.

Границы скольжения плит:

15 — действующие;

16 — отмершие;

17 — асейсмичные хребты, приуроченные к границам скольжения.

Глубоководные котловины окраинных и внутренних морей:

18 — междуговые и другие котловины, расположенные непосредственно в тылу островных дуг;

19—20 — котловины, непосредственно не связанные с вулканическими дугами и возникшие в результате дифференциальных движений плит:

19 — активные,

20 — пассивные;

21 — хребты и поднятия в пределах котловин окраинных морей;

22 — межгорные котловины — возможные аналоги окраинных морей (Паннонская котловина).

Тектонически относительно пассивные области — внутренние части литосферных плит.

Океанские:

23—25 — с океанской корой, образованной:

23 — преимущественно в кайнозое действующей системой срединно-океанских хребтов,

24 — преимущественно в мезозое отмершей системой срединно-океанских хребтов,

25 — преимущественно в кайнозое отмершей системой срединно-океанских хребтов;

26 — вулканические хребты и зоны распространения вулканических гор;

27 — прочие хребты в основном неясного генезиса;

28 — поднятия неясного генезиса.

Континентальные:

29—30 — с континентальной корой, сформированной к началу фанерозоя (древние платформы):

29 — на суше,

30 — под уровнем моря;

31—32 — с континентальной корой, сформированной в фанерозое:

31 — на суше,

32 — под уровнем моря;

33—35 — отмершие фанерозойские границы поглощения (местами совместно с границами столкновения):

33 — палеозойские,

34 — мезозойские,

35 — раннекайнозойские;

36 — уступы континентального склона, отвечающие зонам раскалывания при мезокайнозойском] рифтогенезе.

Прочие обозначения:

37 — трансформные разломы;

38 — предполагаемые трансформные разломы;

39 — современные полюса вращения плит;

40 — направления перемещения плит

плит, за счет неполного соответствия простирания хребта траектории движения плит. В результате должны были возникать местные, меняющиеся по простиранию границ скольжения области сжатия и растяжения, которые, видимо, могли обусловить появление как самих хребтов, так и сопровождающих их местами глубоких депрессий.

Внутренние, относительно пассивные части литосферных плит занимают большую площадь земного шара. На геодинамической карте они разделены по типу слагающей их земной коры с выделением частей, сложенных океанской или континентальной корой. Эти части с разным типом земной коры разделены обычно крутыми уступами континентального склона, которые интерпретируются на карте как следы прежнего рифтового процесса, приведшего к расколу континентов.

Океанская литосфера несколько условно подразделена по возрасту на созданную в кайнозое, преимущественно из действующих и сейчас осей спрединга, и созданную в мезозое в основном из отмерших осей спрединга. Даже такое, в общем, грубое и приблизительное подразделение позволяет подчеркнуть достаточно сложное строение океанского ложа, образованного крупными блоками разновозрастной коры. В Индийском океане, например, видно, что участки ложа мезозойского возраста занимают, как это и должно быть, периферические участки океана и рассекаются центральной зоной с молодой корой (не древнее, видимо, 80 млн. лет). Можно полагать, что в мезозое здесь существовала самостоятельная система спрединга (ориентированная, возможно, субширотно), а в конце мела—начале кайнозоя возникла новая система рифтовых зон, разрезавшая наискось прежнюю систему. Это говорит о сложной эволюции океанов, включающей эпизоды крупных перестроек.

В пределах континентальной литосферы на карте обособлены участки с континентальной корой, созданной в докембрийское время, и участки, образованные в фанерозое. Первые из них отвечают древним платформам и их осколкам (срединным массивам), включенным в состав складчатых поясов. Как видно на карте, области с докембрийской континентальной корой занимают обширные площади. Почти все южные материки, или материки Гондваны, образованы только ими. Но и в северных материках древние платформы (Восточно-Европейская, Северо-Американская, Сибирская, Китайская) занимают большие площади, составляя в совокупности со срединными массивами не менее 80% территории материков.

Участки с фанерозойской континентальной корой образованы складчатыми поясами каледонид, герцинид, мезозоид и альпид. Это Аппалачско-Каледонский, Центрально-Азиатский (Урало-Монгольский), Альпийско-Гималайский, Тихоокеанский, Арктический и другие пояса. В их пределах на карте показано положение прежних границ поглощения. Эти ископаемые границы восстанавливаются главным образом по поясам развития вулкано-плутонических комплексов островодужного типа и типа активных континентальных окраин. Последующие тектонические деформации, обусловленные преимущественно столкновением континентов, значительно исказили положение этих границ по отношению к глыбам древней континентальной коры. В меньшей мере были искажены континентальные вулканоплутонические пояса, маркирующие положение прежних активных континентальных окраин андийского и калифорнийского типа. Что касается островодужных вулканических комплексов, то они, как правило, подвергаются интенсивной складчатости, часто перемещаясь в составе тектонических покровов на большие расстояния от места их первоначального залегания. Поэтому положение прежних границ поглощения, намеченное по распространению таких комплексов, следует рассматривать как условное; оно совмещено в пространстве с положением границ столкновения.

Из прочих элементов, показанных на карте, следует упомянуть векторы, отражающие направление движения литосферных плит и подчеркивающие, кроме того, современные геодинамические условия, преобладающие в той или иной зоне. На карту вынесены также полюса вращения отдельных плит.

Представленную геодинамическую карту следует расширить в будущем дополнительной геодинамической нагрузкой, которая не только бы фиксировала природу границ литосферных плит и указывала направление их движения, но и давала точную количественную оценку самих перемещений, величину наращивания и поглощения плит, а также учитывала дифференциальные движения плит по отношению к какой-либо выбранной условной фиксированной точке.

Глава XI

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА И ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ

1. ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ

Палеогеодинамика — часть исторической геологии, изучающая движения литосферных плит и распределения геодинамических обстановок в прошлые геологические эпохи. Как и геология, являющаяся наукой о Земле в целом, но концентрирующая внимание на поверхностных, наиболее доступных исследованию оболочках нашей планеты, так и палеогеодинамика прежде всего изучает внешние проявления глубинных сил Земли, отразившиеся в тектонических движениях земной коры и в магматизме прошлых геологических эпох. Широко используя данные геофизики, геохимии и других наук о Земле, а также, что немаловажно, теоретические расчеты, геодинамика стремится проникнуть в сущность процессов, происходящих в земных недрах.

Современная теория тектоники литосферных плит позволила подойти к решению проблем геодинамики строго научно, с использованием количественных расчетов. Она показала, что жесткая литосфера Земли разбита на серию плит, разделенных границами разного типа. Один из основных принципов этой теории гласит, что совокупное движение литосферных плит должно быть в глобальном масштабе строго сбалансировано, т. е. общая сумма растяжения и раздвижения плит должна быть равна общей сумме сжатия и поглощения плит.

Как уже отмечалось ранее (гл. IV), движения литосферных плит на поверхности Земли происходят благодаря развитию в мантии крупномасштабной конвекции. Как правило, границы наращивания плит приурочены к восходящим ветвям конвективных потоков, а границы поглощения плит — к нисходящим.

Теория тектоники плит помогла определить геодинамическую обстановку новейшего, кайнозойского времени, определив положение границ литосферных плит на земной поверхности, их геометрию и взаимодействия.

Задача палеогеодинамики необычайно сложная, поскольку более поздние движения неоднократно изменяли облик границ литосферных плит и от многих из них остались только реликты или следы в виде отдельных тектонических структур, магматических и осадочных комплексов, а сами они могут оказаться перемещенными на значительные расстояния. Поэтому при восстановлении геометрии литосферных плит геологического прошлого не удается пользоваться основным оружием исследования геодинамики современной эпохи — непосредственным изучением динамики процессов с помощью геофизических методов. В этом плане палеогеодинамика перекликается с исторической геологией и палеогеографией, когда по разрозненным остаткам геологической летописи необходимо воссоздать полную картину геологической истории. Как и в этих науках, в палеогеодинамике главным является актуалистический метод, т. е. признание того, что в геологическом прошлом действовали те же процессы, что и сейчас. При этом, правда, необходимо учитывать, что в процессе планетарной эволюции Земли в ее недрах происходили и необратимые изменения. Кроме того, с удалением в

глубь истории Земли резко уменьшается сохранность некоторых геологических данных, поэтому более или менее уверенные палеогеодинамические реконструкции удается пока воспроизводить лишь для последних 900—1000 млн. лет. Более древние, особенно архейские (2500 млн. лет и древнее), этапы развития Земли к тому же характеризуются рядом дополнительных особенностей и в настоящее время еще не могут быть воспроизведены в палеогеодинамических реконструкциях.

Три группы данных наиболее важны для выяснения палеогеодинамики: палеогеологические, палеомагнитные и палеоклиматические. Палеогеологические данные позволяют определить современное положение прошлых границ литосферных плит. Каждому типу границ литосферных плит свойственны свои комплексы-индикаторы, позволяющие по магматическим и осадочным формациям определять характер и тип этих границ. По их распространению можно наметить в современных географических координатах положение определенных типов границ плит того или иного возраста. Однако эти комплексы никоим образом не указывают на первичное положение этих границ. В какой-то мере на помощь могут прийти косвенные соображения. Например, если на данном участке земной поверхности ранее существовал океанский бассейн и из геологических данных известно время его развития, то ширина этого бассейна по аналогии с современными условиями может быть приблизительно высчитана, исходя из допустимой скорости его раскрытия или, наоборот, закрытия. Но и этот способ никак не выявляет ориентировки границ относительно стран света в прошлые геологические эпохи. Такого рода материалы удается получить из палеомагнитных данных, устанавливающих палеоширoты континентов и дающих возможность судить о взаимном расположении континентальных глыб. Известно, что палеомагнитные данные неравноценны, они сравнительно многочисленны и достаточно достоверны для позднего палеозоя и мезозоя; для раннего палеозоя эти данные менее уверенные, но в совокупности с геологическими материалами они также дают тот каркас палеогеографических координат, к которому можно привязать геометрию литосферных плит геологического прошлого.

Совершенно независимым источником определения палеоширот служат палеоклиматические данные; во времена Вегенера они были единственным индикатором палеоширoты. Выявление палеоклиматических зон также исходит из актуалистического метода, т. е. предполагается, что зональность в прошлом была той же, что и сейчас: всегда существовали пояса арктического, умеренного, тропического и экваториального климата (Монин, 1972) и каждый из них характеризовался своими типоморфными комплексами пород.

2. ПАЛЕОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Для палеогеодинамических реконструкций особенно существенно выявление двух главных типов границ литосферных плит: наращивания и поглощения. Третья группа границ — границы скольжения — в ископаемом состоянии определяется пока еще плохо.

Комплексы-индикаторы границ наращивания плит. К границам наращивания плит принадлежат срединно-океанические хребты и внутриконтинентальные рифтовые зоны, входящие в мировую рифтовую систему. В ископаемом состоянии довольно надежно распознаются только внутриконтинентальные рифты. Помимо типичной грабеновой структуры, для них характерны контрастные, или бимодальные, вулканические серии, сложенные базальтами, как щелочными по обрамлению рифтов, так и толеитовыми в осевых частях, а также кислыми вулканическими породами, часто щелоч-

ными. Весьма характерны щелочно-ультраосновные массивы с карбонатитами. Из осадочных комплексов индикаторами могут служить так называемые грабеновые фации: песчаники и конгломераты с горизонтами эвапоритов и покровами базальтов. Даже если в последующую историю внутриконтинентальные рифты оказались вовлеченными в складчатость, то об их наличии можно судить по распространению перечисленных комплексов.

Срединно-океанские хребты сохраняются только до тех пор, пока они активны. Некоторые отмершие срединно-океанские хребты восстанавливаются в океанах по присущим им полосовым магнитным аномалиям, как, например, мезозойский хребет в Тихом океане. Но большей частью такие отмершие хребты вместе с океанскими плитами попадают в зоны субдукции и там бесследно исчезают. Кроме того, надо всегда помнить, что любой участок дна с типичной океанской корой образовался в рифтовой зоне срединно-океанского хребта.

По результатам драгирования и глубоководного бурения известно, что срединно-океанские хребты сложены низкокалиевыми толеитовыми базальтами, габбро, гипербазитами и метаморфическими породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. По существу, те же породы входят в состав офиолитовых ассоциаций, так широко развитых в складчатых поясах. Сейчас можно считать доказанным, что офиолитовые ассоциации складчатых областей представляют собой остатки океанской коры (Dietz, 1963; Hess, 1964; Пейве, 1969; Coleman, 1971a). Следовательно, офиолитовые пояса отмечают зоны, по которым происходило закрытие прежних океанов и стыковка континентов. Для палеогеодинамических реконструкций роль офиолитов очень важна. По их распространению можно намечать пояса, которые возникли на месте бывших океанов и оконтуривают континентальные глыбы, в прошлом разобщенные океанскими бассейнами.

Однако офиолиты сами по себе еще не говорят о природе маркируемых ими океанских бассейнов: были ли это обширные океаны типа Атлантического, или окраинные моря типа Филиппинского либо Японского, или средиземные моря. Конфигурация и тип океанских бассейнов восстанавливаются уже из самой реконструкции. В последнее время появились, правда, некоторые данные, свидетельствующие о разнообразии офиолитовых комплексов. Существует по крайней мере два их типа (Зоненшайн, Кузьмин, 1976). Оба они формировались в океанских условиях, но только один из них аналогичен ультраосновным и основным породам срединно-океанских хребтов. Это слабо дифференцированные гипербазиты гарцбургит-лерцолитовой группы, они лишены серии параллельных даек и содержат типичные толеитовые базальты с невысоким содержанием кремнекислоты. Примером таких офиолитов может служить дзоленский комплекс Южной Монголии, некоторые комплексы Урала (нуралинский), Афганистана и ряд других. Офиолиты второго типа также формировались в океанских условиях, но они свойственны крупным зонам скольжения плит.

Для восстановления прошлых систем срединно-океанских хребтов можно также использовать намечающуюся в некоторых складчатых поясах (например, Центрально-Азиатском) определенную закономерность в изменении возраста офиолитов: по мере движения от края пояса к его центру возраст офиолитов последовательно омолаживается аналогично тому, как омолаживается возраст океанского ложа по мере приближения к оси срединно-океанского хребта. В этой картине распределения разновозрастных офиолитов как бы застыл спрединг. Самые молодые офиолиты отмечают, таким образом, примерное положение древней оси спрединга, отвечающее, конечно, ее положению в настоящий момент времени.

Во всех остальных случаях положение срединно-океанских хребтов восстанавливается совершенно условно. В какой-то мере дело упрощается,

когда реконструируемый океанский бассейн обрамлен пассивными континентальными окраинами, т. е. когда он аналогичен современному Атлантическому океану. В таком случае мы вправе изобразить на схеме срединно-океанский хребет посередине океана. В геологической истории выявляются также в ряде мест такие обстановки, какие существуют сейчас на западе Северной Америки в районе Калифорнийского залива, где срединно-океанский хребет пересекает континентальную окраину. В подобных местах необходимо резко сдвигать срединно-океанский хребет к континентальной окраине.

Комплексы-индикаторы границ поглощения плит. Выше уже отмечалось большое разнообразие границ поглощения плит. Сюда попадают все те участки, где происходит сближение литосферных плит: системы островных дуг, глубоководных желобов и окраинных морей, активные континентальные окраины андийского и невадийского типов, зоны столкновения плит, складчатости и шарьяжеобразования. Всегда или почти всегда границы подобного рода сопровождаются глубинными сейсмофокальными зонами.

Современные системы вулканических островных дуг обязательно сопровождаются глубоководными желобами и во многих случаях — котловинами окраинных морей с корой океанского типа. В ископаемом состоянии от прежних островных дуг сохраняются главным образом вулканические продукты. Они представлены, как хорошо изучено в современных дугах, комплексом базальтов, андезитов, дацитов и реже — липаритов. Наиболее примечательна так называемая известково-щелочная серия пород, в составе которой преобладают андезиты. Очень характерно закономерное изменение состава вулканических пород вкрест простирания островных дуг: во фронте дуг развиты породы толеитовой серии, в центре — известково-щелочной серии, а в тылу — щелочно-базальтовой. Установлено, что по мере движения от внешней стороны дуги к внутренней содержание калия возрастает. Удалось также выявить коррелятивную зависимость между содержанием калия и глубиной до зоны Заварицкого—Беньофа (Dickinson, Hatherton, 1967). Часто среди вулканитов залегают интрузии габбро-плагиогранитного состава. По распространению всех этих магматических комплексов можно довольно уверенно реконструировать прошлые островные дуги. Изверженные породы ассоциируют с мощными граувакковыми накоплениями, часто турбидитной природы, а также с рифовыми известняками. Обломочные толщи могут быть либо продуктами выполнения прежних окраинных морей, либо осадками террасы между дугой и желобом. Положение желобов может быть восстановлено, кроме того, по поясам глаукофанового метаморфизма высоких давлений, который в соответствии с существующими данными (Miyashiro, 1961) развивается в зонах Заварицкого—Беньофа.

Примером современных активных континентальных окраин является андийская окраина Южной Америки. Край континента здесь сопровождается глубоководным желобом, сама окраина обладает резко утолщенной земной корой и литосферой. Зона Заварицкого—Беньофа в отличие от островных дуг падает под континент очень полого, не круче 30° (James, 1971). Для Анд наиболее характерно развитие протяженного вулканического пояса. В составе вулканических излияний преобладают производные известково-щелочной серии, очень похожие на островодужные вулканиты и отличающиеся от них лишь тонкими особенностями геохимии. Самые главные отличия заключаются в исключительно континентальных условиях вулканических извержений и в широком развитии кислого вулканизма в виде толщ риолитов и многочисленных субвулканических тел кислого состава. Кроме вулканитов, для андийского типа континентальных окраин характерны батолиты гранит-гранодиоритового состава, диорит-монциты и массивы нормальных и суб-

щелочных гранитов, часто несущих редкометальное оруденение. Выявляется четкая латеральная зональность в составе магматизма с возрастанием щелочности пород по мере движения в глубь континента. С вулканитами переплетаются молассы, как неизбежное следствие сложно расчлененного горного рельефа.

Другим типом активных континентальных окраин является западная окраина Северной Америки. Как известно, в районе Калифорнийского залива она пересекается Восточно-Тихоокеанским хребтом. На его продолжении находится трансформный разлом Сан-Андреас и сложно построенные позднекайнозойские глыбовые структуры провинции Бассейнов и Хребтов. Доказано, что эти структуры имеют рифтогенную природу. С ними связаны обширные поля континентального вулканизма, образованного бимодальной, или контрастной, серией пород. Наряду с ними появляются также щелочные интрузии и редкометальные граниты. По самому краю континента, в Каскадных горах, развит пояс вулканитов известково-щелочного состава, преимущественно андезитов. Геодинамическая интерпретация данного региона, произведенная рядом исследователей (Atwater, 1970; Larson, Pitman, 1972; Larson, Chase, 1972; Зоненшайн и др., 1976), показывает, что здесь континент при своем движении на запад, в сторону Тихого океана, перекрыл срединный хребет, на продолжении которого внутри континентальной окраины возникли рифтогенные структуры.

Континентальные вулкано-плутонические комплексы широко развиты в геологическом прошлом. По их распространению можно, очевидно, намечать положение прежних активных континентальных окраин того или иного рода.

Зоны столкновения плит в современную эпоху лучше всего выражены в Гималаях, где в результате столкновения Индии и Азии возникло сложно построенное горно-складчатое сооружение. Тектонические покровы, перемещенные на десятки километров, зоны высокотемпературного метаморфизма, массивы палингенных гранитоидов — наиболее существенные индикаторы геодинамических обстановок столкновения плит. Необходимо особенно упомянуть надвинутые на континентальную окраину офиолитовые пластины. Они также примечательны для обстановок данного типа. В их фронте часто развиваются краевые прогибы, заполненные молассами.

3. ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

Все палеомагнитные данные основаны на способности некоторых пород сохранять в течение длительного времени намагниченность, которую они приобрели в момент своего образования в соответствии с существовавшим в то время магнитным полем Земли. Такими свойствами обладают как изверженные, так и осадочные породы, содержащие в своем составе магнитные минералы: магнетит, гематит, титаномагнетит, пирротин и некоторые другие.

Палеомагнитные исследования проводятся с целью восстановления параметров геомагнитного поля прошлых геологических эпох. Использование результатов этих исследований для построения палеогеографических реконструкций основано на предположении о совпадении положений магнитного и географического полюсов Земли, осредненных за промежутки времени, превышающие характерные периоды обращения магнитного полюса вокруг географического.

Многие горные породы обладают достаточно высокой стабильностью первичной остаточной намагниченности, и это позволяет использовать их для целей палеомагнитных исследований. К таким породам относятся в первую очередь базальтовые лавы, красноцветные песчаники и глины, а также некоторые сероцветные глинистые породы.

Естественная остаточная намагниченность интрузивных и эффузивных пород возникает за счет приобретения термонамагниченности входящими в их состав ферромагнетиками при прохождении их через точку Кюри в процессе остывания и консолидации магмы. Намагниченность осадочных пород возникает при ориентации ферромагнитных зерен в геомагнитном поле в процессе осадкообразования. Приобретенная ориентация ферромагнитных частиц в процессе обезвоживания и уплотнения осадков закрепляется и образует вектор остаточной намагниченности, соответствующий по направлению геомагнитному полю в период осадконакопления. Метаморфические горные породы приобретают намагниченность в процессе метаморфизма, сопровождающегося вторичным нагревом пород и их перемагничиванием в геомагнитном поле.

Ввиду того что естественная остаточная намагниченность горной породы за время ее существования может изменяться под воздействием многих факторов: химических, постоянного и переменного магнитных полей, температуры, механических напряжений и т. д.,— важной проблемой палеомагнитологии является выделение первичной намагниченности горной породы и оценка ее магнитной стабильности. С целью изучения природы естественной остаточной намагниченности и выделения первичной намагниченности образцы горных пород при лабораторных палеомагнитных исследованиях подвергаются специальной «магнитной чистке» в переменном магнитном поле и термочистке при высокой температуре. Кроме того, проводится также временна́я чистка образцов для учета влияния вязкой части естественной остаточной намагниченности. После каждой чистки проводится отбраковка образцов по показателям стабильности. Обычно из рассмотрения исключаются компоненты при отношении оставшегося и снятого модулей, меньшем 1 : 10.

Оценка кучности вычисленных векторов проводится с помощью статистического анализа для каждой серии образцов (Fisher, 1953). Признаком однокомпонентности вектора при этом считается соответствие реальных распределений теоретическому на уровне вероятности $P > 0{,}7$ для азимутального распределения и $P \simeq 0{,}7$ для радиального (Храмов и др., 1974).

Палеомагнитный метод, позволяющий проводить определение координат палеомагнитных полюсов, базируется на концепции центрального осевого диполя, в соответствии с которой современное и древнее магнитное поле Земли является полем центрального диполя, ориентированного по оси вращения Земли (Hospers, 1955). Наряду с дипольной выделяется также недипольная составляющая, относящаяся к полю вековых вариаций. Ввиду переменного характера недипольного поля его среднее интегральное значение за интервал времени порядка 100 тыс. лет равно нулю. Поэтому, чем длительнее промежуток осреднения, тем среднее геомагнитное поле ближе к полю центрального осевого диполя (Храмов и др., 1974; Cox et al., 1963). Гипотеза центрального осевого диполя хорошо подтверждается многочисленными экспериментальными данными (McElhinny, 1973; Creer, 1970; Irving, 1959—1967).

Представление о совпадении оси магнитного диполя, аппроксимирующего постоянную часть геомагнитного поля, с осью вращения Земли основывается на сопоставлении данных геомагнитных исследований с результатами изучения распределения типов осадков, являющихся индикаторами палеоклиматов, таких, как латериты, аридные красноцветы, угли, соли, тиллиты и т. д. Это подтверждается также распределением холодо- и теплолюбивых разновидностей фауны и флоры, распределением палеоветров и палеотечений и другими независимыми данными. С точки зрения гипотезы центрального осевого диполя изменения геомагнитного поля на протяжении геологической истории Земли (кроме инверсий поля и колебаний его напряженности), проявляющиеся в изменении положения геомагнитных полюсов в различные геологические эпохи, связаны с горизонтальными перемещениями и поворо-

тами отдельных участков литосферы по отношению к неизменной оси магнитного диполя. Таким образом, исследование перемещений геомагнитных полюсов дает возможностть проводить изучение и оценку горизонтальных перемещений отдельных участков литосферы.

Положение оси диполя палеомагнитного поля относительно современного географического полюса определяется по значениям склонения D и наклонения I вектора естественной остаточной намагниченности и координатам точки отбора образцов φ и λ.

Координаты древнего геомагнитного полюса Φ и Λ рассчитываются по формулам сферической тригонометрии:

$$\sin \Phi = \sin \varphi \sin \varphi_m + \cos \varphi \cos \varphi_m \cos D;$$
$$\sin (\Lambda - \lambda) = \cos \varphi_m \sin D / \cos \Phi,$$

а величина палеомагнитной широты определяется из соотношения

$$\varphi_m = \operatorname{arctg} \frac{1}{2} \operatorname{tg} I.$$

Рассчитанные таким образом координаты геомагнитных полюсов в связи с влиянием недипольной составляющей (остаточного поля Бауэра) не совпадают с истинным положением палеомагнитного полюса, а рассеяны вокруг него. Они носят название виртуальных геомагнитных полюсов (Cox et al., 1963). Разброс виртуальных полюсов по отношению к положению истинного геомагнитного полюса определяет меру отклонения наблюденного геомагнитного поля от поля центрального диполя. Погрешности в определении положения геомагнитного полюса оцениваются по величине полуосей овала погрешности:

$$Q_1 = \alpha \cos \varphi_m / \cos I; \qquad Q_2 = \frac{\alpha}{2} \left(\frac{\cos \varphi_m}{\cos I} \right)^2,$$

или же кругом доверия A_{95}, полученным при осреднении нескольких геомагнитных полюсов.

Многочисленные палеомагнитные исследования, выполненные в различных районах Земли, позволили получить важные данные о характере геомагнитного поля на протяжении всей ее геологической истории и составить палеомагнитную геохронологическую шкалу по обращениям геомагнитного поля для мезокайнозоя и позднего палеозоя (Heirtzler et al., 1968; Храмов и др., 1974; Larson, Hilde, 1975; и др.). Кроме того, определение положения геомагнитных полюсов в различные геологические эпохи по отдельным континентам дало возможность установить существование дрейфа континентов, подтвердив таким образом гипотезу Вегенера (Runcorn, 1956; Кропоткин, 1961а; Irving, 1964; Храмов и др., 1974).

Вместе с тем до самого последнего времени палеомагнитные реконструкции материков в фанерозое, проводившиеся различными авторами (Кропоткин, 1961а; Irving, 1964; Creer, 1970; Храмов и др., 1974; Петрова, Храмов, 1970; Smith et al., 1973; McElhinny, 1973; Bucha, 1975), значительно отличались друг от друга и в некоторых случаях представлялись дискуссионными. Одна из основных причин этого состояла в различной степени достоверности использовавшихся для реконструкций палеомагнитных данных и неравномерности их распределения по отдельным геологическим эпохам и на разных континентах. Другой причиной была недостаточная корректность палеомагнитных исследований как на стадии оценки представительности объектов исследования, так и при определении положения материков по данным геологического изучения.

Наконец, полученные за последние годы геолого-геофизические данные о строении дна Мирового океана и, в первую очередь результаты геоисторического анализа аномального магнитного поля, позволили привлечь для изу-

чения положения материков и оценки их дрейфа кинематические характеристики раздвижения океанского дна в мезокайнозое.

С целью повышения надежности и достоверности палеореконструкций было проведено обобщение всех имеющихся мировых данных палеомагнитных исследований по отдельным материкам за интервал геологического времени от кембрия до мела, а также тщательная отбраковка непредставительных данных.

В качестве основных были взяты сводки № I—XIII, составленные Ирвингом и Мак-Элхинни (Irving, 1959—1967; McElhinny, 1968—1972). Были использованы также палеомагнитные каталоги, составленные Хиккеном, Ирвингом, Лоу и Хастлом (Hicken et al., 1972), сводки палеомагнитных данных, приведенные Мак-Элхинни (McElhinny, 1973), обзоры Крира (Creer, 1970), результаты обобщения мировых палеомагнитных данных по палеозою, выполненного Храмовым с сотрудниками (Храмов и др., 1974; Палеомагнитные направления..., 1971, 1973; и др.) и некоторые другие материалы (Irving, 1964; Smith et al., 1973; Палеомагнитные направления... 1971, 1973; и др.). Учитывались также рекомендации Кропоткина, Петровой, Печерского и Храмова.

При отборе достоверных данных прежде всего были исключены все данные по складчатым областям, сохранившим свою тектоническую активность после образования изучаемых геологических объектов. Отбраковка данных по подвижным складчатым зонам проводилась на основе анализа тектонических и геологических карт по отдельным материкам. В большом числе случаев оказалось необходимым привлечение дополнительных геологических материалов и сверка с первоисточниками.

В качестве достоверных отбирались только данные, отвечающие следующим основным требованиям.

1. Число образцов, использовавшихся для определения первичной намагниченности, составляло не менее 10 шт., а сами образцы были отобраны не менее чем с трех горизонтов.

2. Петрографическими определениями точно установлено название породы и ее генезис.

3. Возраст пород установлен с точностью до эпохи (в отдельных случаях до периода).

4. Образцы исследуемой породы подвергались магнитной и временно́й чистке и отбраковке по показателям палеомагнитной и магнитной стабильности. При этом в результате лабораторных исследований не получено данных, указывающих на нестабильность первичной намагниченности или ее несинхронность времени образования породы.

5. Радиус доверия A_{95} среднего направления первичной намагниченности не более 20°.

Все палеомагнитные данные, не соответствующие указанным требованиям, были отбракованы как ненадежные. Для районов, где другие данные отсутствуют, были использованы данные по образцам, не подвергнутым полной магнитной чистке. В таких случаях при составлении реконструкций учтена низкая степень надежности этих данных.

На основе материалов, удовлетворяющих перечисленным требованиям, были составлены каталоги мировых палеомагнитных данных по каждому континенту на периоды от кембрия по мел включительно.

Для участков, где проведено несколько палеомагнитных определений, средние координаты палеомагнитных полюсов находились с помощью геометрического сложения средних векторов D и I.

На этой основе были составлены карты-схемы палеоширот на разные интервалы времени для отдельных континентов и субконтинентов. На рис. 1 приведена в качестве примера карта-схема палеоширот для Европы на пе-

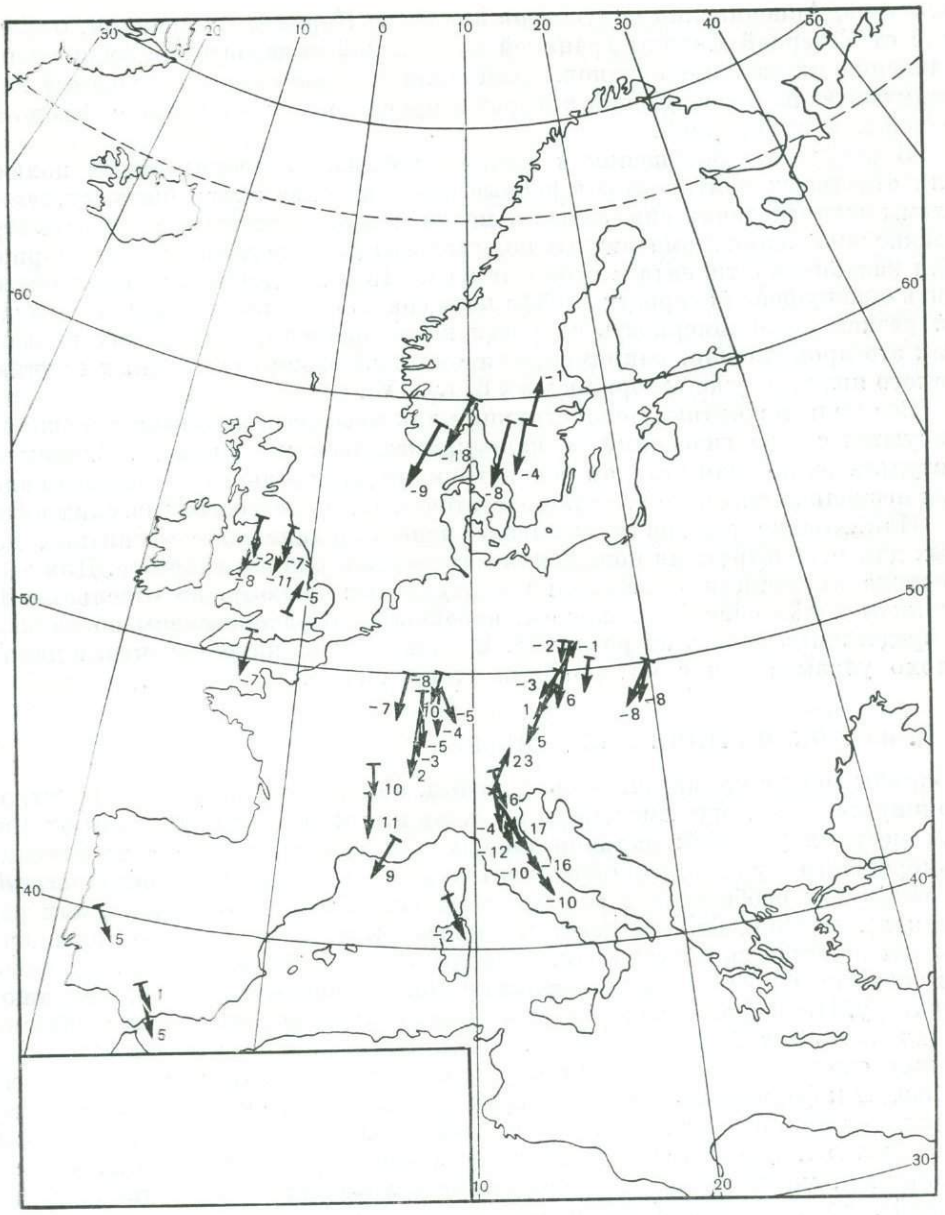


Рис. 1. Палеомагнитные векторы для верхнего карбона — нижней перми

Цифры — значения палеоширот

риод позднего карбона — ранней перми. Направление стрелок соответствует среднему положению палеомагнитного меридиана в точке наблюдения, определяемому величиной D. Как видно, палеонаправления меридианов и широт хорошо согласуются для северной платформенной части Европы. При этом обнаруживается, что в пермо-карбоне Европа располагалась на магнитном экваторе, пересекавшем Южную Англию, Нидерланды и протягивавшемся далее до устья Дуная. Полученные данные свидетельствуют о том, что за время от позднего палеозоя до наших дней европейский материк переместился от экватора к северу по крайней мере на 45—50°. Пиренейский по-

луостров, Аппенинский полуостров и острова Корсика и Сардиния, отделенные от Северной Европы границей альпийской складчатости, судя по направлению их палеомеридианов, представляли собой отдельные участки плит, испытывавшие последующий поворот в процессе их соединения с Северо-Европейской платформой.

В результате обобщения и анализа положения геомагнитных полюсов для отдельных континентов в разные геологические эпохи были составлены схемы распределения виртуальных полюсов и рассчитаны средние геометрические положения геомагнитных полюсов в отдельные геологические периоды для каждого континента и субконтинента. По этим данным можно было судить о кажущейся скорости дрейфа полюсов. В отдельных случаях отмечается резкая неравномерность скорости перемещения геомагнитных полюсов, как это происходило, например, в нижнем палеозое (о возможных причинах такого явления уже говорилось в § 6, гл. IV).

Все палеомагнитные реконструкции для мезозоя и кайнозоя хорошо согласуются с геологическими и палеоклиматическими данными. Сходимость результатов по этим методам реконструкции для среднего и позднего палеозоя несколько ниже, но все-таки достаточна для палеогеографических целей.

Наибольшие трудности вызывает использование палеомагнитных данных для реконструкции положения материков в раннем палеозое. Для этого периода имеющиеся определения виртуальных полюсов по отдельным материкам крайне немногочисленны, неравномерно распределены по площади и представительность их различна. В ряде случаев палеомагнитные данные плохо увязываются с материалами геологического изучения.

4. ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Границы между климатическими поясами, как известно, не следуют строго по широте. Они могут смещаться к северу или к югу в зависимости от многих местных условий: наличия теплых или холодных океанских течений, прибрежного или внутриконтинентального положения данного региона, характерных особенностей рельефа местности (горная это страна или равнинная), подверженности действию муссонов и т. д. Известно также, что климат не остается постоянным, периоды потепления сменяются ледниковыми эпохами и тогда все климатические пояса сдвигаются по направлению к экватору. Но несмотря на эти неизбежные отклонения, общая климатическая зональность сохраняется (Монин, 1972). Каждый климатический пояс обладает своими неповторимыми особенностями экзогенных процессов, что приводит к формированию совершенно определенных комплексов осадочных пород — типоморфных для данного пояса. Существуют, конечно, комплексы-космополиты, образование которых не зависит от климатических условий (например, многие морские терригенные отложения континентальных подножий), но можно выделить целый ряд комплексов, являющихся четкими индикаторами климатических условий их накопления. Ниже перечисляются некоторые из них, наиболее важные для выявления палеоклиматической зональности.

Главным индикатором арктических поясов является комплекс отложении, связанных с материковым оледенением. Это морены и флювиогляциальные накопления, часто объединяемые названием тиллиты. Граница распространения ледниковых отложений может значительно смещаться по широте. Современные ледниковые отложения (не считая горных оледенений) не встречаются сейчас ближе к экватору, чем 60-я параллель, однако в недавнем прошлом, во времена максимальной стадии четвертичного оледенения, они распространялись в Европе до 50°, а в Северной Америке даже до 40° с. ш., занимая области современного умеренного климата.

Пояс умеренного климата, равно как и тропического, очень разнообразен по физико-географическим условиям. Для палеоклиматических целей внутри этих поясов удобней выделять области гумидного климата с обильным растительным покровом и аридного климата, которому свойственны пустыни. В целом области гумидного климата больше тяготеют к умеренному поясу, а аридного — к тропическому, хотя есть и некоторые отклонения. В геологическом прошлом условия гумидного умеренного климата могут лучше всего восстанавливаться по областям континентального угленакопления с развитием преимущественно бурых углей. Аридные зоны надежно фиксируются континентальными песчаными отложениями такого типа, как, например, красноцветы девонского Олдреда и пермского красного леженя Европы либо аналогичные красноцветные песчаные отложения девона и верхнего палеозоя Казахстана и Южной Сибири. Другим, не менее важным критерием аридных областей являются эвапориты, которые, как правило, тесно переплетаются с континентальными песчаными накоплениями. Эвапориты распространены в широкой полосе от южных частей умеренного пояса до экваториального пояса.

Пояса тропического и экваториального климатов отмечены прежде всего теплыми морями. Наиболее примечательно для них интенсивное карбонатонакопление с обильным ростом рифовых построек. Зоны распространения рифов в геологическом прошлом уверенно маркируют низкие широты, относящиеся к экваториальному и тропическому поясам. Широкое развитие каменноугольных известняков в Европе давно уже привело геологов к заключению, что в то время экватор пересекал Европу.

Экваториальному поясу свойственны в основном гумидные условия, благоприятные для угленакопления. Поэтому этот пояс может быть реконструирован в прежние геологические эпохи также по распространению угленосных толщ, которые в отличие от углей умеренного пояса имеют в основном параллическое происхождение и представлены каменными, а не бурыми углями. Жаркому и влажному климату экваториального пояса свойствен специфический, так называемый латеритный процесс, приводящий к формированию бокситовых залежей. Преимущественно в тропическом и экваториальном поясах сконцентрировано накопление морских фосфатоносных залежей. Фосфоритовые конкреции в обилии обнаружены сейчас на морском дне во многих районах этих климатических поясов. Фосфоритовые накопления также могут рассматриваться как палеоклиматические индикаторы.

Палеоклиматические данные предоставляют много подтверждений дрейфа континентов. Приведем лишь несколько примеров. Еще Вегенер использовал материалы по позднепалеозойскому оледенению материков Гондваны для заключения о былом соединении этих материков и об их положении вблизи Южного полюса. Действительно, сейчас верхнепалеозойские ледниковые отложения материков Гондванской группы распространены в интервале между 20° с. ш. и 40° ю. ш., т. е. полностью сконцентрированы в экваториальном и тропическом поясах.

Палеогеографическая реконструкция для позднего палеозоя, выполненная с учетом дрейфа континентов (см. следующий параграф), прекрасно согласуется с распространением ледниковых отложений: все материки гондванской группы в это время группируются вблизи полярной области, не спускаясь к экватору ниже 50—45° ю. ш. Другой пример может быть взят из развития кембрийских рифовых известняков. Сейчас они известны в Северной Америке, в Южной Европе, в Алтае-Саянской области, Сибири, Китае, Австралии, Антарктиде, занимая, по существу, все климатические пояса Земли от одного полюса до другого. Можно предположить, что все известняки накапливались в кембрии только в низких широтах, т. е. перечисленные континенты находились совсем в других широтах, чем сейчас.

Действительно, на реконструкции для кембрийского периода (см. рис. 2), выполненной преимущественно по геологическим и палеомагнитным материалам, зона рифообразования от Северной Америки до Австралии вытягивается строго в широтном направлении вблизи палеоэкватора. Аналогично верхнепалеозойские эвапориты или девонские красноцветы, которые сейчас сконцентрированы в северных областях гумидного, умеренного климата, во время своего образования должны были находиться значительно южнее.

Распространение комплексов — индикаторов палеоклимата может дать приблизительную, далеко не точную привязку данной территории к палеошироте. Но они служат дополнительным, очень существенным и независимым от палеомагнитных данных источником сведений о прежнем положении континентов относительно полюсов Земли. Если палеомагнитные и палеоклиматические данные совпадают, то это является критерием надежности выполненной реконструкции распространения континентов в геологическом прошлом.

5. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ФАНЕРОЗОЯ

Палеозойские реконструкции. Для реконструкций расположения континентов и океанов в различные эпохи палеозойской эры можно пользоваться только материалами по континентам — в океанах породы палеозойского возраста пока неизвестны. Поэтому карты для раннего и среднего палеозоя в сильной мере схематичны и могут в последующем подвергнуться значительным изменениям по мере накопления новых сведений. Для позднего палеозоя тем не менее реконструкции уже достаточно обоснованы.

Глобальные палеозойские реконструкции основаны главным образом на палеомагнитных данных. Они немногочисленные, иногда противоречивые и взаимоисключающие (Храмов, Шолпо, 1967; Кропоткин, 1967; Creer, 1970; McElhinny, Briden, 1971; Smith et al., 1973). Из них наиболее интересны и наиболее тщательно выполнены реконструкции Смита и др. (Smith et al., 1973). К ним близка схема палеозойской палеогеографии Маккероу и Зиглера (McKerrow, Ziegler, 1972), на которой в крайне обобщенном виде показаны гипотетические палеозойские океаны.

На протяжении всего палеозоя южные материки были объединены в единый мегаконтинент Гондвану. Нигде вдоль границ составляющих ее материков не обнаружена палеозойская офиолитовая ассоциация горных пород, т. е. нет никаких свидетельств существования в палеозое Южно-Атлантического и Индийского океанов, разделяющих сейчас эти материки. Геологические структуры на краях континентов сложены в основном древними докембрийскими комплексами, они резко обрублены и находят продолжение по разные стороны океанов. Геологическая история южных материков обладает, как давно замечено, большим сходством. Все это не оставляет сомнений в целостности Гондваны на протяжении палеозоя.

Компановка южных континентов в Гондвану произведена в соответствии со схемой Дитца и Холдена (Dietz, Holden, 1972), по которой Мадагаскар сдвинут на север и причленен к Африке в районе Танзании. В месте с тем существуют и другие схемы, например схема Кропоткина (1967), в которой Мадагаскар сдвинут почти строго на запад к Мозамбику. В принятой схеме Индия отделена от Австралии, а Антарктида граничит с Африкой вдоль всего ее юго-восточного побережья. Принимается также, что пространство между Мадагаскаром, Индией, Антарктидой и Африкой заполняется микроконтинентами Сейшельских островов и о-ва Кергелен.

Ранний кембрий, 570—540 млн. лет назад (рис. 2). В раннем палеозое распределение континентов и океанов значительно отличалось от современ-

ного. Крупным материковым массивом выступала Гондвана. Ей противостояли северные материки, которые были разобщены океанскими бассейнами на серию сравнительно небольших континентов (Восточно-Европейский, Сибирский, Китайский и Северо-Американский), отвечающих древним платформам. Более мелкие континентальные массивы (микроконтиненты) восстанавливаются на месте Средней Европы, Центрального Казахстана, Таримского и Индосинийского массивов. Сибирский и Китайский континенты в это время были соединены узкой перемычкой, прослеживаемой по почти непрерывным выходам допозднерифейского (до 800 млн. лет назад) гранитометаморфического основания от южного края Сибирской платформы через Восточный Саян, Северную и Восточную Монголию в Верхнее Приамурье и Хингано-Буреинский и Хангайский массивы. К востоку (в современных координатах) от этой перемычки два континентальных блока разделялись океанским бассейном, восстанавливаемым по распространению офиолитов Тукурингра-Джагдинской зоны.

В центре современной Азии существовало обширное океанское пространство — Палеоазиатский океан, реконструкция которого была произведена Зоненшайном (1974). Он располагался между Сибирским, Восточно-Европейским и Гондванским континентами. Остатками его ложа являются позднедокембрийские и раннепалеозойские офиолиты, широко развитые в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Это офиолитовые комплексы Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Северной Монголии, Центрального Казахстана. В целом ряде мест подробно изучен разрез офиолитов и показано, что составляющие их ультраосновные и основные породы ничем не отличаются от пород, драгированных с океанского дна, в частности из срединно-океанских хребтов. Так, в хребте Хан-Тайшир в Северной Монголии установлен полный разрез офиолитов от дунитов и гарцбургитов через пироксениты, габбро и дайковую серию до подушечных лав, перекрытых маломощными кремнистыми осадками, венчающимися археоциатовыми известняками нижнего кембрия (Зоненшайн, Кузьмин, 1976). Изверженные породы офиолитового комплекса обладают простым химическим составом: очень низкими содержаниями K_2O (в среднем 0,12 %) и весьма низкими концентрациями литофильных редких элементов; в этом они сходны с океанскими породами. Спилитовые толщи нижнего кембрия Западного Саяна принадлежат к низкокалиевым толеитам с содержанием K_2O около 0,20—0,40 % и с пониженными концентрациями Rb и Sr (Велинский, 1968). В Центральном Казахстане, по данным Антонюка (1974), базальты, входящие в состав офиолитов Тектурмаса и Северного Прибалхашья, также обладают большим сходством с океанскими толеитами, малыми содержаниями K_2O (не более 0,30 %), Rb и Sr и отношением $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7049 \div 0{,}7053$.

Любопытно, что возраст офиолитов меняется на площади Центрально-Азиатского пояса, закономерно омолаживаясь по мере движения от его краев к центру. В периферических частях (Енисейский кряж, Восточный Саян, Кузнецкий Алатау, Ерементау) офиолиты являются позднерифейскими, а в осевых частях пояса (Западный Саян, Хан-Тайшир, Чингиз, Тектурмас, Северное Прибалхашье) они последовательно становятся вендскими и кембрийскими. В ряде мест (Северное Прибалхашье) имеются указания на раннеордовикский возраст офиолитов. Картина омоложения возраста офиолитов от краев к центру поразительно напоминает аналогичное омоложение возраста океанского ложа в сторону срединно-океанских хребтов. Это обстоятельство позволило Зоненшайну (1974) наметить положение древнего срединно-океанского хребта, с которым было связано образование Палеоазиатского океана в результате спрединга. Положение хребта маркируется самыми молодыми офиолитами внутренних районов Центрального Казахстана в Тектурмасе и Северном Прибалхашье.

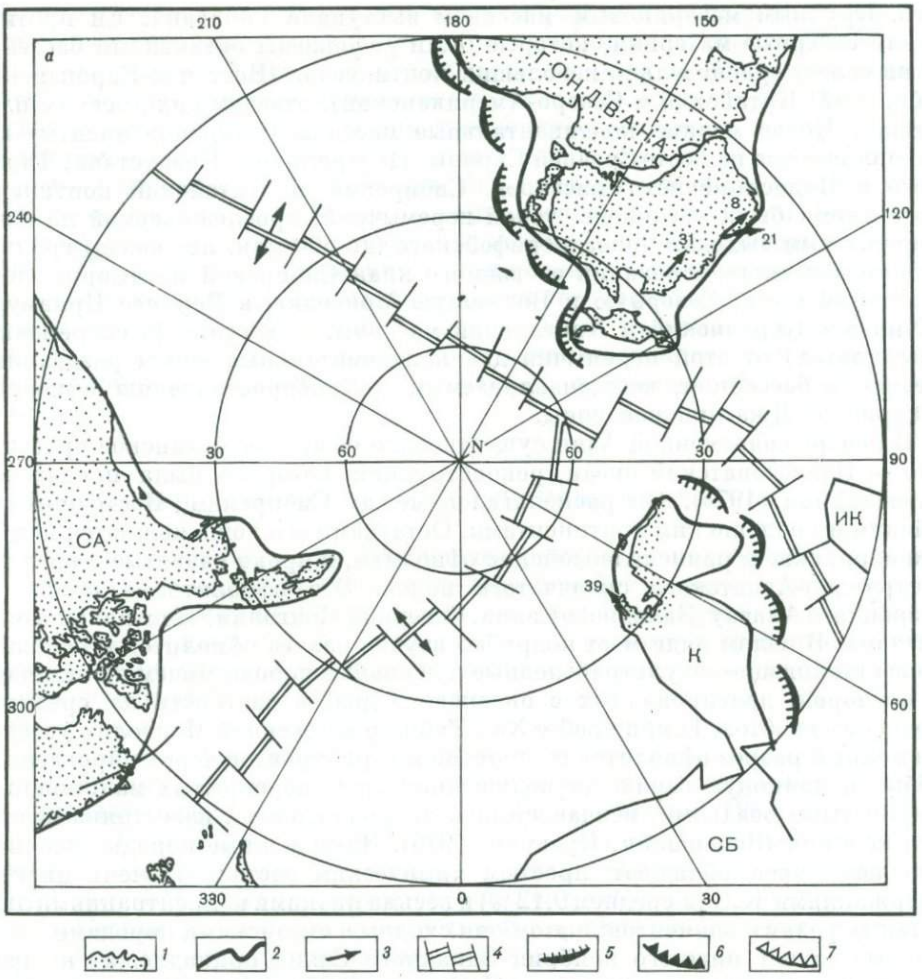
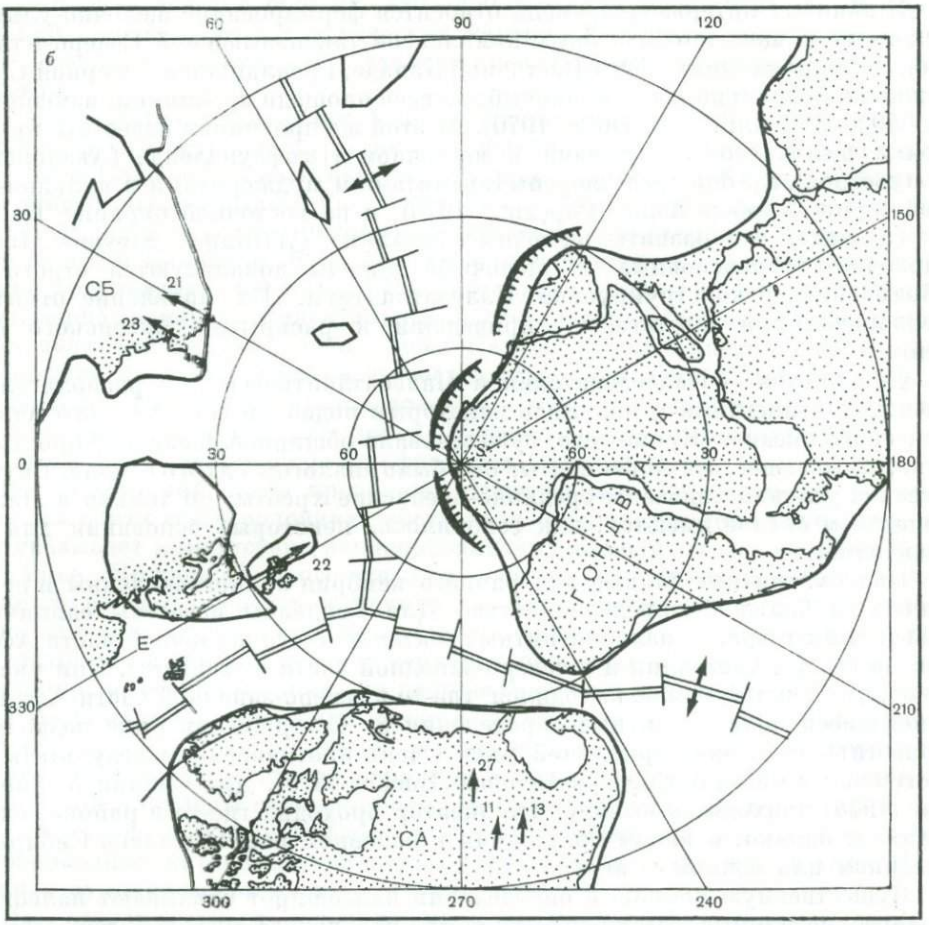


Рис. 2. Реконструкция континентов и океанов раннего кембрия (570—540 млн. лет назад) в сферической проекции

а — северное полушарие, *б* — южное полушарие; *1* — континенты в пределах современной суши; *2* — контуры континентов и микроконтинентов; *3* — палеомагнитный вектор, цифра — палеомагнитная широта; *4* — примерное положение срединно-океанских хребтов и пересекающих их трансформных разломов; *5* — системы островных дуг; *6* — зоны столкновения континентов и континентов с островными дугами; *7* — активные континентальные окраины. Континенты и микроконтиненты: ВЕ — Восточно-Европейский; Е — Западно-Европейский, ИК — Индо-Китайский, ИН — Индийский, ИР — Иранский, К — Китайский, СБ — Сибирский, СА — Северо-Американский, КЗ — Казахстанский, ЮАм — Южно-Американский, Аф — Африканский, ТУР — Турецкий, ИТ — Итальянский

Со стороны, примыкающей к Сибирскому континенту, Палеоазиатский океан был обрамлен системой вулканических дуг. Известково-щелочные вулканические серии андезито-базальтового состава, широко развитые на востоке Центрального Казахстана, в Чингизе и в Алтае-Саянской области, на Салаире, в Западном Саяне и Туве, отвечают этим дугам.

Очевидно, в это время существовал и Палеоатлантический океан, который удается восстановить на месте внутренних зон скандинавских каледонид, области распространения серии Далред в Северных нагорьях Шотландии, группы Флёр-де-Лис в Ньюфаундленде и зеленокаменных толщ с гипербазитами в Пидмонте и Блю Ридже. Большая часть этих образований относится



к позднему докембрию, но, вероятно, охватывает также и рассматриваемый возрастной интервал. Зона распространения основных и ультраосновных пород: спилитов, серпентинитов и других,— связанных с верхами среднего и с верхним Далредом, прослеживается от Северной Ирландии через Северные нагорья Шотландии до Шетландских островов включительно. Эти породы выступают в ассоциации с черными сланцами и граувакками, обычно их перекрывающими и интерпретируемыми как отложения глубоководного желоба (Garson, Plant, 1973). В соответствии с рядом палеогеографических реконструкций окраинные шельфовые фации серии Далред сменяются к юго-востоку глубоководными с появлением в них продуктов подводных оползней (олистостром). Очевидно, эта серия и сходная с ней группа Флёр-де-Лис формировались на океанском ложе у континентального подножия. В Пидмонте и на восточном склоне хребта Блю Ридж широко развиты зеленокаменные, часто превращенные в амфиболиты, толщи, ассоциирующие с гипербазитами (Rodgers, 1970). Они залегают под так называемым базальным кембрием, но местами, возможно, и одновозрастны ему. Эти толщи интерпретируются нами как ложе Палеоатлантики. На западном склоне хребта Блю Ридж этим толщам синхронны мощные андезито-базальтовые накопления, также залегающие под базальным кембрием, которые отмечают положение вулканической дуги. Не исключено, что такая же дуга обрамляла Палеоатлантику и с востока: андезито-базальты, ассоциирующиеся с граувакками, характерны для эокембрия и нижнего кембрия Мавритании.

К данному интервалу времени относится формирование щелочно-ультраосновных и щелочно-базитовых комплексов так называемой Северо-Атлантической провинции: в Юго-Восточной Канаде, Гренландии и Северной Скандинавии. Возраст пород, одинаковый для всей площади провинции, изменяется от 650 до 580 млн. лет (Doig, 1970). В этой же провинции известны проявления щелочного вулканизма в восточном Ньюфаундленде (Авалонский полуостров), где они представлены гавайитами и муджеритами в вулканической серии Харбор-Мэйн (Papęzic, 1970), и на восточной окраине Канадского щита, где развиты щелочные базальты (Williams, Stevens, 1969). Щелочно-ультраосновные и щелочные породы локализуются строго по обрамлению реконструируемой Палеоатлантики. Их появление отмечает первоначальный рифтогенез, приведший к раскрытию океанского бассейна.

Два океана — Палеоазиатский и Палеоатлантический — располагались между континентами и являлись некоторым подобием современного Атлантического океана. Кроме того, существовало обширное океанское пространство, омывавшее все континенты; оно было аналогом Тихого океана. Внутри океанов условно показаны срединно-океанские хребты; но только в Палеоазиатском океане имеются, как говорилось, некоторые основания для их выделения.

Палеомагнитные данные для раннего кембрия немногочисленны и не отличаются большой определенностью. Для Гондваны известны единичные надежные измерения палеомагнитных векторов в юго-восточной части Африки, на севере Австралии и в северо-западной части Аргентины. Они указывают, что Южный полюс находился где-то в северо-западной части Африки. Имеющиеся палеомагнитные определения по Северной Америке позволяют поместить ее в экваториальной зоне. Очень противоречивы результаты по Богемскому массиву Средней Европы (Bucha, 1975). Для Сибири Храмов и др. (1974) приходят к выводу, что экватор проходил где-то в районе озера Байкал, однако, в каком полушарии в основном располагалась Сибирь — северном или южном — неясно.

Существенную помощь в определении палеоширот оказывают палеоклиматические данные. Выше упоминалось, что полоса рифовых известняков нижнего кембрия протягивается от Северной Америки через Евразию в Австралию и отмечает экваториальный и тропический пояса периода своего образования. В соответствии с этим на реконструкции и расположены континенты. К тропическому поясу тяготеют красноцветные песчаники и эвапориты кембрия Сибирской платформы. Существенно, что в той же полосе низких широт концентрируются главные фосфатоносные бассейны раннего кембрия: Каратауский в Южном Казахстане, Хубсугульский в Северной Монголии, Раджастанский в Северной Индии, Квинслендский в Восточной Австралии. Все они располагаются по окраинам Палеоазиатского океана. Получается в целом неплохое схождение с имеющимися палеомагнитными данными.

В раннем кембрии можно выделить по крайней мере шесть литосферных плит. Наиболее крупной являлась, по-видимому, Гондванская плита. Она оконтуривалась преимущественно границами поглощения вдоль систем островных дуг по северному обрамлению Африки и восточному краю Австралии. В Палеоазиатском океане было две плиты, разделенные срединно-океанским хребтом.

Вдоль северо-западного края океана прослеживается непрерывная система островных дуг от Европы до Китая. К северу от нее располагались Восточно-Европейская и Сибирская плиты. Северо-Американский континент с остальным океанским пространством составлял крупную самостоятельную плиту.

Средний — поздний ордовик, 480—450 млн. лет назад (рис. 3). В ордовикский период палеогеографическая картина во многом сохраняется, однако северные континенты начинают последовательно сближаться друг с другом.

В результате столкновения Сибирского континента с обрамлявшими его с запада и юга островными дугами произошло его наращивание и замыкание части Палеоазиатского океана, большие территории Южной Сибири и Северной Монголии были в конце кембрия — начале ордовика охвачены салаирской складчатостью. Широкое проявление гранитоидных батолитов на востоке Алтае-Саянской области и в Северной Монголии указывает на разрастание континентальной коры. Как установлено сейчас в Западной Монголии (Озерная зона), континентальные массы тектонически перекрыли и погребли под собой часть океанского ложа Палеоазиатского океана. Это хорошо выявляется на стыке Озерной эвгеосинклинальной зоны с Цаганоломской, являющейся фрагментом протерозойской континентальной коры. Во многих местах видно, что комплексы пород Цаганоломской зоны слагают тектонические покровы, залегающие на офиолитах Озерной зоны.

Палеоазиатский океан продолжал существовать. По-видимому, на протяжении почти всего ордовика действовала прежняя система спрединга, на что указывает присутствие раннеордовикских офиолитов в Северном Прибалхашье. Но размеры этого океана уже сильно сократились, и на его месте возникло несколько систем островных дуг. Одна такая дуга восстанавливается на западном обрамлении Казахстанского микроконтинента, где развиты андезитовые толщи среднего и верхнего ордовика. Западнее, в пределах Байконурского синклинория, по распространению турбидитных и глубоководных кремнистых отложений может быть намечен склон к глубоководному желобу. Другая вулканическая островная дуга формировалась, вероятно, на месте Чингиз-Тау, где ордовикские вулканические толщи андезитового состава представлены очень широко. Мощные терригенные серии ордовика Горного Алтая и Западного Саяна могут быть интерпретированы как осадки глубоководных котловин окраинного моря, располагающегося в тылу Чингизской вулканической дуги.

Палеоатлантический океан также испытывал существенные трансформации. В конце кембрия — начале ордовика в его пределах может быть реконструирован импульс спрединга, маркируемый не широким, но протяженным поясом офиолитов, который прослеживается от Скандинавии до Аппалачей. К нему принадлежат офиолиты группы Стёрен в Норвегии, офиолиты балантрейского комплекса и комплекса Хайленд Бордер в Шотландии с их аналогами в ирландских каледонидах, многие хорошо изученные комплексы Ньюфаундленда. Окраина Палеоатлантики хорошо фиксируется турбидитными осадкам и олистотромами Таконских клиппов. Опираясь на этот пояс, Дьюи (Dewey, 1969) реставрировал Палеоатлантический океан.

В среднем — позднем ордовике на западной окраине Палеоатлантики, в Аппалачах, проявился таконский диастрофизм. С ним связано образование хорошо известных Таконских клиппов по всему фронту Центральных и Северных Аппалачей и Ньюфаундленда с надвиганием (обдукцией) офиолитовых пластин (океанской коры) на прилегающие части Северо-Американского континента. Деформации сопровождались во внутренних частях орогенического пояса (антиклинорий Бронсон-Хил и др.) метаморфизмом и гранитообразованием (граниты Хайлендкрафт), что хорошо подтверждается абсолютной геохронологией (Harper, 1968; Rodgers, 1970). Еще более внутренние части были заняты вулканической островной дугой, прослеживаемой по андезито-базальтовым и флишевым (с олистостромой) накоплениям среднего — верхнего ордовика в поясе Магог в Ньюфаундленде (Horne, 1970) и в вулканическом поясе на севере Нью-Брансуика. Возможно, что часть формации

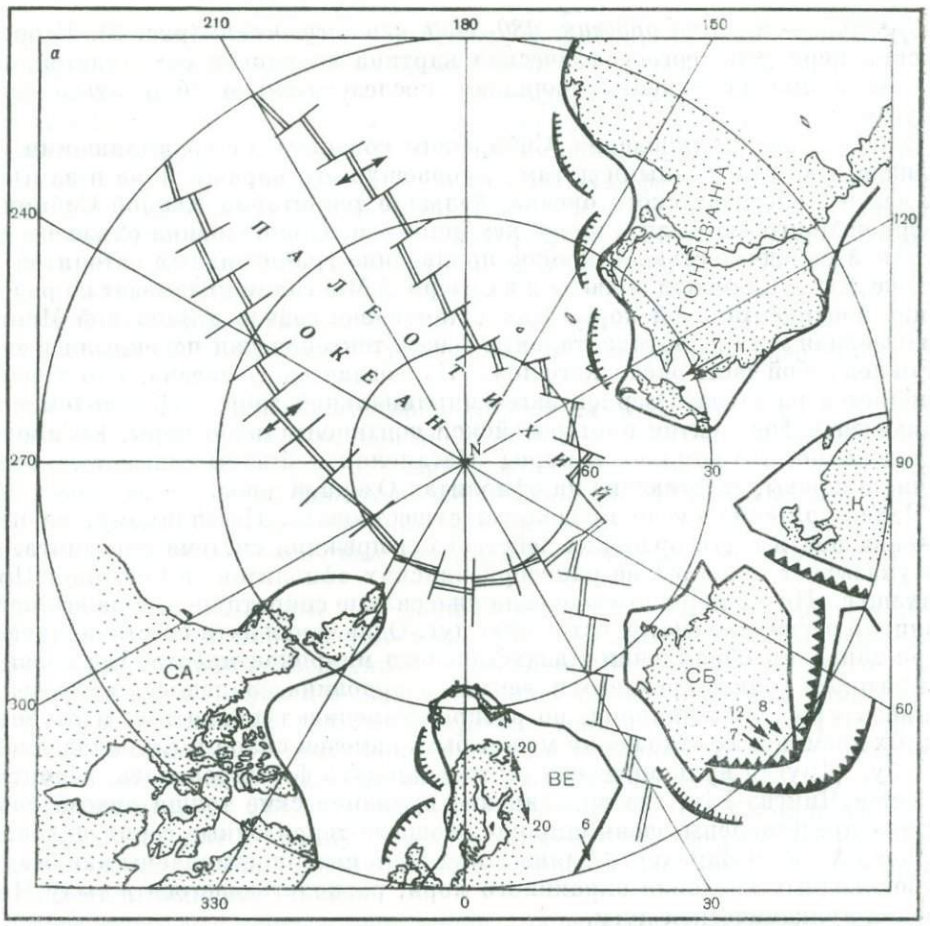


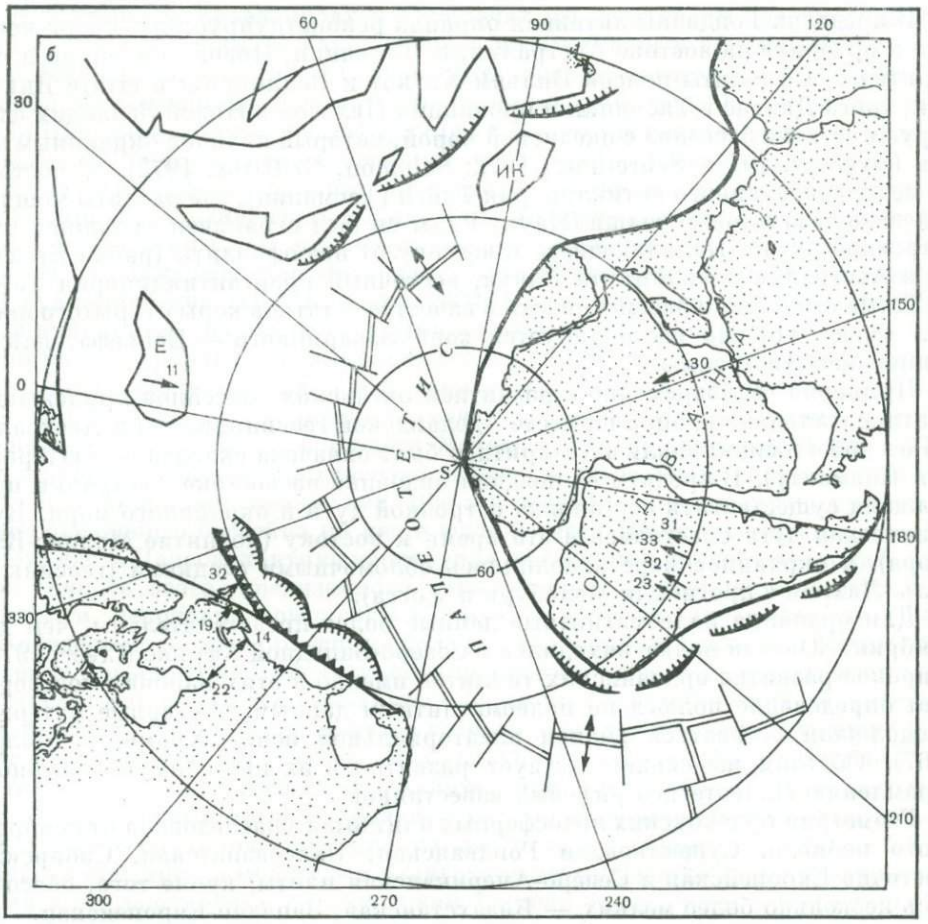
Рис. 3. Реконструкция континентов и океанов среднего — позднего ордовика (480—450 млн. лет назад) в сферической проекции

Условные обозначения см. рис. 2

Гандер-Лейк (Kennedy, McConigal, 1972), располагавшейся к востоку от островной дуги, представляет собой осадки глубоководного желоба. Можно уверенно предполагать существование в Северных Аппалачах и Ньюфаундленде ископаемой сейсмофокальной зоны, наклоненной на запад под Северо-Американский континент.

В более северном секторе Палеоатлантики, относящемся к каледонидам Северо-Западной Европы, в среднем — позднем ордовике хорошо реконструируются вулканические дуги (Бороудельские вулканиты Озерного района Северной Англии, группа Ховин Норвегии), закладывавшиеся непосредственно на океанском ложе вблизи окраины континента. Сопровождающие вулканиты флишеподобные обломочные толщи интерпретируются как отложения окраинного моря. Вулканиты принадлежат известково-щелочной серии и закономерно обогащаются калием в сторону Мидлендского континента (Fitton, Hughes, 1970), указывая тем самым на наклон зоны Заварицкого — Беньофа в этом направлении.

Таким образом, Палеоатлантика в конце ордовика начинает постепенно замыкаться, перерождаясь в систему островных дуг и окраинных морей. Вместе с тем можно предположить, что в это время происходит дополнитель-



ное раскрытие ее южных частей в районе Мексиканского залива. На это косвенно указывает развитие в поясе Уачита мощных кремнисто-терригенных осадков континентального склона (Keller, Cebull, 1973).

Одновременно в Евразии на месте будущих герцинских зон возникают новые океанские бассейны — Палеотетис и Уральский. Палеотетис прослеживается по офиолитам в основании разрезов палеозоя зоны Эйзенкаппель в Карнийских Альпах (Schönenberg, 1970; Kupsch et al., 1970), где-то в основании Паннонской низменности (Wein, 1969) и в других частях Балканского полуострова (Белов, 1970). На Большом Кавказе серпентинитовый пояс установлен на его северном склоне, в Передовом хребте. Его погребенное восточное продолжение прослеживается по магнитным аномалиям в Восточном Предкавказье и далее в полосе Предкопетдагского прогиба в Туркмении. Несколько изолированно от Палеотетиса располагались Южно-Монгольский и Джунгарский океанские бассейны. С Палеотетисом почти под прямым углом сочленялся Уральский океанский бассейн, также возникший в результате рифтообразования и проявлений спрединга (Иванов и др., 1974а, б). Обращает на себя внимание, что большинство вулканических островных дуг по обрамлению Палеоазиатского океана обращено своей фронтальной частью в сторону вновь формирующихся океанских бассейнов — Палеотетиса и Уральского. Очевидно, можно наметить ископаемые зоны Заварицкого — Беньофа, погружающиеся от этих бассейнов под закрывающийся Палеоазиатский океан.

В пределах Гондваны активная окраина реконструируется в конце кембрия и ордовике на востоке Австралии, в Тасмании, Новой Зеландии и Антарктиде. Офиолиты поясов Вильям-Хиткот и Веллингтон в штате Виктория, трога Дандас в Тасмании и провинции Нельсон в Новой Зеландии фиксируют остатки бассейна с океанской корой, который являлся окраинным морем (Oversby, 1971; Schreibner, 1972; Solomon, Griffiths, 1972). С востока на месте современного антиклинория Тайен (Тасмания), где развиты мощные андезито-базальтовые толщи (Маунт-Рид), он был ограничен вулканической островной дугой. Появляющиеся к востоку от нее офиолиты (район Брисбена в Австралии с филлитами Банья, восточный край антиклинория Тайен на Тасмании) можно рассматривать в качестве остатков коры открытого океана. Здесь хорошо реставрируется зона Заварицкого — Беньофа, наклоненная под Австралию.

Примерно одновременно с развитием океанских бассейнов прилежащая континентальная окраина на месте Аделаидской геосинклинали в Австралии и Росской геосинклинали в Антарктиде была охвачена складчатостью (орогения Канманту). В среднем — позднем ордовике на востоке Австралии продолжала существовать обстановка островной дуги и окраинного моря. Вулканическая дуга сместилась в это время к востоку (поднятие Молонг-Канберра), а окраинное море заполнялось обломочными осадками (геосинклиналь Лахлан с прогибами Мельбурн и Уогга).

Для ордовика палеомагнитные данные более представительны, чем для кембрия. Южный полюс находился в Северо-Западной Африке (Creer, 1970). Широкое развитие ордовикских тиллитов именно в этих районах подтверждает определение полюса по палеомагнитным данным. Северные материки продолжали оставаться вблизи экваториальной зоны (Храмов, Шолпо, 1967). Об этом же свидетельствует развитие в их пределах по северному обрамлению Палеотетиса рифовых известняков.

Геометрия ордовикских литосферных плит была унаследована от кембрийского периода. Существовали Гондванская, Палеоазиатская, Сибирская, Восточно-Европейская и Северо-Американская плиты, кроме того, обособилось несколько более мелких — Казахстанская, Западно-Европейская. По-видимому, были две главные зоны наращивания плит (спрединга): одна из них располагалась в океане Палеотетис, другая — в другом крупном океанском пространстве (Палеотихом океане). Дополнительные зоны спрединга развивались в Палеоазиатском и Уральском океанах. Вырисовываются две главные зоны поглощения плит: по южным окраинам северных материков и по северной окраине Гондваны, в районе Австралии.

Ранний — средний девон, 390—370 млн. лет назад (рис. 4). В среднем палеозое наблюдается тенденция к сгруживанию всех континентов и закрытию разделявших их океанов. Наиболее ярко это проявилось в северной части Палеоатлантики. Северо-Американский континент к началу девона спаивается с Восточно-Европейским, образуя Еврамерику. Пояс каледонской складчатости, протянувшийся от Аппалачей до севера Скандинавии, отмечает рубец, вдоль которого произошло столкновение двух континентов. К востоку от него располагаются комплексы пород Восточно-Европейского континента, к западу, в так называемом каледонизированном фундаменте юго-западной части Норвегии и Лофотенских островов, имеющем гренвильский и более древний возраст (Heier, Compston, 1969), а также в платформе Эрия северо-западной Шотландии можно видеть осколки Северо-Американского континента. Каледонский геосинклинальный комплекс вместе с офиолитами выжат «тисками» докембрийских глыб и залегает на них в виде обширных аллохтонных покровов. Очевидно, таким способом деформации объясняются интенсивный высокотемпературный метаморфизм и гранитизация, типичные для скандинавских каледонид.

В британских каледонидах и Аппалачах мы не находим подобия скандинавским каледонидам. В какой-то мере метаморфизм и гранитообразование свойственны северной зоне, Северо-Шотландским нагорьям и Северной Ирландии, прилежащим к жесткому упору платформы Эрия. На остальной площади Британских островов деформации в общем умеренные, а далее, на юго-запад — в Ньюфаундленде и Северных Аппалачах — они вообще практически отсутствуют. В этих районах в силуре и раннем девоне реконструируются обстановки континентальной окраины. Широко развитые в Северных Аппалачах силурийские и нижнедевонские вулканиты андезито-базальтового состава (окраина бассейна Матапедия, пояс Чэлер-Бей и др.) фиксируют собой вулканические дуги (Rodgers, 1970; McKerrow, Ziegler, 1971). По латерали вулканиты сменяются пестрыми по составу обломочными отложениями, в том числе турбидитами, выполнявшими межгрядовые понижения и, может быть, более обширные бассейны типа окраинных морей. Бассейн Мегума в Новой Шотландии, возможно, отмечает склон к глубоководному желобу. Мощные терригенные толщи пояса Уачита и района Марафон (Кинг, 1972) фиксируют положение континентального склона на месте современного обрамления Мексиканского залива. Все это позволяет предполагать существование океанского бассейна на месте южной части Палеоатлантики.

Эта часть Палеоатлантики переходила на востоке в другой океанский бассейн, скорее всего, средиземного типа, свидетельством чего являются, в частности, девонские комплексы Корнуэлла (Юго-Западная Англия). Развитые здесь мощные терригенные толщи (типа сланцев Киллас) отмечают положение прежнего континентального подножья, среди них появляются олистостромы и присутствуют базальты с океанской геохимической характеристикой (Floyd, 1972). Гипербазиты и габбро Лизарда и Старта, имеющие возраст 360—390 млн. лет (Dodson, Rex, 1971), отвечают, вероятно, внутренним частям океанского бассейна. В сравнительной близости от его северных границ на Британских островах развиты ранне-среднедевонские континентальные вулкано-плутонические ассоциации, которые сменяются внутрь Европейского континента молассами. Благодаря этому удается фиксировать здесь надвигание континента на океанский бассейн вдоль зоны Заварицкого — Беньофа и начинающееся закрытие бассейна.

Океанский бассейн продолжался в это время в районы Средней и Южной Европы, где существование глубокого морского прогиба бесспорно, но его природа пока неясна. Можно предполагать, что здесь происходило раскалывание и раздвигание в небольших масштабах Среднеевропейского континентального блока. Зоны рифтообразования могли возникнуть, в частности, на юге Рено-Герцинской зоны, на отдельных участках Саксо-Тюрингской и Моравo-Силезской зон и в Южно-Португальской зоне. Через герцинскую Европу Палеоатлантика соединялась с Палеотетисом и далее с другими океанскими бассейнами, существовавшими в это время в Азии.

На месте Азии реконструируется очень сложное переплетение обстановок. Значительные части прежнего Палеоазиатского океана перед девоном закрылись, а обрамляющие его окраины подверглись складчатости и либо причленились к древним континентам, как Алтае-Саянская область к Сибирскому континенту, либо увеличили площади микроконтинентов, образовав, например, такую относительно крупную континентальную глыбу, как Казахстанская. Складчатость и местами сильный метаморфизм этого времени отмечаются также в Цилянь-Шане, Циньлине и Катазии (Основы тектоники Китая, 1962). Они были обусловлены столкновением континентальных глыб Северного Китая и Индосинийского массива.

Одновременно с каледонской складчатостью в Азии продолжают формироваться океанские бассейны, входившие в систему Палеотетиса. Они восстанавливаются по полям развития офиолитовых комплексов в герцинских

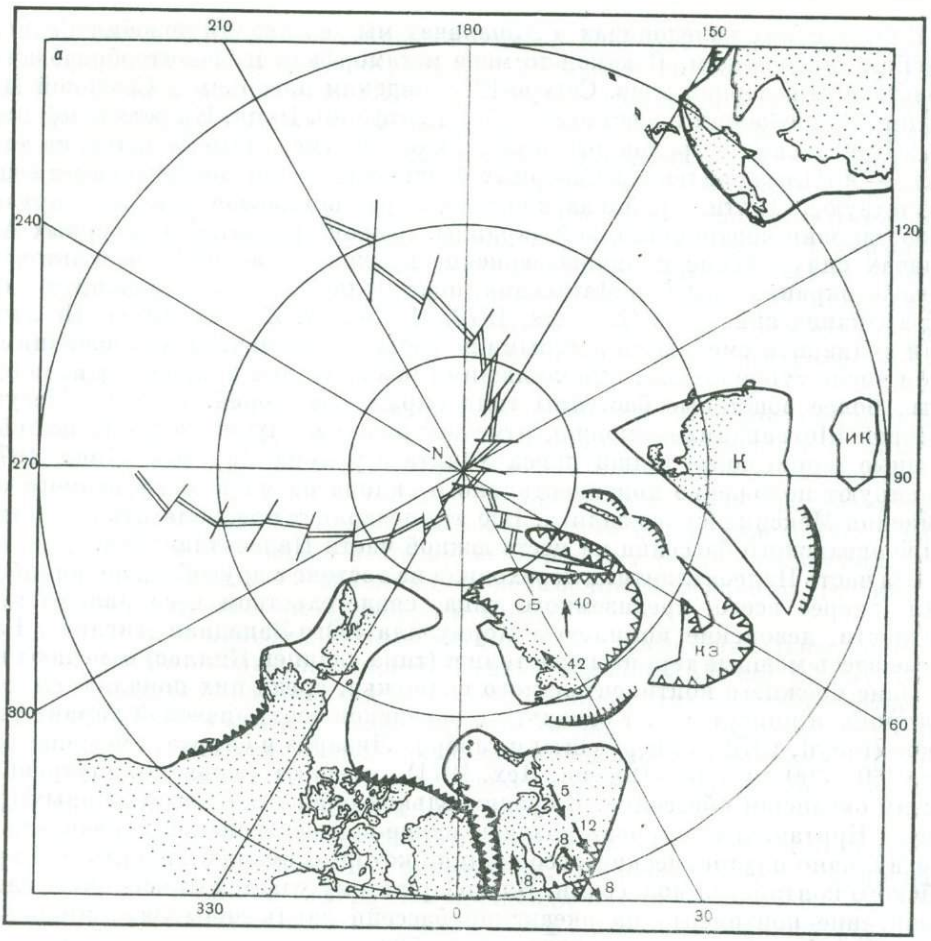
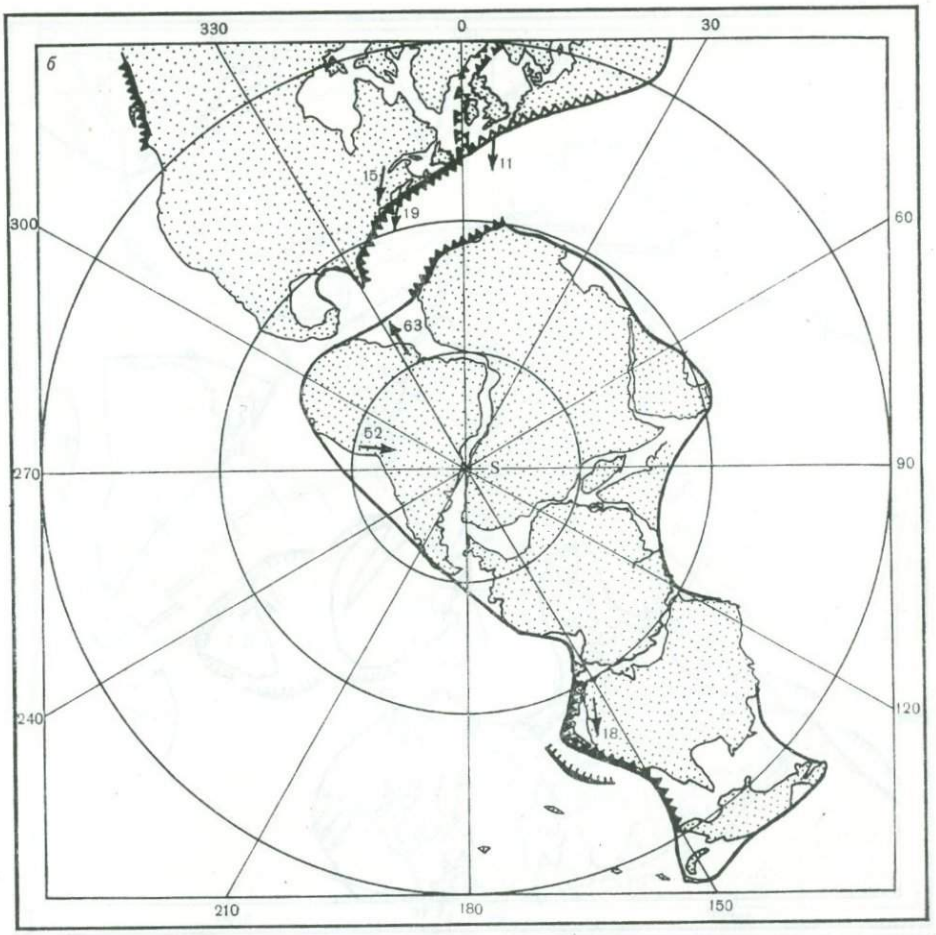


Рис. 4. Реконструкция континентов и океанов раннего — среднего девона (390—370 млн. лет назад) в сферической проекции

Условные обозначения см. рис. 2

складчатых сооружениях Южной Монголии, Южного Тянь-Шаня, Джунгарии, Иртыш-Зайсанской зоны и Западной Сибири. Повсеместно офиолиты обнажаются в сложных тектонических соотношениях с вмещающими породами, слагая тектонические покровы или зоны меланжа. В Южной Монголии их возраст изменяется от позднеордовикского до позднесилурийского или раннедевонского. Как установлено в хребте Дзолен (Зоненшайн и др., 1975; Зоненшайн, Кузьмин, 1976), здесь развиты типично океанские магматические комплексы, аналогичные коренным породам срединно-океанских хребтов. В Южном Тянь-Шане офиолиты выходят в узких зонах тектонического меланжа по обрамлению Ферганской котловины и в Кызылкумах (Буртман, Поршняков, 1974; Поршняков, 1973). Их возраст, скорее всего, является силурийским или силурийско-раннедевонским. В Джунгарии и Иртыш-Зайсанской зоне офиолиты обнаружены в основании целого ряда шарьированных пластин и в разных частях перекрыты отложениями от среднего девона до карбона (Ротараш, Гредюшко, 1972). Среднепалеозойские офиолиты обнаружены в фундаменте Западно-Сибирской низменности в междуречье Иртыша и Оби (Куликов, 1971). По распространению офиолитов может быть рекон-



струировано несколько океанских бассейнов: Южно-Монгольский, Южно-Тяньшанский, Джунгарский, Западно-Сибирский и др. Размеры этих бассейнов трудно поддаются оценке. В некоторых из них, как в Южно-Монгольском, заведомо существовали островные дуги, судя по развитию типичных островодужных комплексов среднепалеозойского возраста (Зоненшайн и др., 1975). На краях Сибирского и вновь созданного к девону Казахстанского континентов в раннем — среднем девоне формировались континентальные вулкано-плутонические комплексы, свидетельствующие о надвигании их на прилежащие океанские бассейны (соответственно Южно-Монгольский и Джунгарский).

Во многом аналогичная пестрота обстановок может быть реставрирована для востока Австралии (Браун и др., 1970; Oversby, 1971; Schreibner, 1972). Здесь на месте геосинклинали Новой Англии начал формироваться в среднем палеозое новый океанский бассейн (маркируемый офиолитами Большого серпентинитового пояса). Он окаймлялся со стороны континента барьерным рифом и вулканической островной дугой (андезиты поднятия Кондоболин). Располагавшийся в тылу этой дуги Мельбурнский прогиб являлся, видимо, аналогом окраинного моря и заполнялся обломочными осадками флишевого типа. В то же время более западные участки прежней Лахланской геосинклинали испытали складчатость с внедрением гранитных батолитов.

Система вулканических дуг, вероятно, может быть реконструирована на западном побережье Северной Америки. Мощные терригенные отложения

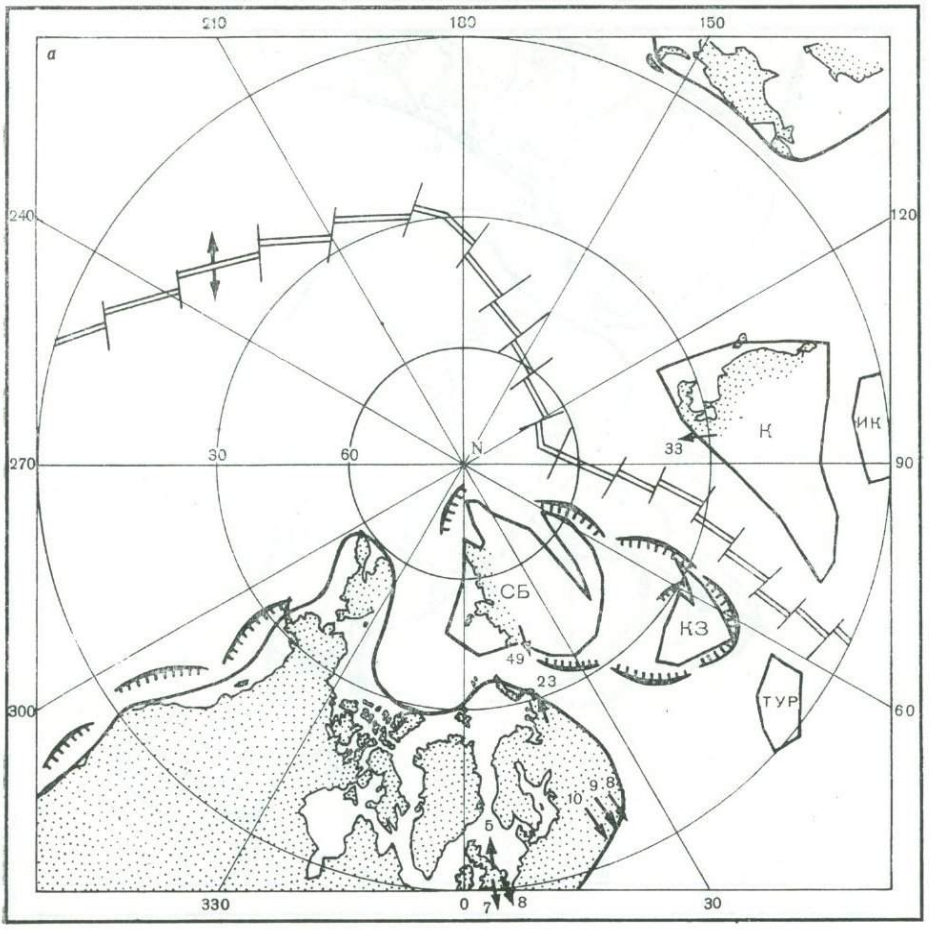


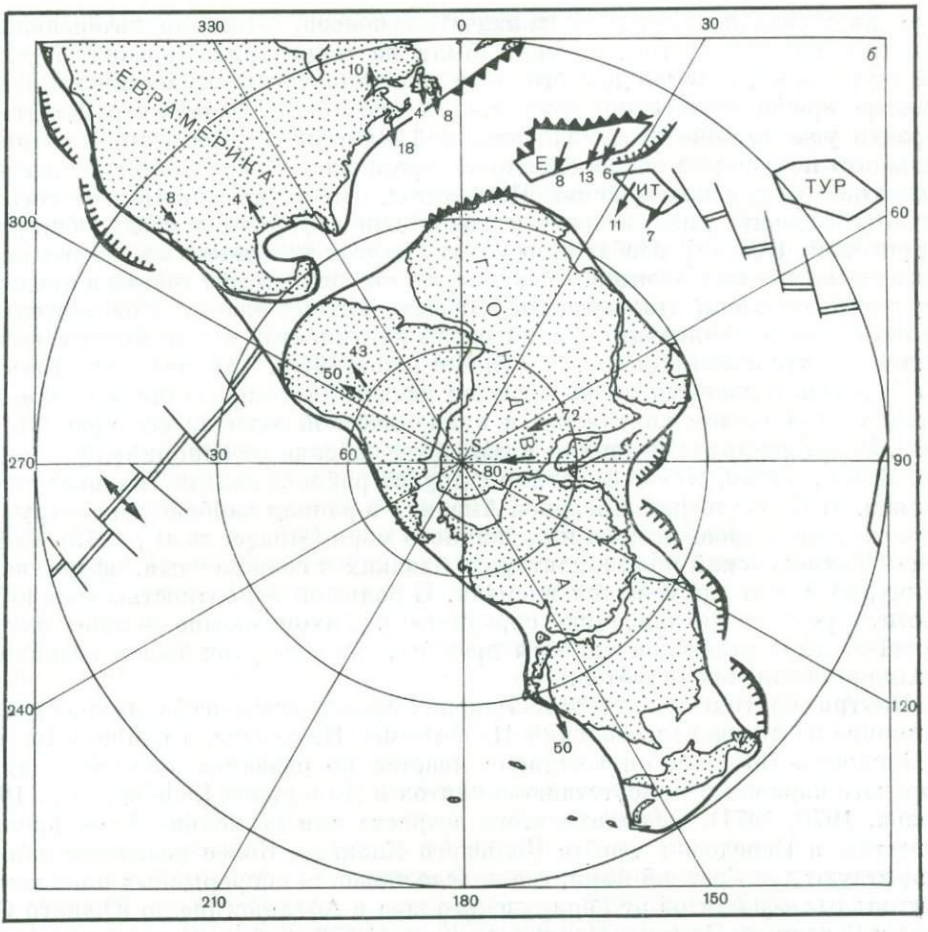
Рис. 5. Реконструкция континентов и океанов раннего карбона (340—320 млн. лет назад) в сферической проекции

Условные обозначения см. рис. 2

среднего палеозоя Анд отмечают положение прежнего континентального склона.

Палеомагнитные данные указывают на положение Южного полюса в раннем — среднем девоне в районе Аргентины (McElhinny, 1973). В среднем палеозое произошло одно из тех резких его смещений, на которые указывают Мак-Элхинни и Брайден (McElhinny, Briden, 1971). Оно возникло при повороте Гондваны по часовой стрелке относительно центра, находящегося в Индии, примерно на 40° (возможная природа такого резкого смещения полюса рассматривается в гл. IV, § 6). По данным Кравчинского (1973), аналогичное резкое смещение в это время испытывает полюс по отношению к Восточно-Европейскому континенту. Сибирский континент в соответствии с данными Храмова и Шолпо (1967) помещен в средних широтах северного полушария с поворотом его на 60° против часовой стрелки. Северная Америка в своей большей части была смещена в Южное полушарие.

Палеоклиматические данные находятся в соответствии с таким расположением континентов. В Южной Америке, в Аргентине, т. е. в полярной области того времени, в составе силурийских и девонских отложений широко



развиты тиллиты. Через Гренландию, Северную Европу, Казахстан и Южную Сибирь прослеживаются поля развития континентальных красноцветных песчаников (типа серии Олдред), фиксирующие пояс пустыни (аридного климата). В тропической области во многих местах росли барьерные рифы; они выявлены по обрамлению Сибирского, Китайского и Еврамериканского континентов, а также в Австралии по обрамлению Гондваны.

Геометрия литосферных плит в среднем палеозое претерпевает существенные изменения. Исчезает или почти полностью исчезает главная зона спрединга, располагавшаяся между Гондваной и северными материками. По-видимому, сохраняется лишь одна зона спрединга в обширном океанском пространстве, окружавшем континенты. Палеоатлантика и большая часть Палеотетиса, равно как отшнурованные от них другие океанские бассейны, в девоне были заняты вулканическими островными дугами и постепенно замыкались за счет сближения и столкновения континентов. Весь этот межконтинентальный пояс можно считать в то время грандиозной зоной поглощения плит.

Ранний карбон, 340—320 млн. лет назад (рис. 5). Во вторую половину девона и в начале карбона континенты продолжали сближаться друг с другом. Это время отвечало проявлениям герцинской складчатости, которой предшествовали орогении конца девона: антлерская на западе Северной Америки, акадская в Аппалачах, табберабер ская в Восточной Австралии. Из всех других палеозойских эпох складчатости никакая другая не проявилась так ши-

роко на площади почти всех складчатых поясов. Особенно интенсивными складкообразовательные движения были на территории Евразии, т. е. на той территории, которая до этого была занята океанскими бассейнами. Большинство прежних бассейнов закрылось, а континенты начали сгруживаться, образуя уже подобие позднепалеозойской Пангеи. Внутри этого «континентального» полушария одновременно с герцинской складчатостью начал раскрываться позднепалеозойский Палеотетис. Но раскрытие Палеотетиса не могло обеспечить динамические условия для деформации столь обширных территорий. Поэтому необходимо искать другой источник сил, приводящих к сгруживанию континентов. Очевидно, он мог находиться только в пределах другого полушария, отвечающего, в общем, Тихому океану. Действительно, по окраинам обрамляющих Тихий океан континентов мы во многих местах видим его активность (Яншин, 1965 б, Богданов, 1975). Так, на Северо-Востоке СССР рассматриваемый рубеж отмечен началом формирования верхоянской серии на Сибирском континенте и вулканической дуги на его крае (Корякия). В это же время возникли позднепалеозойские геосинклинали Японии, Новой Каледонии, Новой Зеландии и других районов запада Тихоокеанского кольца. В Кордильерах Северной Америки в раннем карбоне реконструируется система островной дуги и окраинного моря (Monger et al., 1972). Собственно Тихоокенский пояс в контурах, близких к современным, оформляется примерно в этот промежуток времени. С большой вероятностью можно допустить резкую активизацию спрединга в Тихом океане — либо внутри какой-то гипотетической системы древних, либо внутри вновь возникших срединно-океанских хребтов.

Внутри «континентального» полушария прежде всего необходимо обратить внимание на позднепалеозойский Палеотетис. На западе, в районах Балкан и Ближнего Востока, он восстанавливается по развитию полного разреза морского карбона и присутствию спилитов в Динаридах (Schönenberg, 1970; Белов, 1970, 1971). Офиолиты этого возраста или несколько более древние известны в Передовом хребте Большого Кавказа. Более надежные данные существуют для Средней Азии, где прослеживается непрерывный пояс каменноугольных офиолитов от Герирудского шва в Афганистане до Южного Гиссара и Северного Памира. Портнягин и др. (1973) показали, что раннекаменноугольные офиолиты генетически связаны с роями параллельных даек, рассекающих более древний метаморфический фундамент, т. е. они возникли в результате растяжения, рифтообразования. Вулканиты, входящие в состав офиолитового комплекса, принадлежат к низкокалиевым океанским толеитам. Офиолиты перекрываются здесь среднекаменноугольными андезитами. На Северном Памире остатками ложа Палеотетиса являются, возможно, зеленокаменные эффузивы нижнего карбона и Дарваз-Сарыкольский метаморфический комплекс (Власов, 1969). Далее на восток выходы офиолитов расщепляются на две ветви. Более северная прослеживается вдоль южного края Таримской котловины, затем в Бейшане (Основы тектоники Китая, 1962), далее она переходит в офиолиты Внутренней Монголии и в Солонкерскую зону крайнего юга Монголии (Борзаковский, Суетенко, 1970). Еще восточнее эта ветвь смыкается с позднемезозойскими офиолитами Гиринской и Гродековской зон, уходя к югу от Хангайского массива в Приморье. Другая ветвь проходит, вероятно, через Тибет в Юньнань и далее либо в Северный Вьетнам, либо поворачивает на юг, следуя через Таи-Малайскую систему (Hutchison, 1973). Возможно, изолированные остаточные океанские бассейны продолжали существовать в Иртыш-Зайсанской зоне и на территории Западно-Сибирской низменности.

Вновь возникший позднепалеозойский Палеотетис, или Палеотетис второй генерации, располагался примерно вдоль среднепалеозойских бассейнов, но к югу от них. Это хорошо видно в Средней Азии и Монголии. Океан

Палеотетис II отделил Китайский континент от Сибирского и Казахстанского континентов.

Палеотетис II, очевидно, на всем своем протяжении обрамлялся с севера системами островных дуг. Они реконструируются по поясам развития вулканических комплексов известково-щелочного состава. Такие комплексы протягиваются широкими полосами в Южной Монголии (Гобийский Алтай), где ассоциируют с черносланцевыми и граувакковыми толщами, представляющими, скорее всего, отложения окраинных морей в тылу островных дуг. В Южном Тянь-Шане, в Гиссарском хребте, вулканиты андезито-базальтового состава доминируют в разрезе нижнего — среднего карбона. Они сопровождаются флишеподобными толщами и олистостромами. Портнягин и др. (1973) показали принадлежность этих комплексов пород к островодужной ассоциации. По островным дугам намечается положение прежних зон Заварицкого—Беньофа, наклоненных в большей своей части от Палеотетиса на запад под Сибирский и Казахстанский континенты.

Внутри пространства, занятого прежде Палеоазиатским океаном, наряду с горно-складчатыми сооружениями формировались местами островные дуги. Такая дуга восстанавливается на рудном Алтае, где в Черской зоне нижний карбон представлен в основном известково-щелочными вулканитами, а в соседней Комба-Нарынской зоне — существенно терригенными толщами (Геология СССР, 1966). Вулканиты отвечают самой вулканической дуге, а терригенные толщи — окраинному морю. В этом районе выявлены парные пояса метаморфизма, столь характерные для островных дуг: высоких давлений, глаукофановый — на западе, в Черской зоне (Василевская, Казак, 1971), и высокотемпературный — на востоке, в Иртышской зоне смятия. Вулканическая дуга существовала также на восточном склоне Урала (валерьяновская свита); она, по-видимому, отделяла в это время Восточно-Европейский континент от Западно-Сибирского остаточного океанского бассейна.

На реконструкции (см. рис.5) показан также проблематичный океанский бассейн между Северной Америкой и Гондваной. Он намечен лишь по косвенным признакам исходя из развития флишевых толщ, местами с основными вулканитами, по краям этого предполагаемого бассейна в Южной Португалии (Bard et al., 1973; Schermerhorn, 1970) и в районах северного обрамления Мексиканского залива — Уачита и Марафон (Кинг, 1972).

Палеомагнитные данные, в общем, хорошо увязываются с реконструкцией. Экватор проведен через середину Северной Америки и Европы (Roy, 1971). Сибирский континент помещен в высоких широтах (Храмов, Шолпо, 1967). В это время южный полюс испытывал движение далее на юг; возможно, уже в это время началось следующее крупное смещение полюса в сторону Антарктиды.

В карбоне начинается великое позднепалеозойское оледенение Гондваны. Это находится в хорошем соответствии с тем, что все части Гондваны, охваченные оледенением, находятся на реконструкции вблизи Южного полюса, во всяком случае, южнее 45° ю.ш. По областям угленакопления, столь широко проявленным в карбоне, хорошо восстанавливаются экваториальный и умеренно гумидный пояса. Экваториальный пояс угленакопления проходил через Северную Америку, Европу и Китай. С ним совпадают поля развития рифовых известняков. Интересно, что в том же поясе сконцентрированы бокситовые месторождения Европы, Урала и Китая (Bardossy, 1973). Поясам умеренного гумидного климата отвечают каменноугольные залежи Сибири и континентов Гондваны.

Расположение и конфигурация литосферных плит оставались в раннем карбоне примерно теми же, что и в девоне. Выделяются Гондванская, Евроамериканская, Сибирская, Палеотихоокеанская плиты и более мелкие — Казахстанская и Китайская. Большинство континентальных плит было окру-

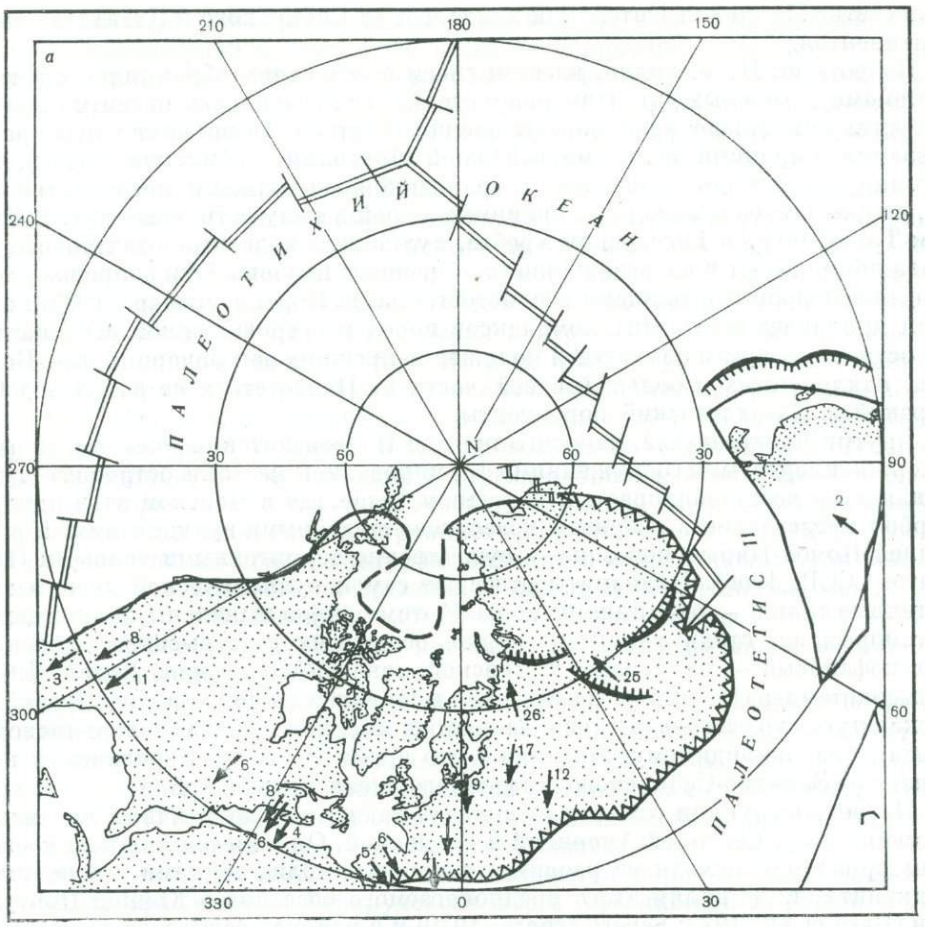


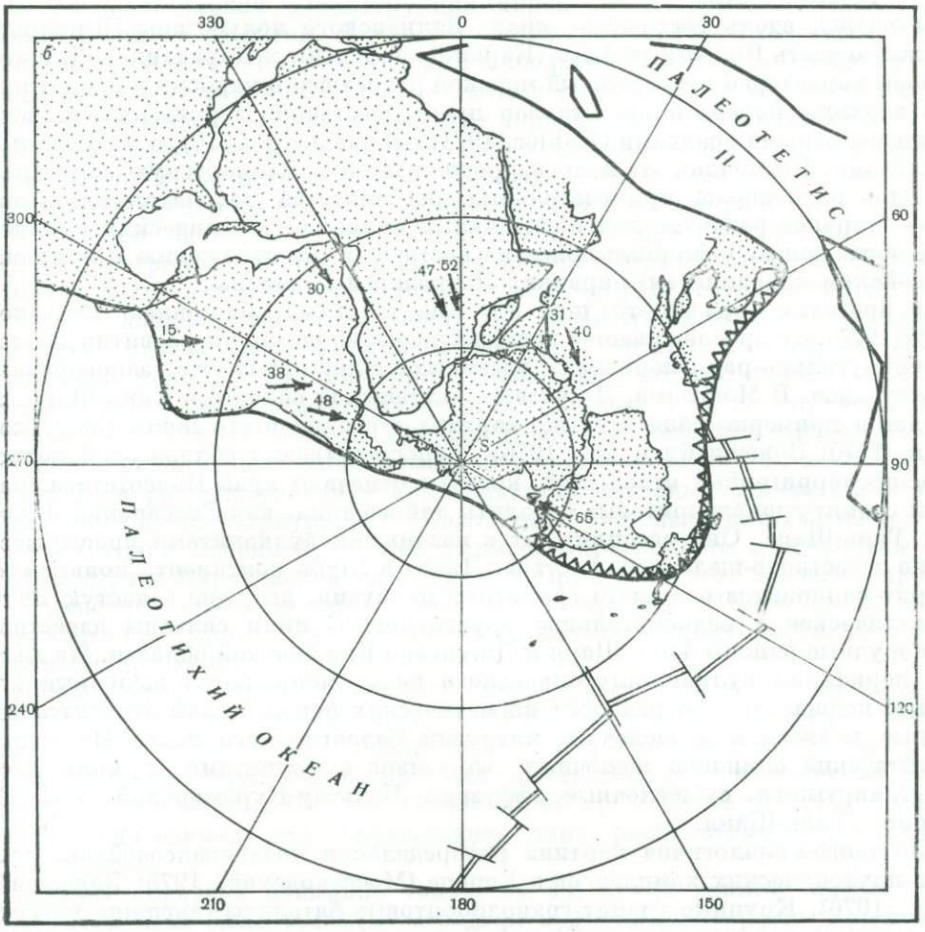
Рис. 6. Реконструкция континентов и океанов позднего карбона — ранней перми (290—270 млн. лет назад) в сферической проекции

Условные обозначения см. рис. 2

жено зонами субдукции. Начинает вырисовываться одна ось наращивания, относящаяся к Палеотихому океану, и одна крупная область поглощения, охватывающая северные континенты.

Поздний палеозой (*поздний карбон — ранняя пермь*), *290—270 млн. лет назад* (рис. 6). В конце палеозоя завершилась та тенденция к сгруживанию континентов, которая наметилась еще в начале среднего палеозоя. Практически все материки спаялись в единую континентальную глыбу — Пангею, очерченную еще Вегенером. Пангея состояла из двух частей: Гондваны на юге и Лавразии на севере. Только Китайский континент располагался изолированным массивом, отделяясь океаном Палеотетис от Пангеи и заполняя собой ту брешь, которая обычно рисуется на этом месте при всех ее реконструкциях.

Места спаивания континентов отмечены поясами складкообразования в Аппалачах и на Урале. Вдоль пояса Аппалачей произошло соединение Северной Америки и Африки. Позднепалеозойская, так называемая аппалачская складчатость, сопровождаемая крупным движением тектонических по-



кровов в сторону Северо-Американского континента, является прямым свидетельством столкновения плит. Уральский складчатый пояс, а также области складкообразования в Иртыш-Зайсанской зоне и, видимо, в ряде зон фундамента Западно-Сибирской низменности маркируют те швы, вдоль которых произошло соединение Сибирского, Казахстанского континентов и ряда мелких микроконтинентов Азии (Туранского, Каракумского и др.) с Еврамерикой. Впервые в это время оформился крупный континентальный массив на месте Евразии. Складчатые движения, связанные со столкновением всех этих разрозненных континентальных глыб, привели повсеместно к образованию покровно-складчатых структур.

В позднем карбоне—ранней перми продолжал существовать Палеотетис. Однако он был уже отмирающим океаном. Практически нигде в его пределах не известны офиолитовые комплексы позднепалеозойского возраста. Сам бассейн восстанавливается в основном по косвенным признакам — по развитию по его краям комплексов континентального подножья. Во Внутренней Монголии, в Солонкерской зоне (по ее северному борту) развиты морские флишеподобные толщи с олистостромами (Лугингольский, Даланульский и другие прогибы). Такие же мощные флишеподобные отложения верхнего карбона—нижней перми известны в Южном Тянь-Шане (Портнягин и др., 1973; Поршняков, 1973) и на Северном Памире (Руженцев, 1968). В пределах Европы континентальное подножье, отвечающее краю Палеотетиса, может быть восстановлено по полосе развития морского верхнего палеозоя, протя-

гивающейся вдоль восточного края Балканского полуострова (Динариды) в южную часть Восточных Альп (Карнийские Альпы и Караванке). Для этой полосы характерен непрерывный морской разрез всего карбона и перми, причем верхний палеозой представлен преимущественно терригенными, часто флишеподобными осадками (Kahler, 1971; Schönenberg, 1970), а в Боснии — спилитами. Возможно, эта полоса продолжается в Пьемонтскую зону Альп.

Одна из наиболее примечательных особенностей рассматриваемой эпохи — широкое развитие континентальных вулкано-плутонических комплексов, образующих обширные пояса на восточных (по отношению к позднепалеозойским координатам) окраинах Лавразии и Гондваны.

В пределах Евразии этот пояс был выделен и подробно описан Моссаковским (1975). Он прослеживается почти непрерывно по полям развития позднекаменноугольно-раннепермских наземных вулканитов и разнообразных гранитоидов. В Монголии, Джунгаро-Балхашской области и Тянь-Шане выявляется примерно одна и та же картина строения этого пояса (Моссаковский, 1975; Зоненшайн и др., 1976). Непосредственно вблизи этой полосы морских терригенных отложений, которые отмечают край Палеотетиса, развиты гранит-гранодиоритовые батолиты такого типа, как Гиссарский в Южном Тянь-Шане. Они ассоциируют с наземными вулканитами преимущественно известково-щелочного состава. Далее в глубь континента появляются диорит-монцонитовые и чисто гранитные интрузии, несущие зачастую полиметаллическое и редкометальное оруденение. С ними связаны известные горнорудные районы Тянь-Шаня и Джунгаро-Балхашской области. На дальней периферии вулкано-плутонического пояса появляются щелочные или сильно подщелоченные разности магматических пород. К ним относятся щелочные вулканиты и щелочные интрузии Селенгинского пояса Монголии, семейтауский комплекс щелочных эффузивов с сиенитами и монцонитами Прииртышья, субщелочные эффузивы Бельтау-Кураминской зоны Северного Тянь-Шаня.

Во многом аналогична картина распределения позднепалеозойских вулкано-плутонических комплексов в Европе (Моссаковский, 1975; Зоненшайн и др., 1976). Крупные гранит-гранодиоритовые батолиты (внешние массивы Альп, гранитоидные массивы Старой Планины) сменяются полями развития кислых вулканитов и лав известково-щелочного состава (Саарская, Тюрингская и другие впадины), которые сопровождаются телами редкометальных гранитов (Рудные горы, Центральный массив, Корнуэлл). На периферии появляются щелочные комплексы — пояс Фемарн — Узедом (Буш, Кирюхин, 1971), грабен Осло, щелочные комплексы Клайдского плато Великобритании).

По-видимому, такой же вулкано-плутонический пояс формировался и на восточной окраине Гондваны — в Австралии и Индокитае. В Австралии к нему относятся вулканиты (нижние эффузивы Боуэн) и гранитоиды, вытягивающиеся вдоль восточного побережья (Браун и др., 1970). Пермские вулканиты известны на острове Суматра (Katilli, 1973). Они развиты также на Малайском полуострове (Hutchison, 1973) и в низах индосинийского комплекса. По принятой нами реконструкции Гондваны Индокитай вместе с Северной Суматрой и Южным Калимантаном примыкает к северной окраине Австралии, так что все позднепалеозойские вулкано-плутонические образования группируются в единый пояс.

Во всех случаях эти окраинные вулкано-плутонические пояса отмечают надвигание континентов на океан и фиксируют положение ископаемых зон Заварицкого—Беньофа. Обращает на себя внимание общая направленность движений в восточных румбах. Источник этих движений мы должны искать за пределами «континентального» полушария, т. е. в Тихом океане, допуская новый импульс расширения его дна. Соответственно Палеотетис испытывал сокращение.

Позднепалеозойская реконструкция хорошо согласуется с имеющимися палеомагнитными данными. К этому времени закончилось следующее крупное смещение Южного полюса, который в позднем палеозое находился в районах Западной Антарктиды. Палеомагнитные материалы по верхнему палеозою довольно многочисленны и обладают хорошей представительностью. Они довольно надежно указывают на положение экваториального пояса в южной части Северной Америки и на юге Европы. Большая часть Гондваны располагалась в средних и высоких широтах Южного полушария.

В позднем палеозое максимума достигает оледенение Гондваны. Оно охватывает огромные площади в южных районах Южной Америки, Африки, в Индии, Австралии и Антарктиде. На север оно распространялось до 50—45° ю. ш. (в координатах того времени), т. е. соответственно до тех же широт, до которых доходило четвертичное оледенение в северном полушарии. Экваториальный пояс хорошо подчеркнут областями развития карбонатных отложений, в том числе рифов, слагающих обширные поля по окраинам Палеотетиса — в Южной Европе, Турции, Иране, Индокитае и Китае. Более северная, аридная зона, располагавшаяся примерно между 10 и 30° с. ш., маркируется распространением красноцветных песчаных отложений и эвапоритов в Европе, Приуралье, Казахстане. Это известные красноцветы красного лежня Западной Европы, пермские красноцветы и эвапориты востока Восточно-Европейской платформы и Предуральского краевого прогиба, меденосные красноцветные отложения Центрального Казахстана. Пояс умеренного гумидного климата может быть намечен по каменноугольным бассейнам Сибири между 30 и 60° с. ш.

Палеогеографическая обстановка позднепалеозойского времени, представленная, по существу, одним крупнейшим континентом и одним океаном, разительно отличается от раннепалеозойской и современной. Может быть реконструирована практически одна, но грандиозная зона поглощения плит, обрамлявшая с востока Пангею. Очевидно, ей противостояла единая же (или относительно единая) зона наращивания плит, располагавшаяся в Палеотихом океане.

Следует обратить внимание также на то, что в раннем палеозое, видимо, очень мало были развиты островные вулканические дуги. Они реконструируются только на северном краю Лавразии и по обрамлению Китайского континента. Главная зона поглощения маркируется континентальными вулкано-плутоническими поясами, т. е. активными континентальными окраинами андийского типа, связанными с условиями активного надвигания континента на океан. Свидетелями такого надвигания являются магматические ареалы, такие, как Джунгаро-Балхашский, очень похожие на позднекайнозойский магматический ареал провинции Бассейнов и Хребтов на Западе США, для которого показано (Atwater, 1970), что структуры и магматизм возникли в результате перекрытия Северо-Американским континентом Восточно-Тихоокеанского хребта. По аналогии с этим на реконструкции (см. рис. 6) зоны срединно-океанских хребтов нанесены вблизи активных континентальных окраин и местами даже «ныряющими» под них.

Мезозойские реконструкции. При построении мезозойских, особенно позднемезозойских реконструкций, уже можно широко пользоваться данными по геологии и геофизике океанов. Наибольшее значение имеют материалы, восстанавливающие историю спрединга срединно-океанских хребтов (имеются в виду полосовые магнитные аномалии и результаты глубоководного бурения). Они дают возможность количественно оценить величину раздвижения континентов и с помощью чисто геометрических построений произвести стыковку отдельных плит литосферы путем их приближения к осям спрединга вдоль трансформных разломов. Это совершенно независимый источник

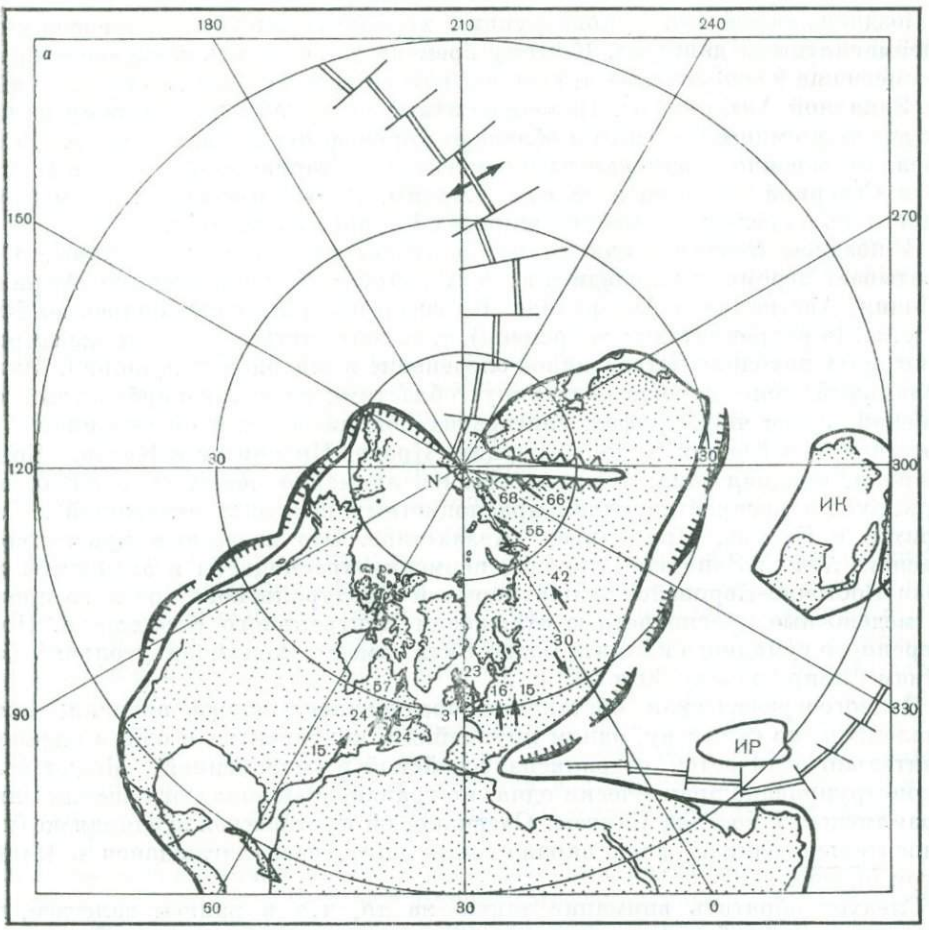
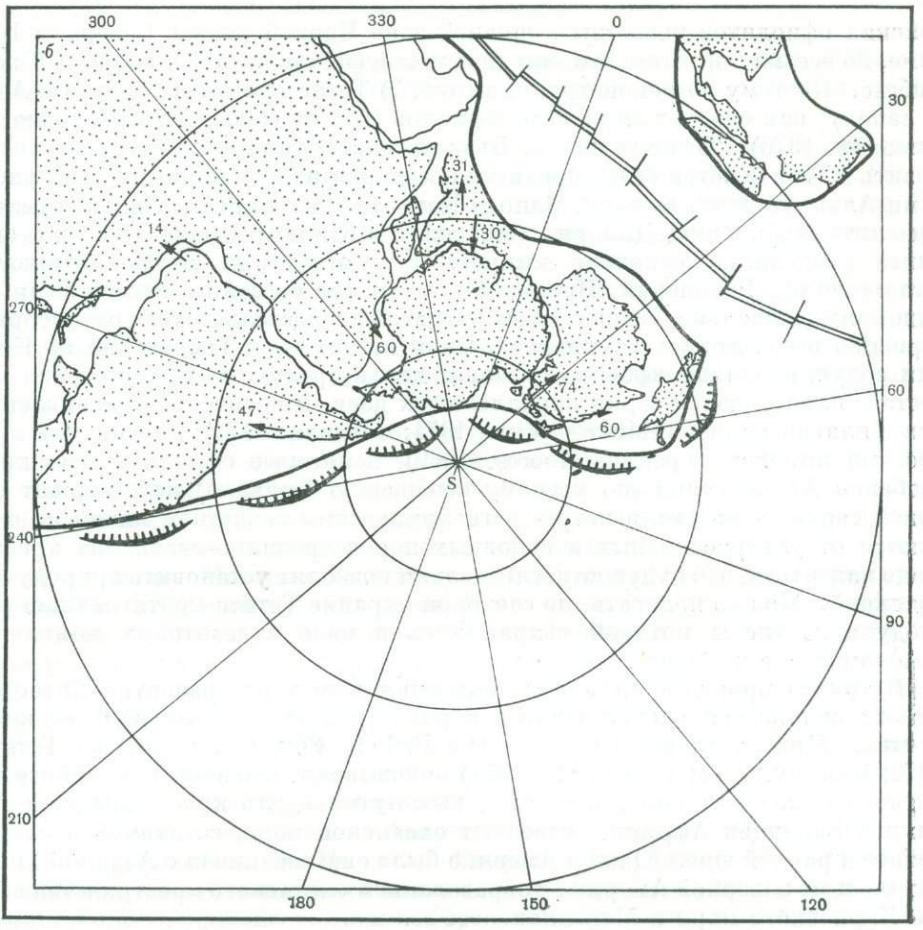


Рис. 7. Реконструкция континентов и океанов среднего — позднего триаса (220—200 млн. лет назад) в сферической проекции

Условные обозначения см. рис. 2

сведений для построения реконструкций, а палеомагнитные и палеоклиматические данные становятся в этом случае лишь вспомогательными, а не решающими.

Средний — поздний триас, 220—200 млн. лет назад (рис. 7). В триасовый период палеогеографическая обстановка была во многом похожа на позднепалеозойскую, но имеются и значительные отличия. Закрывается океан Палеотетис, и Китайский континент причленяется к Евразии. Проявления древнекиммерской складчатости фиксируют столкновение этих континентов. Триасовые складкообразовательные движения выявлены еще недостаточно, но роль их в тектонической истории Земли, бесспорно, очень велика. Они более известны в центральном секторе бывшего Палеотетиса (в Северном Афганистане и на Памире), в меньшей мере — во Внутренней Монголии (Солонкерская зона). Возможно, к Евразии в это время уже причленились отдельные континентальные блоки на Среднем Востоке (например, Северный и Центральный Афганистан), но эта область все еще была крайне неустойчивой. Многочисленные морские триасовые прогибы, известные в Афганистане или



в районе Мангышлака, свидетельствуют либо о сохранении остаточных океанских бассейнов, заполнявшихся осадками, либо о кратковременном возникновении новых бассейнов типа небольших средиземных морей.

В триасе начинается образование мезозойского океана Тетис. История западной части Тетиса была подробно рассмотрена с позиций теории тектоники плит Дьюи и др. (Dewey et al., 1973). Они показали, что так называемые германские фации триаса, находящиеся в основании внешних частей Альпийского пояса и представленные грубообломочными отложениями и эвапоритами, включающими местами базальты, образовались в тех первичных грабенах — рифтах, которые предшествовали раскрытию мезозойского Тетиса. Большинство офиолитовых комплексов Альпийско-Гималайского пояса относится, вероятно, к триасу — юре. Они всегда слагают здесь обдуцированные офиолитовые покровы (Пейве, 1969; Книппер, 1974). Возможно, только офиолиты Кипра (Тродосский массив) находятся в относительно слабо перемещенном положении. В большинстве случаев положение корневых зон, откуда были отторжены офиолитовые покровы, остается неизвестным. Хотя офиолиты маркируют следы прежнего океана, его точная конфигурация и истинные размеры остаются неизвестными. Офиолиты Западных Альп, Аппалач, Динарид, Кипра, Южной Анатолии и Малого Кавказа надежно указывают на наличие океанского ложа в западной части Тетиса. Возможно, раннемезозойскими являются офиолиты Северного Ирана и Центрального Афганистана. Далее на восток более или менее достоверные выходы ранне мезо -

зойских офиолитов известны в шовной зоне Черной реки в Северном Вьетнаме, но весьма вероятно, что они присутствуют также в Юньнани и Южном Тибете. Поэтому на реконструкции (рис. 7) Тетис протянут через всю Азию. К западу, как следует из ряда материалов (Dewey et al., 1973; Чехович, Зоненшайн, 1976), Тетис сужался. Дьюи с соавторами смогли условно восстановить в Тетисе ветви осей спрединга. Северная из них маркируется офиолитами Альп, Карпат, Балкан, Малого Кавказа и Эльбурса. Южная отмечена офиолитами Аппенин, Динарид, Анатолии и Южного Ирана. Эти зоны спрединга разделяли несколько микроплит и отдельных микроконтинентов: Итальянский, Родопский, Иранский. Океанские бассейны Тетиса были, повидимому, довольно разнородны; об этом свидетельствует разнообразие строения офиолитовых комплексов. Одни из них, как Тродосский на Кипре или обдуцированные офиолиты Омана, характеризуются присутствием в их составе пластинчатой серии параллельных даек, относительно раскисленных лав и плагиогранитов (Moores, Vine, 1971; Coleman, 1971); другие, как вуриносский комплекс Греции (Moores, 1969), некоторые офиолиты Армении и особенно Афганистана (по устному сообщению Чальяна) не содержат дайковой серии, а по своим петро- и геохимическим свойствам ничем не отличаются от ультраосновных и основных пород срединно-океанских хребтов. Надо надеяться, что будущие исследования позволят установить природу этих различий. Можно полагать, по северной окраине Тетиса протягивалась зона субдукции, следы которой сохранились в виде андезитовых комплексов в Афганистане и Тибете.

В триасе проявляется новая тенденция в истории развития литосферы Земли: начинается раскол Пангеи и раздвижение составляющих ее континентов. Многочисленные работы (Le Pichon, Fox, 1971; Phillips, Forsyth, 1972; Ramsey, 1971; Vogt et al., 1971) показывают, что зоны спокойного магнитного поля Северной Атлантики, вытянутые вдоль краев Северной Америки и Западной Африки, отвечают океанской коре, созданной в позднем триасе и ранней юре. Южная Америка была еще соединена с Африкой, но отделилась от Северной Америки с образованием океанского пространства на месте Карибского моря и Мексиканского залива.

По интерпретации Вогта и др. (Vogt et al., 1971), Срединно-Атлантический хребет уходил через Карибский регион в Тихий океан, включаясь там в мировую систему срединно-океанских хребтов. По данным Филлипса и Форсайта (Phillips, Forsyth, 1972), примерно к рубежу 200 млн. лет назад относится раскрытие также Северной Атлантики в районе банки Роколл. В соответствии с ранним раскрытием Атлантики находится образование позднетриасовых рифтов (типа Ньюарского) на восточной окраине Северной Америки и внедрение щелочных гранитов Уайт-Маунтинс с возрастом 185 млн. лет (Rodgers, 1970). Возможно, мезозойские щелочные граниты и сиениты Нигерийского пояса Западной Африки отражают тот же процесс по другую сторону Атлантики.

Можно предполагать, что к триасу относится также раскрытие каких-то частей Северного Ледовитого океана. Погребенные под чехлом Западно-Сибирской низменности грабены, раскрывающиеся на север, являются косвенными указателями на рифтообразование в Арктическом бассейне. Широкие поля траппов связаны с начавшимся океанообразованием. Не случайно Белоусов называл Западно-Сибирскую низменность «неудавшимся океаном». Подобного рода триасовые грабен-рифты скрыты, как сейчас выясняется, под котловиной Северного моря (грабен Викинга).

Широко развитые раннемезозойские глубоководные терригенно-кремнистые отложения, включающие офиолиты, на Южной Суматре и других островах Зондского архипелага свидетельствуют о существовании океанского бассейна между Австралией, Индией и Индокитаем, т. е. о начавшемся рас-

паде Гондваны. Этот бассейн, возможно, соединялся с Тетисом, а Индокитай (вместе с Малайским полуостровом) выступал в виде самостоятельной континентальной глыбы.

На восточной окраине Азии в позднем триасе формировались континентальные вулкано-плутонические комплексы (Зоненшайн и др., 1976). Раннемезозойский магматизм наиболее широко был представлен в Монголии, Забайкалье, Юго-Восточном Китае (Катазии), на Малайском полуострове и Калимантане. Повсюду выявляется четкое зональное расположение магматических продуктов разного состава. Вблизи континентальной окраины развиты гранит-гранодиоритовые батолиты и протяженные вулканические пояса известково-щелочного состава. В глубь континента они сменяются щелочными вулканитами, а также редкометальными гранодиоритами и щелочными интрузиями.

В большинстве случаев вулкано-плутонические комплексы образуют протяженные пояса, приближенные к краю континента. Однако в Восточной Монголии и Западном Забайкалье мезозойский магматизм проявился на значительном удалении от края континента в виде достаточно обширного ареала. Как показывает проведенный анализ (Зоненшайн и др., 1976), этот ареал подчинен узкому Монголо-Охотскому морскому прогибу, отходившему со стороны Тихого океана в глубь Азии. Удается установить большое сходство между этим прогибом и современным Калифорнийским заливом, который также рассекает континент и с которым также связан ареал магматизма (провинция Бассейнов и Хребтов). Очевидно, Монголо-Охотский ареал можно интерпретировать, по аналогии с поздним кайнозоем Запада США, как результат надвигания Азиатского континента на срединный хребет Тихого океана. Подобный случай уже описан выше для позднепалеозойского Джунгаро-Балхашского ареала магматизма.

На западных окраинах обеих Америк в раннем мезозое реконструируются обстановки островных дуг. На западе Северной Америки может быть обособлен пояс андезито-базальтового известково-щелочного вулканизма с интрузиями габбро-тронд̀емитового и габбро-плагиогранитного составов, протягивающийся от Межгорного пояса Канады в горы Кламат Невады и в Калифорнию (Hamilton, 1969; Monger et al., 1972). Этот пояс возник на месте прежней вулканической островной дуги. На западе Южной Америки, в Западной Кордильере Анд к концу триаса и началу юры относится накопление подводных вулканитов основного и среднего составов (Zeil, 1970; Cobbing, Pitcher, 1972); они отвечают самой вулканической дуге. Развитые восточнее (Восточная Кордильера) преимущественно терригенные осадки так называемой миогеосинклинальной зоны Анд являются выполнением окраинного моря. Вероятно, системы островных дуг формировались также на месте Рапуанской геосинклинали, охватывающей Новую Зеландию и Новую Каледонию, а также в пределах Антарктического полуострова Западной Антарктиды.

Палеомагнитные материалы, достаточно обильные (особенно для северных материков), хорошо увязываются между собой. Лавразийские материки находились уже полностью в северном полушарии. Экваториальная зона совпадала с Тетисом, где широко развиты триасовые известняки. Большие части Антарктики и Южной Америки располагались в умеренных широтах южного полушария. Пояс аридного климата, заключенный между 30 и 40° с. ш., может быть намечен по распространению красноцветов и эвапоритов триаса в Средней и Восточной Европе.

В триасе, в общем, продолжала существовать позднепалеозойская геометрия литосферных плит с прежним центром наращивания плит, приуроченным к Тихому океану, и одним главным поясом поглощения, окаймлявшим континентальную массу Пангеи. Однако начавшееся дробление Пангеи в это время уже наметило второй центр раздвижения плит и обусловило

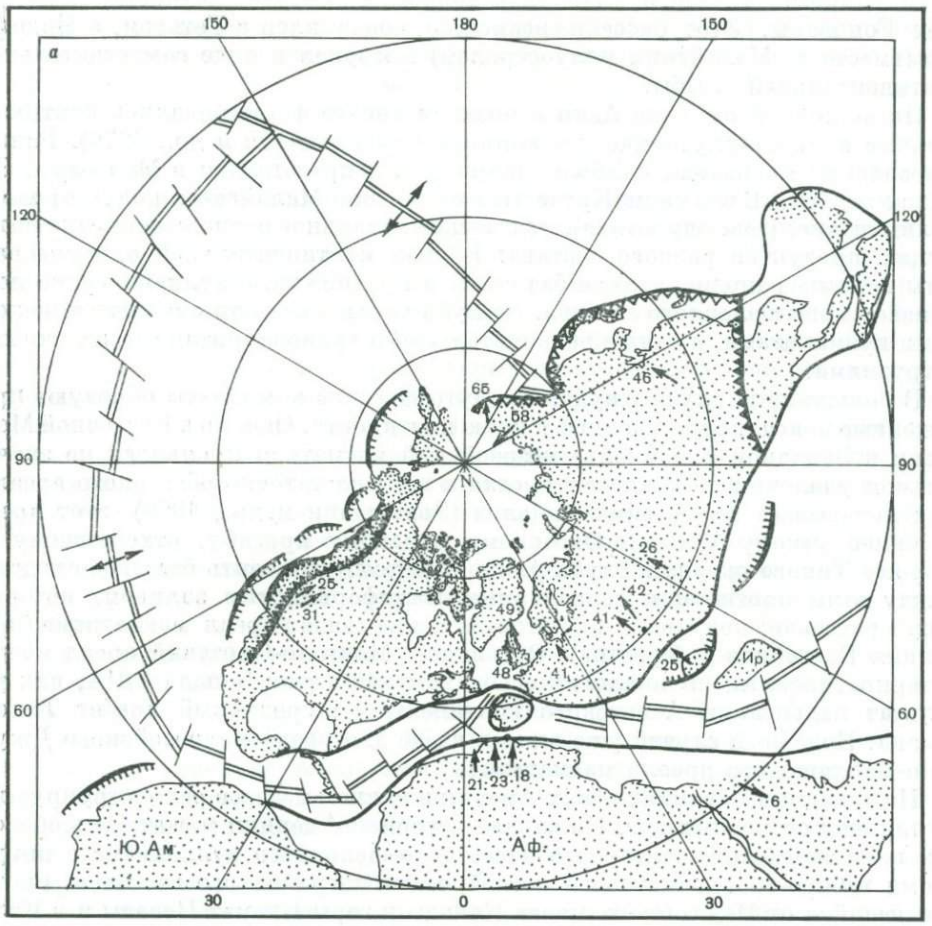


Рис. 8. Реконструкция континентов и океанов поздней юры (160—140 млн. лет назад) в сферической проекции

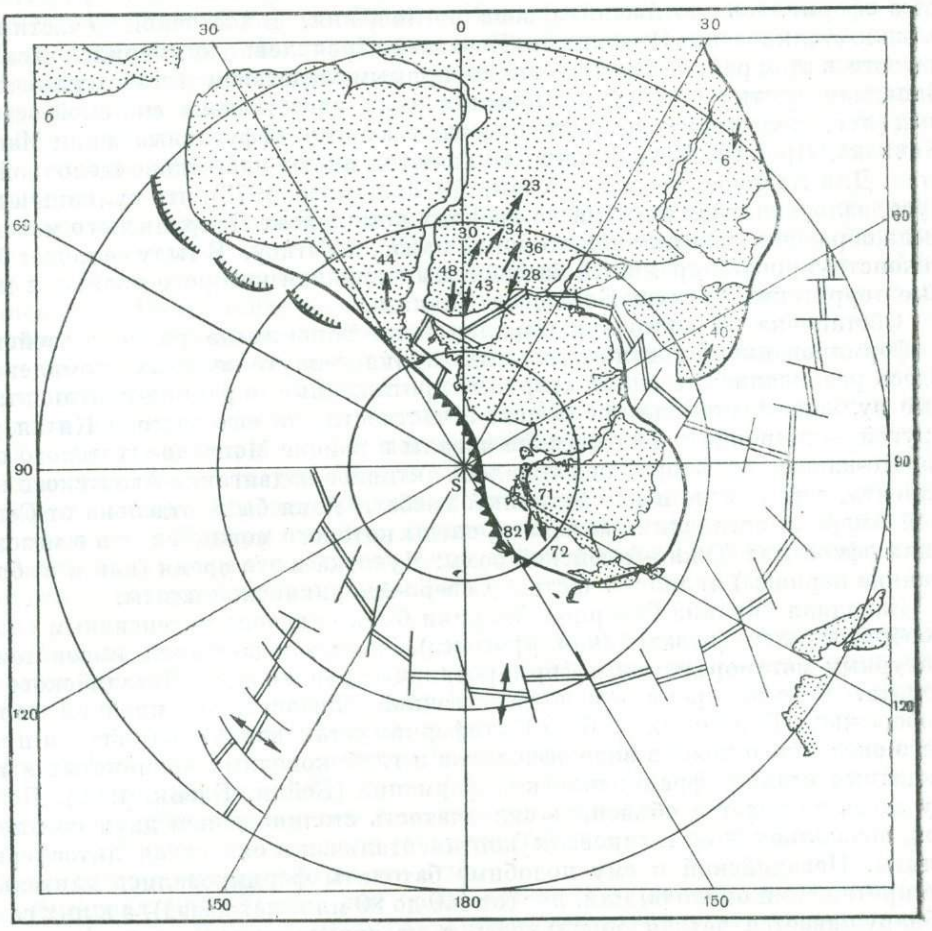
Условные обозначения см. рис. 2

появление довольно большого количества отдельных плит. Такими плитами являлись Гондванская, Северо-Американская и Евразиатская. Самостоятельной была, вероятно, плита Тетис (в которую были впаяны Иранский и Индокитайские микроконтиненты). В пределах Тихого океана существовало три плиты: Западно-Тихоокеанская, Фаралонская и Кулу.

Поздняя юра, 160—140 млн. лет назад (рис. 8). В юрский период в полной мере формировалась новая тенденция раскалывания континентов. В это время началось раздробление Гондваны — этого мегаконтинента, который на протяжении всего палеозоя оставался единым и целым. Распад Пангеи отмечен широким развитием в ее пределах излияний траппов.

Срединно-океанские хребты и океанские бассейны возникают на месте всего Атлантического океана и в восточной части Индийского океана.

К этому времени относится интенсивное расширение Северной Атлантики между Северной Америкой и Африкой. Это расширение фиксируется системами идентифицированных магнитных аномалий по обоим краям Северной Атлантики: системой линейных аномалий Китли, ограниченных Бермудским нарушением магнитного поля на западной окраине океана (Larson,



Pitman, 1972; Vogt et al., 1971) и серией линейных мезозойских аномалий на восточной, приафриканской его окраине. К этому времени относится начало раскрытия Южной Атлантики.

В Индийском океане, в его северо-восточной части, расположенной между Австралией и Индией, глубоководным бурением обнаружены позднеюрские осадки (Heirtzler et al., 1973), затем были выявлены и мезозойские магнитные аномалии, имеющие здесь северо-восточное простирание. Они указывают по крайней мере на позднеюрский возраст океанского ложа. Следовательно, Австралия и Антарктида уже отделились в это время от Африки и Индии. Этот первичный Индийский океан, вероятно, соединялся на северо-востоке с восточным окончанием океана Тетис.

В Тихом океане для данного интервала времени выявлена (Larson, Chase, 1972) другая (по сравнению с современной) система осей спрединга, следы которой в виде полосовых магнитных аномалий располагаются сейчас в его западной части. Выделяются три системы аномалий: Японская, Гавайская и Феникс, которые разделяли четыре плиты: Тихоокеанскую, Кулу, Фаралонскую и Феникс. Тихий океан был больше современного.

К поздней юре относится повсеместное развитие офиолитов в пределах Альпийско-Гималайского пояса. Тетис достиг, вероятно, максимальных размеров. В нем в это время может быть реконструирована лишь одна система спрединга, отвечающая, скорее всего, южной ветви офиолитов, протягивающихся от Динарид через Анатолию в Загрос. По северному обрамлению Те-

тиса оформилась протяженная] зона поглощения. В восточной ее части произошло столкновение Индокитая с Евразией. Проявления киммерийской складчатости в этом районе были, очевидно, прямым следствием этого столкновения. Западная часть этой зоны поглощения была представлена системой островных дуг, положение которых отмечают южные эффузивные серии Малого Кавказа, Ирана и Афганистана. Вулканиты имеют известково-щелочной состав. Для Кавказа показано (Хаин, 1973; Ломизе, 1973), что вулканическая дуга, заложившаяся местами на древних комплексах Дзирульского массива, была обращена фронтальной стороной на юг, к Тетису. В тылу ее может быть реконструирован окраинный бассейн, выполнением которого являются мощные терригенные толщи Большого Кавказа.

Обстановка на восточной окраине Азии напоминала раннемезозойскую с формированием континентальных вулкано-плутонических комплексов. Здесь развивались, с одной стороны, протяженные окраинно-континентальные вулкано-плутонические пояса, в частности, на юго-востоке Китая, а с другой — широкие магматические ареалы в районе Монголо-Охотского пояса. По-видимому, в юре продолжалось активное надвигание Азиатского континента, в том числе и на срединный хребет. Азия была отделена от Северной Америки океанским бассейном, следы которого можно видеть в мезозойских офиолитах Южно-Анюйской зоны; Чукотка в это время (как и в более ранние периоды) являлась частью Северо-Американской плиты.

Западная окраина Северной Америки была охвачена интенсивным складкообразованием (невадийский орогенез), сопровождавшимся высокотемпературным метаморфизмом и формированием грандиозного Невадийского батолита. В то же время в непосредственной близости, на крайнем западе побережья, в Береговых хребтах Калифорнии устанавливаются остатки прежнего океанского ложа в виде офиолитов и глубоководных кремнистых и турбидитных осадков францисканской формации (Бейли, Блейк, 1969). Поэтому здесь не удается объяснить складчатость столкновением двух континентов, поскольку контактировали континентальная и океанская литосферные плиты. Невадийский и ему подобные батолиты формировались длительно, на протяжении около 60 млн. лет (от 140 до 80 млн. лет назад), а в них самих обнаруживается четкая зональность с увеличением кремнекислотности, а также содержаний редких элементов и отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в глубь континента (Hamilton, 1969; Kistler et al., 1971; Kistler, Peterman, 1973). Следовательно формирование батолитов контролировалось наклонной зоной Заварицкого — Беньофа, уходившей от океана под континент. В современных обстановках, видимо, не известны достоверные аналоги невадийской. Мы предполагаем, что образование Невадийского пояса складчатости и батолитов было обусловлено процессом столкновения континентальной плиты с системой островных дуг. В ходе этого столкновения происходила частичная субдукция океанской плиты (Зоненшайн и др., 1976).

На западной окраине Южной Америки, в Андах, в юре продолжалось развитие вулканических островных дуг. Складчатость отмечается на месте бывшей Патагонской геосинклинали.

Реконструкция расположения континентов и океанов (см. рис. 8) выполнялась первоначально на основе геомагнитных данных практически без учета палеомагнитных, а также на основе сведений о простирании трансформных разломов. Палеомагнитные данные очень хорошо вписываются в реконструкцию, тем самым дополнительно указывая на ее достоверность. Вероятно, в связи с раскрытием Тетиса и Северной Атлантики Северная Америка и Евразия постепенно смещались к северу, занимая в юре преимущественно умеренные широты. Экваториальная зона охватывала Северную Африку и большую часть океана Тетис. Это подтверждается тем, что именно к этой зоне приурочено развитие богатых фауной толщ юрских известняков, из-

вестных на атлантическом побережье Северной Америки и Африки, в Северной Африке, Южной Европе, Иране и Индии. Южный полюс оставался в пределах Антарктиды. Из других палеоклиматических индикаторов следует упомянуть зоны угленакопления Северной Америки и Азии, а также ряда материков Гондваны. Они тяготеют к поясам умеренного гумидного климата в обоих полушариях. В юрском периоде, учитывая его мягкие климатические условия, угленакопление происходило вплоть до очень высоких широт, до полярного круга (юрские угли Якутии).

Начиная с юры в связи с распадом Гондваны появляется большое количество новых литосферных плит. Наряду с Северо-Американской и Евразиатской плитами самостоятельными становятся Южно-Американская, Африканская и Австралийско-Антарктическая. Существенно меняется и геометрия плит. Прежняя континентальная масса Пангеи, до этого почти полностью окруженная зонами субдукции, становится областью, в которой, напротив, возникли зоны наращивания плит. Зоны поглощения концентрируются преимущественно по обрамлению Тихого океана. С мезозоя оформился Тихоокеанский пояс, существующий и сейчас. Крупной областью наращивания плит остается Тихий океан с его системой срединно-океанских хребтов. Таким образом, вырисовываются две области наращивания (одна приурочена к Тихому океану, другая — к Атлантическому и Индийскому океанам) и две зоны поглощения (одна соответствует Тихоокеанскому поясу, другая — северному обрамлению Тетиса).

Поздний мел, 100—80 млн. лет назад (рис. 9). В меловой период продолжается раздвижение континентов Гондваны, сопровождаемое интенсивным океанообразованием. Рисовка континентов и океанов на реконструкции дана примерно на момент времени, предшествующий 32-й аномалии. Для Северной Атлантики такая картина получается, если вращать Евразию вокруг полюса с координатами 77° с. ш., 160° в. д. на 20,5° по направлению к Северной Америке, а Северную Америку вокруг полюса 71° с. ш., 10° з. д. на 24° по направлению к Африке (Pitman, Talwani, 1972). Однако в этих преобразованиях еще далеко не все ясно.

Интервал 100—80 млн. лет назад является периодом ускоренного спрединга (Larson, Pitman, 1972). Атлантический океан в это время приобрел уже примерно современные очертания, значительно расширившись, особенно в центральной части. Возникают Бискайский залив и Гренландское море. Начинается раскрытие западной части Индийского океана и заложение Красноморского рифта (Казьмин, 1974). Индия и Мадагаскар отделяются от Африки, и Индия начинает свой поистине фантастический путь на северо-восток до тех пор, пока в конце палеогена не столкнется с Азией, образовав на месте стыка цепь Гималайских гор. Австралия в это время еще была соединена с Антарктидой, но уже в начале эоцена (55 млн. лет назад) откололась от нее, продвинувшись затем далеко на север до глубоководных желобов Индонезии.

Океан Тетис перестает быть активным и начинает последовательно замыкаться за счет сближения Африки и Евразии. По северному краю Тетиса возникла непрерывная система вулканических островных дуг, прослеживающихся по полям развития андезитов от Юго-Восточной Европы до Гималаев. К концу мела относятся первые импульсы столкновения Африки и Евразии с отдельными микроконтинентами внутри Тетиса. Они отразились в формировании целой серии складчатых сооружений по краям Тетиса, в частности в Альпах и в цепях Загроса, и привели к обдукции офиолитовых пластин, как это прекрасно видно в Омане. Зоны Заварицкого—Беньофа большей частью погружались на север, под Евразию. В то же время в Альпах, вероятно, сейсмофокальная зона была наклонена на юг от Европы

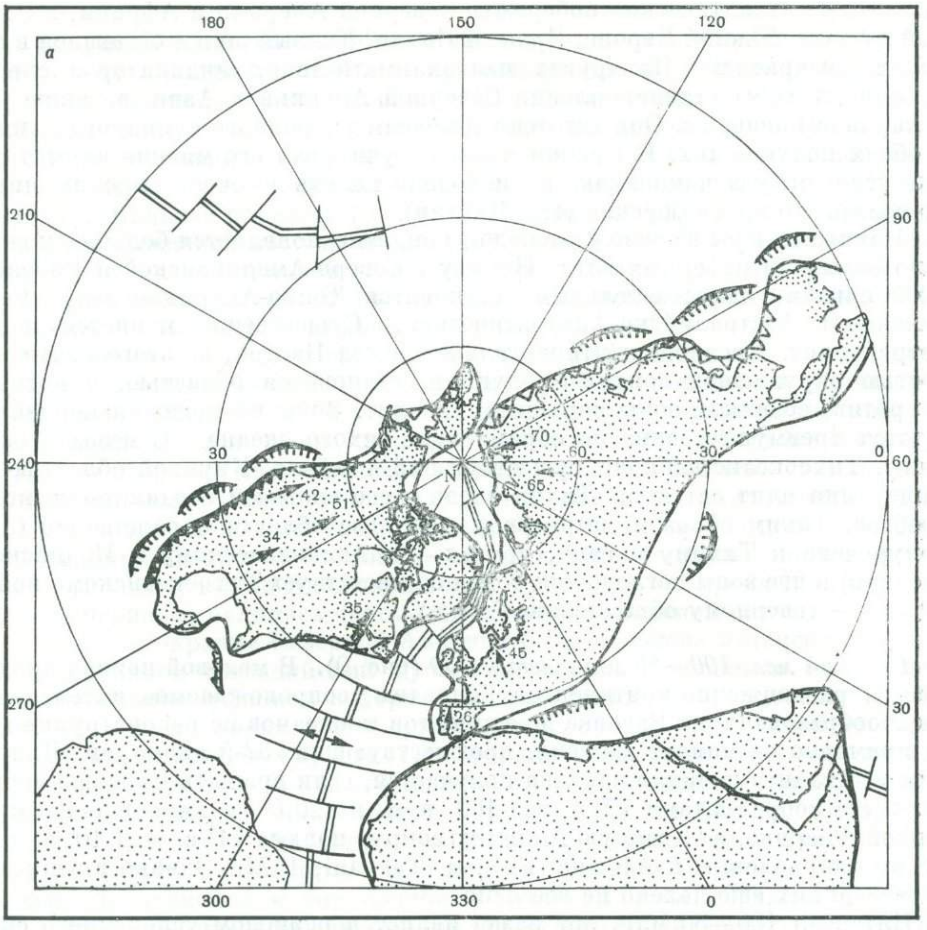


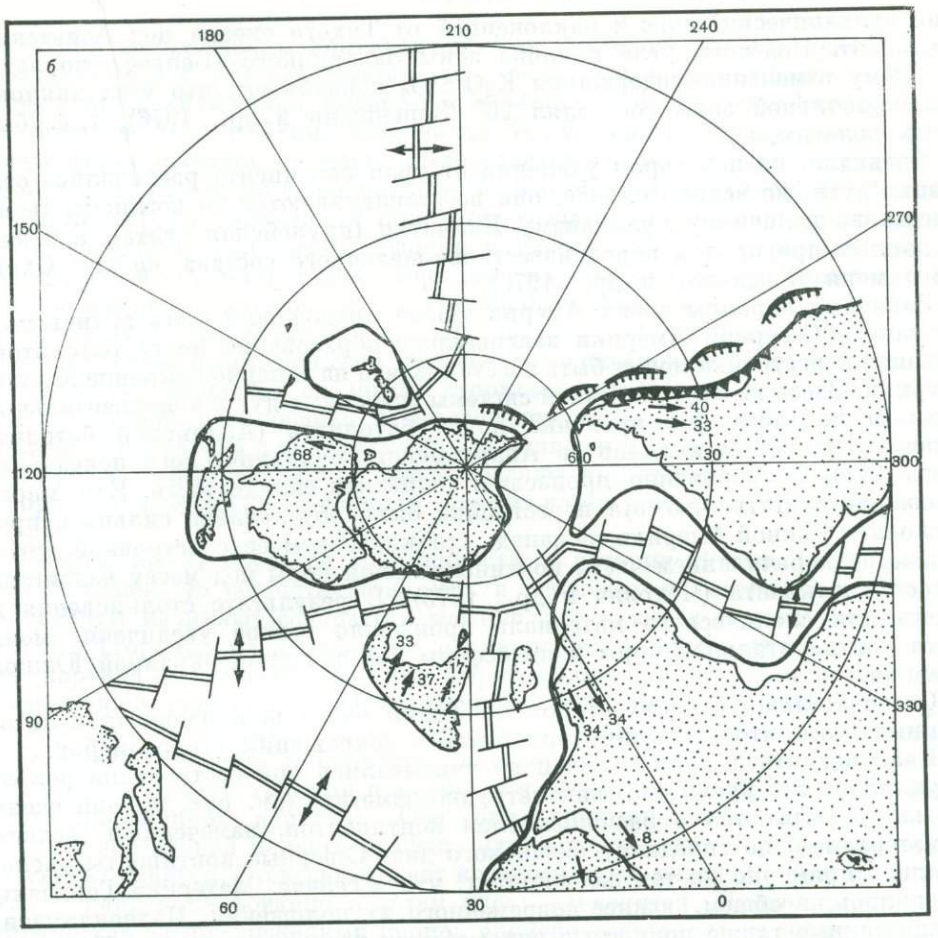
Рис. 9. Реконструкция континентов и океанов позднего мела (100—80 млн. лет назад) в сферической проекции

Условные обозначения см. рис. 2

в сторону Тетиса. Об этом говорит полная амагматичность предальпийской зоны Европы (включая миогеосинклинальную зону Альп) и, напротив, развитие магматизма и метаморфизма в тылу Альп. Морские океанские бассейны в западной части Тетиса (Алжиро-Прованский бассейн) во многом были похожи на современное Средиземноморье (Чехович, Зоненшайн, 1976).

В Тихом океане к концу мела относится некоторая перестройка системы спрединга (Larson, Chase, 1972). Рядом с мезозойской осью спрединга возникает современная система срединно-океанского хребта, которая в то время занимала, в общем, действительно срединное положение и только в кайнозое в результате движения Америки на запад оказалась вблизи континента. Срединно-океанский хребет продолжался далеко на юг и юго-запад, проходя в Тасманово море (Molnar et al., 1975). К концу мела относится раскрытие Тасманова моря и отделение Новозеландского микроконтинента (включающего Новую Зеландию, Новую Каледонию, хребты Лорд-Хау и Норфолк, плато Кемпбелл) от Австралии.

В мелу оставалось весьма активным континентальное обрамление Тихого океана. В результате встречного движения Северной Америки и Евразии произошло их столкновение. Мезозойские складчатые сооружения



Северо-Востока СССР (Верхояно-Колымская область) являются непосредственным его следствием. Дальнейшие дифференциальные движения Евразии и Северной Америки отразились в самом конце мелового периода в ларамийской орогении, создавшей складчатый фронт Скалистых гор. Таким образом, Лавразия, которую в начале мезозоя Атлантический океан расколол надвое, воссоединилась заново, но уже своими противоположными краями.

На восточной окраине Азии в позднем мелу формировался Охотско-Чукотский вулканический пояс, протянувшийся почти непрерывной полосой от Чукотки до Сихотэ-Алиня и далее в Японию и Корею. Этот пояс маркирует активную континентальную окраину андийского типа. Внутри него выявляется четкая зональность магматизма и металлогении (Зоненшайн и др., 1973) с повышением щелочности магматизма в глубь континента и одновременной сменой металлогении с золото-молибденовой на полиметаллическую и редкометальную (оловянно-вольфрамовую). Надо сказать, что вулканический пояс (повсюду линейный) и Монголо-Охотский ареал магматизма в это время уже перестали существовать, следовательно, закончилось надвигание континента на срединно-океанский хребет. Это находится в соответствии с перестройкой системы спрединга в Тихом океане: срединный хребет перестал в это время подходить к окраине Азии. Бесспорно наличие здесь зоны Заварицкого—Беньофа, сопровождавшей Охотско-Чукот-

ский вулканический пояс и наклоненной от Тихого океана под Азиатский континент. Подсчеты угла наклона зоны Заварицкого—Беньофа по латеральному изменению содержания K_2O/SiO_2 показывают, что угол наклона сейсмофокальной зоны составлял 20° (Зоненшайн и др., 1976), т. е. был очень пологим.

Очевидно, на некотором удалении от края континента развивались островные дуги, во всяком случае, они восстанавливаются по позднемеловому известково-щелочному вулканизму Камчатки (ирунейская свита), а также по данным драгировок пород известково-щелочного состава на дне Охотского моря (Геодекян и др., 1976).

Западные окраины обеих Америк также продолжали быть активными. На западе Северной Америки завершилось образование пояса батолитов. Крупная перестройка может быть восстановлена на западной окраине Южной Америки. Здесь на месте прежней системы островных дуг и континентальной окраины началось формирование пояса батолитов (Андийский батолит) и связанных с ним вулканитов Арауканского вулканического пояса (Ломизе, 1973). Одновременно произошла андийская складчатость. Есть много оснований считать, что эта перестройка была обусловлена сильным продвижением Южной Америки на запад, столкновением ее с островной дугой и даже подворачиванием части континентальной коры под массу надвигающегося континента (Чехович и др., 1975). В результате столкновения и скучивания сиалического материала произошло резкое увеличение мощности континентальной коры и литосферы под западной окраиной Южной Америки.

Следовательно, с обеих сторон на Тихий океан шло надвигание литосферных плит, что неизбежно приводило к сокращению его размеров.

Палеомагнитные данные почти не учитывались при составлении реконструкций на это время, но, как нетрудно заметить (см. рис. 9), они очень хорошо увязываются с расположением континентов, намеченным (исходя из материалов) по спредингу океанского дна. Северные континенты располагались примерно на тех же широтах, что и сейчас. Материки Гондваны находились, в общем, южнее современного их положения. Палеоклиматические данные также полностью вписываются в реконструкцию. Тропический пояс по обрамлению Тетиса, как и в прежние периоды мезозоя, отмечен накоплением карбонатных толщ, в том числе рифов. Это известные меловые известняки (в том числе писчий мел) Западной Европы, Альп, юга Восточно-Европейской платформы, Крыма, Предкавказья, Аравии, Ирана. Зоны угленакопления в Северной Америке, Сибири, Забайкалье и Монголии были приурочены к северному поясу умеренного гумидного климата. Аналогичные зоны могут быть выделены в Южной Америке и Африке.

Геометрия литосферных плит в позднем мелу становится очень похожей на современную: то же сравнительно большое количество плит, разделенных многочисленными зонами спрединга. Границы поглощения группируются в две большие зоны: одна из них приурочена к обрамлению Тихого океана, другая тянется по северному краю океана Тетис.

Кайнозой. На протяжении кайнозойской эры, за последние 60 млн. лет, продолжалось раздвижение континентов с одновременным почти полным закрытием океана Тетис, соединением Африки с Европой и образованием Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

Анализ реконструкций позволяет прийти к некоторым интересным выводам. Из них два представляются наиболее существенными. Первый состоит в том, что развитие и формирование складчатых поясов Земли представляет собой не что иное, как историю взаимодействия континентальных окраин и островных дуг с океанами при их раскрытиях и закрытиях за счет рас-

хождения и схождения континентов. Так, каледонский складчатый пояс Северо-Западной Европы возник на месте Палеоатлантического океана в результате сближения Северо-Американского и Восточно-Европейского континентов. Палеозойские складчатые сооружения Центрально-Азиатского пояса формировались на месте Палеоазиатского океана при столкновении Сибирского, Восточно-Европейского и Китайского континентов. Альпийско-Гималайский складчатый пояс был создан в ходе ликвидации океана Тетис вследствие сближения Африки и Индии с Европой. Можно предполагать, что в отдаленном геологическом будущем складчатые пояса возникнут на месте Атлантического и Индийского океанов.

Вся история развития складчатых поясов должна быть пересмотрена с точки зрения взаимодействия континентов и океанов, и более того, вообще историческая геология не может строиться иначе, чем на мобилистской основе. Тесная взаимосвязь и взаимозависимость событий в глобальном масштабе, их увязка с конкретными движениями и перестройками движений литосферных плит на земной сфере создают предпосылки для того, чтобы историческая геология в конечном счете из науки описательной стала точной наукой.

Второй вывод касается цикличности в истории Земли. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в кайнозое в северном полушарии континенты начинают собираться воедино, тогда как в южном они расходятся в стороны, распадаясь на изолированные континентальные массы. Эта картина напоминает то, что вырисовывается для раннего палеозоя, когда также существовал один крупный континент (Гондвана) и серия изолированных континентов, но с тем лишь отличием, что южные континенты были спаяны воедино в Гондвану, а северные — разобщены, т. е. раннепалеозойская реконструкция представляет собой как бы зеркальное отображение современной картины. Обе они принципиально отличаются от позднепалеозойской палеогеографии, для которой характерен единый мегаконтинент Пангея. Отсюда вытекает крупный цикл развития Земли: континенты спаиваются воедино и затем вновь расходятся. Продолжительность этого цикла за прослеженный период времени составляет не менее 600 млн. лет. Есть много оснований полагать, что эпизод создания Пангеи не был единичным в истории Земли. Единые континенты возникали, вероятно, 1000—900, 1700—1900 и 2500—2600 млн. лет назад, в те эпохи, которые в геологической летописи отмечены интенсивной гранитизацией (гренвильская, карельская и эпиархейская складчатости). Контуры древних пангей, конечно, отличались от позднепалеозойской Пангеи, но сущность — создание единой континентальной массы — оставалась той же. Эта мегацикличность, исчисляемая 600—800 млн. лет, часто выпадает из поля зрения геологов, но она, вероятно, является наиболее важной, и на ее фоне идут более мелкие цикличные процессы, длительность которых составляет 150—200 млн. лет и которые отмечены геотектоническими циклами (каледонским, герцинским и т. д.). Вряд ли могут быть сомнения в том, что мегацикличность отражает крупные перестройки в движении масс во внутренних частях Земли вплоть до ее ядра. Кажется наиболее предпочтительной точка зрения, развиваемая Мониным и Сорохтиным, о перестройках ячеек конвективных движений (см. гл. IV, § 5).

Реконструкции расположения океанов и континентов в прошлые геологические эпохи только еще начинают создаваться. Они во многом нуждаются в уточнениях; необходимы подобные реконструкции и для более древних отрезков истории Земли, чем последние 600 млн. лет, но, думается, очевидны большие перспективы, которые открывает такого рода мобилистский анализ для познания общих закономерностей развития нашей планеты.

Глава XII

ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

1. ЗНАЧЕНИЕ ТЕОРИИ ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ДЛЯ ПРОГНОЗА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Геологическая наука собрала большой материал, касающийся условий образования залежей полезных ископаемых и их связей с определенными геологическими комплексами. Теория тектоники литосферных плит, используя эти данные, позволяет во многом по-новому подойти к анализу как условий возникновения самих месторождений полезных ископаемых, так и их современного размещения.

Самое первое и очевидное значение теории дрейфа континентов для поисков полезных ископаемых состоит в том, что можно с уверенностью прогнозировать продолжение рудных поясов и провинций с края одного из расколовшихся континентов на край другого. Так, например, пояса щелочных интрузий, несущих редкометальное оруденение, могут быть трассированы с атлантического побережья Африки в Бразилию, поскольку Атлантический океан расколол некогда единые пояса на две части. Этим же процессом объясняется, что алмазоносные месторождения известны на трех континентах Гондваны: в Южной Америке, Африке и Индии, некогда составлявших единое целое. Пояс позднедокембрийских щелочно-ультраосновных интрузий с редкометальным оруденением, прослеживающийся в Северной Америке, как сейчас выяснено, продолжается на противоположной стороне Атлантического океана — в Скандинавии.

Другое, также очевидное следствие, вытекающее из перемещения континентов, касается закономерностей размещения целого ряда осадочных полезных ископаемых, образование которых контролируется климатическими факторами. К таким полезным ископаемым относятся уголь, каменная соль, бокситы, фосфориты и некоторые другие. Восстанавливая прежнее положение континентов по палеомагнитным и геологическим данным и, следовательно, очерчивая в общем виде прошлую климатическую зональность, можно понять современное пространственное распределение месторождений этих полезных ископаемых и на научной основе прогнозировать их поиски.

Кроме того, тектоника литосферных плит дала новую основу для металлогенического анализа, показав ее связь с движением и взаимодействием плит. На этом следует остановиться подробнее.

Металлогенический анализ, проводимый для выяснения закономерностей размещения эндогенных полезных ископаемых в пространстве и во времени, всегда основывается на выявлении генетических связей рудных месторождений с теми или иными геологическими образованиями и прежде всего с магматическими комплексами. Поскольку такие связи в большинстве случаев действительно устанавливаются, задача сводится в первую очередь к поискам закономерностей в размещении рудоносных магматических (и иных) комплексов.

В применении к западной части Тихоокеанского кольца разработаны два главных метода металлогенического анализа.

Один из них, сложившийся после работ Билибина (1955) и получивший широкое распространение, основан на выделении в тектоническом развитии

геосинклиналей нескольких стадий, с каждой из которых связаны определенные магматические комплексы, характеризующиеся типичными для них проявлениями эндогенного оруденения. Анализ пространственного размещения месторождений сводится в этом случае к оконтуриванию структурно-формационных зон, отвечающих различным стадиям эволюции геосинклиналей и металлогенических циклов. Этот подход целиком основан на классической геосинклинальной концепции. Он выявляет закономерности проявления металлогении во времени, по вертикали. В целом на одной и той же территории происходит смена фемического режима с характерным для него базит-гипербазитовым магматизмом и халькофильной минерализацией (медно-никелевая, колчеданная и др.) сиалическим, сопровождающимся гранитоидным магматизмом и литофильной (оловянно-вольфрамовая, медно-молибденовая и др.) минерализацией. Если гранитоиды, несущие литофильную минерализацию, появляются в пределах данного района неоднократно, то повторно возникают и оловянно-вольфрамовые месторождения. В этом случае их появление относится к тектоно-магматической активизации, никак не связанной с предшествующим развитием. Эта активизация зачастую считается автономной, т. е. вообще не зависящей от событий, происходящих одновременно на смежных территориях. Само познание металлогении должно сводиться при таком подходе к оконтуриванию участков, подвергшихся тектоно-магматической активизации, и определению в их пределах рудоконтролирующих структур.

Второй способ лучше всего отражается в разделении Тихоокеанского пояса на две зоны: внутреннюю с преимущественно халькофильной минерализацией и внешнюю, характеризующуюся литофильным, прежде всего редкометальным оруденением. С. С. Смирнов, обосновавший это разделение, писал, что «основная причина наблюдаемой закономерности скорее обусловлена не различием в возрасте минерализации, а разным положением в мобильной зоне» (Смирнов, 1946, с. 60). Следовательно, при таком подходе металлогенический анализ должен опираться на поиски закономерностей пространственного распределения одновозрастных магматических комплексов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых, т. е. на выяснении латеральной металлогенической зональности. Необходимость металлогенического анализа по отдельным эпохам была продемонстрирована В. И. Смирновым. Задача, следовательно, состоит в исследовании латеральной металлогенической зональности.

Второй подход к металлогеническому анализу прямо следует из методологической основы теории тектоники литосферных плит, показавшей, что должна существовать закономерная смена магматизма не только во времени, но и в пространстве. Различным геодинамическим обстановкам свойствен различный магматизм и, следовательно, различная металлогения. Уже появились работы (Ковалев, 1975; Guild, 1972; Sawkins, 1972; Sillitoe, 1972b), в которых показана приуроченность эндогенной металлогении к границам молодых (кайнозойских) литосферных плит. Обнаруживая подобные границы плит в ископаемом виде, можно заранее ожидать закономерное по отношению к ним размещение магматических проявлений и эндогенных полезных ископаемых. В последние годы была продемонстрирована большая рудоконтролирующая роль зон Заварицкого—Беньофа и показана связанная с этими зонами латеральная металлогеническая зональность (Смирнов, 1974; Зоненшайн и др., 1976).

Задача металлогенического анализа с новых позиций состоит, во-первых, в том, чтобы выявить особенности металлогении каждого из типов границ, или окраин, литосферных плит, и, во-вторых, в том, чтобы определить зональность внутри обстановок, свойственных какому-нибудь одному типу границ.

2. СТРУКТУРНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОКРАИН ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Существуют два крайних типа границ, или окраин, литосферных плит: границы наращивания и границы поглощения.

Наращиваемые окраины литосферных плит, которым отвечают срединно-океанские хребты и внутриконтинентальные рифтовые зоны образуют зоны расхождения плит. Им свойственны преимущественно базальтовые комплексы пород, а также габбро и гипербазиты; во внутриконтинентальных рифтах широко развиты также контрастные, бимодальные вулканические серии и щелочные комплексы, как вулканические, так и интрузивные.

В отношении металлогении рифтовых зон необходимо подчеркнуть различия между осевыми и периферическими частями, что находится в соответствии с различиями в магматизме. О металлогении осевых частей можно судить по металлоносным осадкам Красного моря, где обнаружены скопления железа, марганца, меди и цинка. Возможно, к тому же типу относятся металлоносные осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия. Кроме того, для осевых частей могут быть, видимо, характерны стратиморфные колчеданные полиметаллические залежи типа Тродосского массива на Кипре, для которого приводятся убедительные данные об их образовании в осевой зоне спрединга. Если вскрываются глубинные части раскрывшихся рифтов, сложенные уже офиолитами, то в этом случае можно ожидать наличия хромитов, платины, никеля. Периферические части внутриконтинентальных рифтовых зон со свойственным им щелочным магматизмом имеют редкоземельную специализацию с ниобием и танталом. С бимодальными сериями и щелочными гранитами связаны танталониобаты и олово.

Металлогеническая зональность рифтовых зон имеет следующий вид (от оси к периферии): Cr—Pt, Cu—Pb—Zn, TR—Nb—Ta.

Для большинства поглощаемых окраин плит наиболее характерен известково-щелочной магматизм и гранодиоритовые интрузии. В современных островных дугах наибольшим распространением пользуется меднопорфировое и медноколчеданное оруденение, парагенетически связанное с молодой вулканической деятельностью, контролируемой зонами Заварицкого—Беньофа. Для древних островных дуг характерна та же закономерность, но вместе с тем выявляются такие особенности металлогении, которые не видны в островных дугах, еще не закончивших свое развитие. Они связаны с тем, что после столкновения островной дуги с континентом на нарощенной окраине континента формируются гранитоидные, в основном гранодиоритовые и плагиогранитные, батолиты. В результате в древних обстановках островодужного типа выделяются две рудные зоны, отвечающие, с одной стороны, самой вулканической дуге, а с другой — окраине континента с гранитоидными батолитами; между ними располагается безрудная зона, приуроченная к терригенному прогибу, возникающему на месте прежнего окраинного моря. К вулканической дуге, отмеченной зоной известково-щелочного андезитового и андезито-базальтового вулканизма и габбро-плагиогранитными интрузиями, приурочена колчеданная медная и полиметаллическая минерализация, иногда с золотом; примечательны также стратиморфные месторождения типа «Куроко». В долгоживущих дугах на ранних стадиях развития формируются преимущественно колчеданные руды, а позже — медно-порфировые, иногда медно-молибденовые. Заключение о безрудности зоны терригенного прогиба, образующегося на месте окраинного моря, относится только к эпохе формирования данной островной дуги, в последующем эта зона может стать вместилищем самых различных месторождений. В тех случаях, когда вскрыто океанское, офиолитовое основание этой зоны, в нем могут присутствовать месторождения хрома, асбеста, никеля. Зона развития

плагиогранитных батолитов на окраине континента характеризуется золотой минерализацией и железомедным скарновым оруденением. На примере Рудного Алтая видно, что иногда появляется дополнительный элемент — зона известково-щелочных вулканитов и порфировых субвулканических интрузий, расположенная между терригенным прогибом и зоной батолитов; с этой зоной связаны полиметаллические месторождения. В целом островодужная металлогения является ярко выраженной халькофильной и включает зоны Cu, Pb—Zn, Au.

Зоны андийского и невадийского типов приурочены к активным континентальным окраинам.

Для зон андийского типа характерны континентальные вулкано-плутонические пояса, протягивающиеся сейчас, как и в прошлом, параллельно глубоководным желобам и располагающиеся над полого падающими зонами Заварицкого—Беньофа. Им свойственна четкая смена магматизма по мере продвижения в глубь континента. Обычно выделяются следующие зоны: 1) зона известково-щелочного магматизма, включающая вулканические пояса, такие, как Охотско-Чукотский, Казахстанский, Андийский, и гранит-гранодиоритовые батолиты, подобные позднеюрскому Удскому батолиту Станового хребта или герцинским гранитам Европы; 2) зона диорит-монцонитовых интрузий, таких, как мезозойские маочанские диорит-монцониты Сихотэ-Алиня, акатуевский комплекс Забайкалья или позднекайнозойские монцониты Перу; 3) зона редкометальных стандартных и литий-фтористых гранитов, примерами которых могут являться мезозойские редкометальные граниты Восточной Азии, позднепалеозойские редкометальные граниты Европы, третичные оловоносные граниты Боливии; 4) периферическая зона щелочного магматизма. С этими зонами четко совпадает металлогеническая зональность. Выделяются: 1) золото-молибденовая зона, совпадающая с вулканическими поясами и гранит-гранодиоритовыми батолитами; 2) полиметаллическая зона, связанная с диорит-монцонитами; 3) оловянно-вольфрамовая зона, приуроченная к редкометальным (стандартным и литий-фтористым) гранитам; 4) зона редкоземельного ниобий-циркониевого оруденения, связанная с проявлениями щелочного магматизма. Металлогеническая зональность имеет следующий вид: Au — Mo, Pb — Zn, Sn — W, TR — Nb—Ta (рис. 1).

Для зон невадийского типа наиболее характерны пояса гранитоидных батолитов, вытянутые вдоль окраин континентов. Их примерами являются позднемезозойский Невадийский пояс батолитов западной окраины Северной Америки и меловой—палеогеновый Андийский пояс батолитов Южной Америки. С батолитами связаны наземные вулканические комплексы известково-щелочного состава. В целом в распределении магматических пород обнаруживается та же закономерность: ближе к океану (краю континента) развиты кварцевые диориты и трондьемиты, которые в глубь континента сменяются гранодиоритами, монцонитами, гранитами. Металлогеническая зональность определяется магматической зональностью. Она проявляется в смене золотого и золото-медного оруденения на приокеанской стороне батолитов, золото-полиметаллическим и медно-молибденовым в глубь континента. Местами по периферии могут появляться вольфрамовые месторождения.

Обстановкам калифорнийского типа свойственно появление широких ареалов магматизма и связанных с ними полезных ископаемых. Примерами являются позднекайнозойский магматизм провинции Бассейнов и Хребтов на Западе США, мезозойский магматизм Монголо-Охотского пояса, позднепалеозойский магматизм Джунгаро-Балхашской области. В целом металлогеническая зональность является следующей (от внутренних частей ареалов к их периферии): 1) зона золото-молибденового (иногда меднопорфирового) оруденения, приуроченная к полям развития известково-щелочных

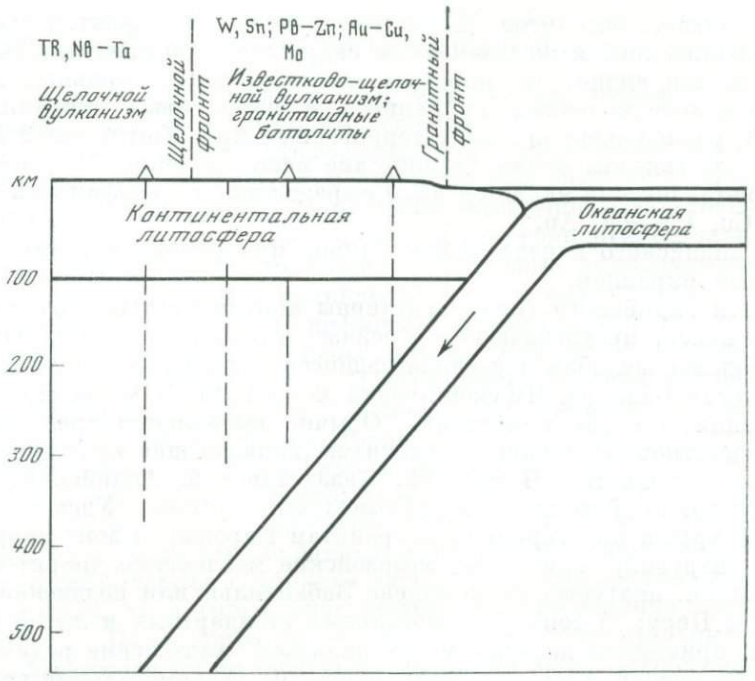


Рис. 1. Металлогеническая зональность зоны поддвига плит (Zonenshain, 1973)

вулканитов и гранит-гранодиоритовых батолитов; 2) зона полиметаллического и сульфидно-касситеритового оруденения, контролируемая интрузиями диорит-монцонитов; 3) зона оловянно-вольфрамового оруденения, местами с бериллиевой (бертрандитовой) минерализацией, связанная с кислыми членами бимодальной серии (редкометальные граниты и кислые эффузивы); 4) зона редкоземельной, ниобий-танталовой минерализации, относящаяся к щелочным интрузиям (Зоненшайн и др., 1976).

Металлогения зон обдукции и столкновения, связанных с формированием складчатых сооружений на месте разнообразных предшествующих структурных зон (преимущественно на месте прежней системы островных дуг), на более ранних этапах развития полностью аналогична, например, островодужной. Специфичными для них являются зоны высокотемпературного метаморфизма, в частности гнейсовые купола, с присущими им палингенными гранитоидами, пегматитами, иногда щелочными гранитами (миаскитового типа). С этими магматическими породами связана редкоземельная и танталниобиевая минерализация. Метаморфизмом обусловлены также процессы регенерации и мобилизации рудного вещества из континентальной коры, приводящие к образованию телетермального оруденения, «альпийских» жил и т. п.

3. ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Образование осадочных полезных ископаемых контролируется, как известно, многими факторами: климатическими, тектоническими, седиментационными, гидродинамическими и другими. Одни из них, например, климатические, прямо не связаны с взаимодействием литосферных плит, но движение

последних приводит к тому, что залежи полезных ископаемых, накопившиеся в определенном климатическом поясе, оказываются перемещенными в другой пояс, и без мобилистских реконструкций практически невозможно понять первичные условия их появления. Другие факторы, особенно тектонические, прямо обусловлены взаимодействием литосферных плит и движением континентов. Несколько разбираемых ниже примеров, относящихся к месторождениям фосфоритов, бокситов, угля, каменных солей, показывают, каким образом теория тектоники литосферных плит помогает выяснению закономерностей образования осадочных полезных ископаемых.

Фосфориты в современных условиях формируются в виде сплошных слоев конкреций на дне океанских бассейнов, например в Меланезии, причем бассейнов относительно мелководных, находящихся выше критической глубины карбонатонакопления, в сравнительной близости от берега и в условиях тропического климата. Их появление связывается с подъемом холодных глубинных вод, в связи с чем в осадок выпадает фосфат кальция. Таким образом, возникают так называемые пластовые месторождения фосфоритов типа известного Каратауского в Южном Казахстане. Одной из крупнейших эпох образования месторождений пластовых фосфоритов была позднедокембрийско-раннекембрийская, к которой принадлежат и Каратауские фосфориты. В ту же эпоху сформировались аналогичные крупные фосфоритовые месторождения: Хубсугульское в Северной Монголии, Раджастанское в Северной Индии, Квинслендское в Австралии, месторождения Южного Китая, а также более мелкие месторождения Алтае-Саянской области и Северо-Запада Китая (по северному обрамлению Таримского массива). Все эти месторождения залегают среди морских карбонатных и карбонатно-кремнистых толщ, обычно вблизи древних платформ или срединных массивов, т. е. вблизи окраин континентов и микроконтинентов. Они, однако, сейчас располагаются на значительных расстояниях друг от друга, в разных полушариях (северном и южном) и соответственно в разных климатических поясах: от умеренного до тропического. На реконструкции положения континентов и океанов в раннем кембрии (см. рис. 2 в гл. XI) видно, что все они находятся, во-первых, в тропическом поясе и, во-вторых, по окраинам океанов, в основном Палеоазиатского, т. е. занимают положение, соответствующее современным условиям образования фосфоритов. Используя ту же реконструкцию, можно прогнозировать поиски позднедокембрийско-раннекембрийских фосфоритов в других частях окраины Палеоазиатского океана: в Енисейском кряже, Восточном Саяне, Западном Китае, на Малайском полуострове; перспективными представляются также районы складчатого пояса Росса в Антарктиде.

Бокситы образуются только в тропическом поясе в условиях латеритного выветривания. Многие бокситовые месторождения восточного полушария возникли в раннекаменноугольное время; это Тихвинское месторождение европейской части СССР, уральские и казахстанские месторождения, многие месторождения в Южном Китае. Однако подавляющая их часть находится сейчас в умеренном поясе и часто в довольно высоких широтах (50—60°) т. е. в обстановке, совершенно неблагоприятной для латеритообразования. На это обратил внимание Бардоши (Bardossy, 1973), который пришел к твердому заключению, что без учета дрейфа континентов такое местонахождение бокситовых месторождений понять невозможно. Вместе с тем на реконструкции континентов и океанов для раннего карбона (см. рис. 5 в гл. XI) все упомянутые бокситовые месторождения располагаются в тропическом поясе. Исходя из реконструкции перспективными на раннекаменноугольные бокситы следует считать южные районы европейской части СССР, в частности районы Скифской плиты, а также Тянь-Шань и Западный Китай.

Угленакопление протекает только в условиях гумидного климата как в тропическом, так и в умеренном поясах. Для образования мощных залежей параллических углей необходимо, кроме того, возникновение областей устойчивого прогибания, расположенных вблизи краев морских бассейнов. Такого рода области появляются, как правило, на погружающихся пассивных континентальных окраинах, особенно в тех случаях, когда такие окраины в ходе дрейфа континентов попадают в зоны субдукции и начинают вовлекаться в процесс поглощения с формированием структур типа краевых прогибов. Эти общие положения подтверждаются анализом распределения карбоновых угленосных бассейнов. Известные угленосные бассейны, содержащие мощные залежи параллических углей, протягиваются через всю Евразию, включая Англию, Францию, Испанию, Среднюю и Восточную Европу, Казахстан и Западную Сибирь. Как следует из палеотектонической реконструкции (см. рис. 6 в гл. XI), эти бассейны формировались на окраинах Восточно-Европейского и Сибирского континентов, вблизи их границ с океаном Палеотетис, причем угленакопление отвечает тому времени, когда происходило закрытие Палеотетиса и континенты приблизились к зонам субдукции. В настоящее время угленосные бассейны находятся в средних широтах. Однако, судя по ассоциации углей с мощными карбонатными, в том числе рифовыми, толщами и по остаткам пышной растительности, первоначально пояс угленакопления располагался в гумидной зоне тропического климата, т. е. в несравненно более низких широтах. На реконструкции угленосные бассейны занимают как раз тропический пояс.

В отношении соленосных залежей не вызывает сомнений необходимость для их образования сухого и жаркого, аридного климата. В условиях такого климата отложения эвапоритов должны накапливаться в замкнутых или полузамкнутых морских бассейнах, к которым, в частности, относятся узкие зоны формирующихся предгорных прогибов. Таким путем, по-видимому, образовались пермские соленосные толщи цехштейна в Центральной Европе и эвапориты Предуралья. В последние годы выяснилось, что мощные солеродные бассейны часто приурочены к зонам растяжения, раскалывания континентов и начального их расхождения, когда возникают замкнутые изолированные бассейны. Современные рассолы рифта Красного моря и соленакопление в грабене Мертвого моря отражают этот процесс, протекающий на наших глазах. Наличие мезозойских соленосных отложений Мексиканского залива и окраин Атлантического океана указывает на то, что начинающееся раздвижение континентов и зарождение океанов сопровождается соленакоплением. Образование позднетретичного (мессинского) солеродного бассейна Средиземного моря также было связано с растяжением и начавшимся образованием глубоководных котловин. Следовательно, появление мощных соленосных толщ дает косвенное указание на наличие по соседству сильного растяжения с возможным океанообразованием. С другой стороны, если мы можем установить начало рождения того или иного океана, то в аридной зоне можно ожидать появление соленосных бассейнов. В этом отношении можно обратить внимание на обрамление Палеоазиатского океана в позднем докембрии и раннем кембрии, где, например, в Восточном Саяне и Прихубсугулье (Северная Монголия) перед образованием карбонатного чехла пассивной континентальной окраины возникли первичные грабены—рифты, выполненные грубообломочными, часто красноцветными толщами венда (карагасская свита и ее аналоги), которые накапливались, очевидно, в аридном климате. Здесь следует ожидать также нахождение залежей солей; отдельные такие проявления уже известны в Присаянье. Равным образом перспективными на соленосные залежи можно считать некоторые районы северного обрамления мезозойского океана Тетис, находившиеся в раннем мезозое, в частности в триасе (т. е. в период раскрытия океана), в аридной зоне. По-ви-

димому, к числу таких районов надо прежде всего отнести Туранскую низменность, расположенную рядом с известной соленосной провинцией Прикаспия.

Рассмотренные примеры, число которых можно было бы умножить, определяют значение мобилистского анализа для выяснения закономерностей размещения осадочных полезных ископаемых и намечают пути его использования для прогнозирования поисков.

4. ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ НЕФТИ В ЗОНАХ ПОДДВИГА ПЛИТ

Переработкой океанской коры в зонах Заварицкого—Беньофа можно объяснить не только происхождение средних и кислых изверженных пород континентальной коры и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Теория тектоники литосферных плит позволяет по-новому подойти и к проблеме происхождения нефти и газа: образование нефти можно объяснить результатом возгонки и термолиза биогенных веществ, затянутых вместе с океанскими осадками в зону поддвига литосферных плит. Впервые эта идея была высказана Хедбергом (Hedberg, 1970). В несколько ином варианте ее использовал Диккинсон (Dickinson, 1974) для объяснения происхождения гигантских месторождений нефти и газа района Персидского залива. Количественная оценка такого механизма выполнена Сорохтиным и др. (1974), а краткое изложение механизма обогащения углеводородами нефтегазоносных месторождений приведено Федынским и др. (1976).

Как было показано в гл. V (§ 11), вместе с литосферными плитами в зоны их поддвига затягиваются океанские осадки, а при надвигании островных дуг на пассивные окраины континентов в эти зоны попадают мощные толщи осадочного чехла континентальных склонов и краевых частей платформ. За счет диссипации энергии трения в зоне поддвига плит происходит постоянный разогрев пород океанской коры (в том числе и осадков) до весьма высоких температур ($\sim$ 1000° С). Однако во внешней части, непосредственно под литосферным выступом, разогрев пород и осадков еще невелик. Поэтому всегда должен существовать такой участок, на котором устанавливается оптимальный температурный режим (100 $\div$ 400° С) для возгонки и термолиза биогенных веществ, рассеянных в осадках пододвигаемой плиты. Благодаря недостатку свободного кислорода в донных осадках окисление биогенных веществ в процессе термолиза происходить не будет, а должны возникнуть углеводороды состава $C_nH_{2n\pm k}$.

«Органическое вещество современных морских и океанических осадков по составу близко к органическому веществу ископаемых осадочных пород. Оно содержит как компоненты, характерные для живого вещества (различные пигменты, липидоподобные образования — битумы, углеводы, аминокислоты), так и новообразования (гуминовые кислоты, нерастворимое органическое вещество и др.). Таким образом, уже в осадке органическое вещество несет в себе все исходные элементы, свойственные нефтям. Дальнейшее его преобразование на более поздних этапах литогенеза будет способствовать генезису нефти»(Соколов и др., 1973, с. 51). Тем не менее необходимо учитывать, что, по данным Бордовского (1974), только 5% от всего органического вещества пелагических осадков составляют нефтеподобные соединения. В остальном биогенном веществе содержится 55—65% органического углерода и около 4% водорода, что в пересчете на состав нефтей дополнительно дает выход еще 25% углеводородов. Следовательно, потенциальная производительность биогенных веществ из океанских осадков может достигать 30%.

В среднем в пелагических осадках содержится около 0,5% биогенных веществ. Однако общее их количество, попадающее в зоны поддвига плит, оказывается значительно большим, так как одновременно с пелагическими осадками в эти зоны затягиваются еще и осадки турбидитных потоков из глубоководных желобов (см. гл. V, § 11), содержание биогенных веществ в которых составляет 3%, т. е. примерно в шесть раз выше, чем в пелагических осадках. Кроме того, в районах развития апвеллингов перуанского типа в зоны поддвига плит попадают осадки с исключительно высоким содержанием биогенных веществ, достигающим 30%. В терригенных осадках континентальных склонов содержание биогенных веществ также значительно превышает их концентрацию в пелагических осадках.

Прежде чем попасть в зону поддвига плит, океанские осадки и терригенные осадки континентальных окраин еще в условиях первичного залегания на дне обычно проходят длительную стадию диагенеза за время жизни океанских плит, приблизительно равное 100—150 млн. лет. В зоне поддвига плит под литосферный выступ (на участке перед «горячей» частью зоны Заварицкого—Беньофа) происходит дальнейшее преобразование осадков за время порядка 1—2 млн. лет при плавно меняющейся температуре от нескольких десятков градусов до 400—500° С.

Относительно малое время главной фазы нефтеобразования компенсируется повышенной температурой, господствующей в зоне поддвига плит (с повышением температуры время нефтеобразования резко сокращается, чем обычно широко пользуются при проведении экспериментов по искусственному получению углеводородов в лабораторных условиях). По своим следствиям эти условия вполне эквивалентны тем, которые наблюдаются в осадочных бассейнах континентальных платформ, где, наоборот, время развития диагенеза сравнительно велико — порядка нескольких десятков и даже сотен миллионов лет, зато температура более низкая — до 150—200° С. Объясняется это тем, что в платформенных условиях, по словам Вассоевича (1971, с. 66), «геологическое время как бы компенсирует температуру, необходимую для развития главной фазы нефтеобразования».

Таким образом, режим образования углеводородов из океанских и терригенных осадков, попадающих в зоны поддвига литосферных плит, должен быть не менее эффективным, чем режим образования нефти и газа в нефтегазоносных бассейнах платформенного типа.

Попадающие в зону поддвига осадки всегда насыщены поровыми и кристаллизационными водами, концентрация которых, например, в пелагических осадках нередко достигает 50%. При разогреве пород эти воды резко активизируются, превращаясь в условиях закритических давлений ($P > 220$ атм) в термальные флюиды. При высоких температурах (100—400° С) должны превращаться в парообразное или флюидообразное состояние и углеводороды — продукты термолиза биогенных веществ. Под влиянием возникающего за счет перегрева паров воды избыточного давления водные флюиды вместе с образовавшимися углеводородами будут выжиматься из зоны поддвига плит как наружу, вдоль самого осадочного слоя, так и в осадочно-вулканогенную толщу, перекрывающую фундамент литосферного выступа.

Если мощность осадочного слоя невелика и осадки в основном представлены глинистыми фракциями, как в случае пелагических осадков, то фильтрация флюидов вдоль слоя наружу зоны оказывается сравнительно незначительной. Это связано с тем, что проницаемость глинистых осадков очень низкая, а сами осадки в зазоре между плитами движутся по направлению от желоба в глубь зоны со скоростями порядка нескольких сантиметров в год, увлекая с собой в том же направлении и образующиеся углеводороды. Вертикальная же миграция поперек тонкого слоя, хотя и медленно, но происходит постоянно. При этом по мере продвижения осадков в глубь зоны ско-

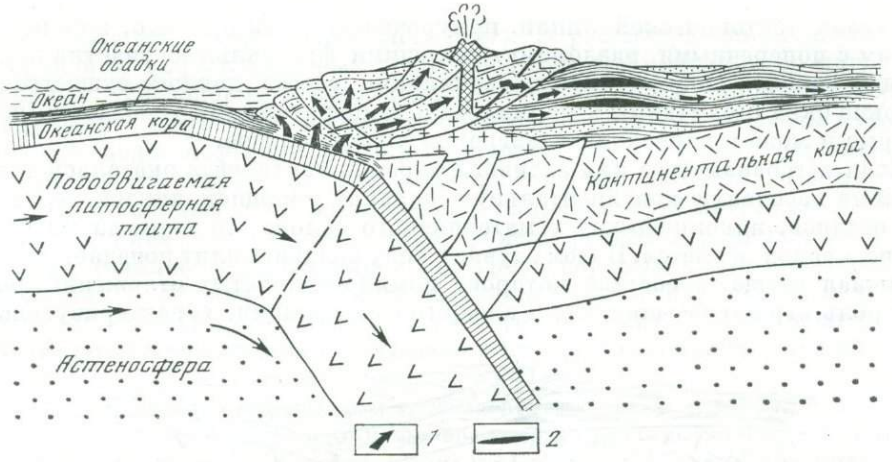


Рис. 2. Места генерации и пути миграции углеводородов в зоне поддвига плит

1 — пути миграции углеводородов; *2* — места скопления нефти и газа. Остальные условные обозначения см. на рис. 3 и 5 в гл. VIII

рость поперечной миграции в слое должна возрастать, так как в том же направлении увеличивается объем воды, освобождающейся при дегидратации осадков. Под влиянием избыточного давления перегретых паров этой воды углеводороды активно вымываются из слоя и перемещаются вверх, к подошве литосферного выступа и к рассекающим его сдвиговым трещинам (рис. 2).

Образование сдвиговых трещин в литосферном выступе, несмотря на господство здесь общего режима сжатия, объясняется асимметрией возникающих в основании этого выступа напряжений сжатия. Наибольшие напряжения сжатия на подошве выступа обычно ориентированы в направлениях, близких к направлению поддвига океанской плиты под островную дугу, а наименьшие — в перпендикулярных им направлениях. Как только разность возникающих напряжений сжатия начинает превышать пределы прочности (пластичности) пород на скол, в теле выступа возникают сдвиговые деформации и расколы. Давление пододвигаемой плиты передается в тело выступа через его подошву, поэтому возникающие здесь трещины всегда будут развиваться снизу вверх, открывая тем самым доступ находящимся под избыточным давлением подвижным флюидам из зоны поддвига плит в осадочно-вулканогенную толщу островной дуги или активной окраины континента.

Большая часть поднявшихся по трещинам термальных вод, а вместе с ними и углеводородов будет разгружаться еще в пределах литосферного выступа (см. рис. 2). Но даже малой части их потока, идущего в сторону тыловых участков островодужной структуры, вполне достаточно, чтобы за долгое время развития подвижного пояса (10^8 лет) насытить углеводородами краевые участки платформ, прилежащие к островным дугам или активным окраинам континентов. Это объясняется тем, что благодаря конвейерному способу доставки биогенных веществ в зоне поддвига суммарная генерация углеводородов здесь должна быть огромной — в несколько тысяч раз большей, чем масса всех геологических запасов нефти и газа, вместе взятых (Сорохтин и др., 1974).

Для потока углеводородов из активной зоны в сторону континентальных платформ вулканическая часть островной дуги не является непреодолимым препятствием, так как вулканы и находящиеся под ними подводные каналы не создают сплошного магматического заслона, а расположены лишь в отдель-

ных узлах тектонической линии, приуроченных, как правило, к ее пересечениям с поперечными разломами, секущими фронтальные участки наползающей плиты. Поэтому между вулканами всегда должны существовать широкие окна с близкими к нормальным температурными условиями, через которые и может происходить миграция углеводородов.

Если островная дуга или активная окраина континента оказалась надвинутой на пассивную континентальную окраину с мощной линзой терригенных осадков, накопившихся у материкового склона, то картина миграции углеводородов меняется. В этом случае в зону поддвига плит попадает мощная осадочная толща, в составе которой, помимо глинистых отложений, большую роль играют песчанистые и алевритовые фракции, характеризующиеся

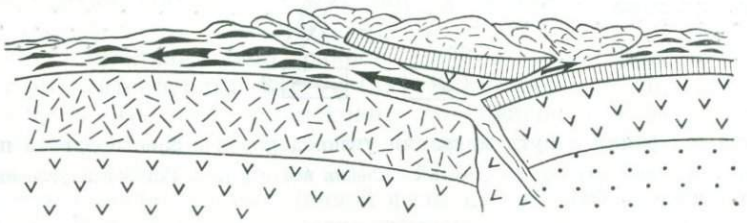


Рис. 3. Места генерации и пути миграции углеводородов в зоне надвигания островной дуги на пассивную окраину континента

Условные обозначения см. рис. 2

относительно большими коэффициентами фильтрации. В результате основная масса флюидов будет фильтроваться уже вдоль напластований и по направлению от зоны поддвига к окраинным частям пододвигаемого континента (рис. 3).

Оценим теперь мощность рассмотренного механизма нефтеобразования. Будем считать, что в геохимии осадков биогенное вещество начало играть заметную роль только около миллиарда лет тому назад, причем с тех пор содержание этих веществ в осадках линейно возрастало со временем вплоть до современного уровня. Объем осадков, затянутых за это время в зоны Заварицкого—Беньофа, легко оценить, используя принцип актуализма и принимая значения средней мощности осадочного слоя в океанах $h_{sd} = 0{,}5$ км, величину средней скорости поддвига литосферных плит $v_l = 7$ см/год и длину всех активных зон поддвига $L \approx 40$ тыс. км. Такая оценка показывает, что за время $1 \cdot 10^9$ лет под островные дуги и активные окраины континентов погрузилось $1{,}4 \cdot 10^{24}$ см^3, или около $2{,}8 \cdot 10^{24}$ г, осадков. Содержание биогенных веществ в современных океанских осадках меняется от 0,25 до 1% и в среднем, по-видимому, близко к 0,5%. Отсюда следует, что за принятый период активной биопродуктивности Земли в зоны поддвига литосферных плит было затянуто около $7 \cdot 10^{21}$ г биогенных веществ. При 30%-ном выходе углеводородов из этого количества биогенных веществ могло бы образоваться примерно $2 \cdot 20^{21}$ г нефти, что более чем в тысячу раз превышает все геологические запасы нефти и газа, выявленные к настоящему времени, и соизмеримо с массой органического вещества в земной коре ($3{,}5 \cdot 10^{15}$ т) (Вассоевич, 1971). Поэтому, даже приняв коэффициент полезного действия описанного механизма образования нефти и газа равным 0,1%, все же с его помощью можно объяснить происхождение многих месторождений этих горючих ископаемых, начиная от рассеянной «микронефти» и до гигантских.

Любая современная теория образования нефти и газа предусматривает существование механизма мобилизации и широкой миграции углеводородов

сквозь осадочные толщи (Вассоевич, 1967). В рассматриваемом механизме формирования нефтегазоносных месторождений мобилизация и миграция рассеянных углеводородов происходят за счет активной «промывки» слоев термальными водами. Они вовлекают образовавшиеся углеводороды в общий глубинный водно-нефтяной поток, направленный в сторону уменьшения давления, т. е. в сторону от зоны поддвига литосферных плит. Избыточное давление термальных вод, вызывающее направленную миграцию нефти и газа, поддерживается в течение всего времени развития подвижного пояса за счет постоянной мобилизации и перегрева поровых вод пелагических и других осадков, а также вод, освобождающихся при дегидратации океанской коры, затягиваемой в зону поддвига литосферных плит. В некоторых регионах этот процесс развивался непрерывно в течение нескольких сотен миллионов лет.

Несмотря на появление нефти и газа из зон поддвига литосферных плит, расположенных непосредственно под эвгеосинклинальными зонами, накопление больших количеств нефти в этих районах происходить не может по двум причинам. Во-первых, в этих районах осуществляется интенсивная промывка осадочных и осадочно-вулканогенных толщ термальными водами, поднимающимися из зон поддвига плит и активно вытесняющими из эвгеосинклинали все способные к миграции жидкости, в том числе и нефть, которая проходит эти участки лишь транзитом. Во-вторых, на орогенной стадии развития геосинклинали именно эвгеосинклинальные зоны подвергаются максимальным пликативным и дизъюнктивным деформациям, дренирующим осадочно-вулканогенную толщу.

По мере удаления от зон поддвига плит температура и давление термальных вод падают, в результате чего замедляется скорость их фильтрации. Это создает более благоприятные условия для конденсации углеводородов. Естественно ожидать, что именно на таких расстояниях в аккумулятивных зонах миогеосинклиналей и краевых частях платформ начнут накапливаться залежи нефти и газа, постепенно формируя будущие нефтяные и газовые месторождения. При этом первичная миграция и аккумуляция нефти всегда происходят в толщах осадочных пород более древних, чем возраст самого процесса насыщения. В более молодые породы такая нефть может попасть лишь благодаря последующей вертикальной миграции.

Оценить расстояние аккумулятивной зоны от места образования первичной нефти можно, например, по закону Дарси для расхода жидкости, фильтрующейся через пористую среду. Несколько преобразуя классическое написание формулы Дарси, получим

$$l^2 = \frac{k\Delta P}{\eta m} t, \tag{4.1}$$

где l — расстояние, на которое фильтруется вязкая жидкость за время t; k — проницаемость пористой среды (осадочных пород); ΔP — перепад давлений, приводящий в движение жидкость; m — коэффициент пористости осадочных пород; η — вязкость фильтрующейся жидкости.

Подставляя теперь в приведенное выражение наиболее вероятные значения параметров $\Delta P = 0{,}1$ кбар $= 10^8$ дин/см^2 (этому перепаду давлений соответствует превышение уровня эвгеосинклинали над аккумулятивной зоной всего на 400 м), $k = 0{,}05 \div 0{,}001$ Д $= (5 \div 1) \cdot 10^{-10}$ см^2, $m = 0{,}1$, $\eta = 0{,}1 \div 10$ П, найдем, что за промежуток времени $t = 10^8$ лет $= 3{,}15 \cdot 10^{15}$ с, близкий к периоду развития тектонического цикла, нефть сможет мигрировать от мест своего рождения в сторону краевых частей платформ от нескольких десятков до нескольких сот километров.

Выполненные оценки, безусловно, являются очень приближенными и, скорее, показывают возможности описываемого механизма миграции нефти,

чем определяют количественную сторону этого процесса. Из этого расчета вытекает также, что должна наблюдаться приуроченность основных нефтяных и газовых месторождений к предгорным прогибам и краевым участкам платформ.

На островных дугах и активных окраинах континентов андийского типа могут сохраниться и в дальнейшем создать месторождения только те углеводороды, которые мигрируют в сторону тыловых участков островных дуг, краевых морей и примыкающих к активным континентальным окраинам платформ.

Большая часть углеводородов, мигрирующих в сторону океана, в этом случае теряется безвозвратно. Тем не менее при помощи этого механизма, по-видимому, можно объяснить формирование месторождений нефти и газа Индонезии, Камчатки, Японии, островов Тонга. Не исключено образование таким путем и других известных месторождений нефти (например, в Венесуэле). Перспективными могут оказаться и области к востоку от Анд в Южной Америке.

Значительно более крупными должны быть месторождения, возникающие при поддвиге под островные дуги или активные окраины континентов пассивных окраин других континентов с мощной линзой терригенных осадочных пород перед их краем. Именно при таком механизме должны формироваться наиболее крупные месторождения нефти и газа, ибо под тяжестью литосферного выступа наползающей плиты углеводороды из попавшего под островную дугу осадочного клина будут активно выжиматься и практически без потерь мигрировать в сторону окраины пододвигаемых континентальных платформ. Этим механизмом, по-видимому, можно объяснить формирование месторождений Персидского залива (Dickinson, 1974), Среднего Запада США, и многих других частей земного шара (Федынский и др., 1976).

В связи с этими выводами хотелось бы еще раз обратить внимание на палеогеодинамические реконструкции (см. рис. 2—9, гл. XI, и геодинамическую карту, рис. 1, гл. X, на которых показано расположение зон поддвига литосферных плит в прошлые геологические эпохи). Оказывается, большинство крупнейших нефтегазовых месторождений и бассейнов расположено рядом с одновозрастными или более молодыми зонами поддвига плит. К таким месторождениям относятся бассейны Северной Америки, большинство месторождений Южной Америки, месторождения Персидского залива, Индонезии, и ряда других регионов.

Исключениями являются месторождения авлакогенов и бассейнов Северного моря и Западно-Сибирской низменности. Действительно, в этих регионах нефть и газ залегают в мезозойских отложениях, а ближайшие зоны поддвига здесь существовали только в позднем палеозое. Объяснение этому исключению можно дать двоякое: либо эти горючие ископаемые образовались на месте за счет литогенеза осадков самого бассейна, либо нефть и газ возникли здесь значительно раньше — в палеозойских зонах поддвига, но затем мигрировали из палеозойских отложений в мезозойские.

По-видимому, нефть образуется несколькими путями и благодаря действию разных процессов, некоторые из которых были подробно исследованы ранее (см., например, Вассоевич, 1967, 1971; и др.). Но хотелось бы обратить особое внимание геологов-нефтяников на еще один чрезвычайно мощный механизм образования нефти и газа, о котором ранее ничего не было известно и который теперь можно исследовать благодаря успехам теории тектоники литосферных плит. При этом новая теория вовсе не противопоставляется другим теориям образования нефти и газа. Скорее, наоборот, она дополняет их, поскольку сравнительно легко позволяет найти новые источники вещества и энергии, необходимые и достаточные для генерации и концентрации углеводородов.

Кроме того, рассмотренный механизм образования нефтегазовых месторождений полностью снимает основные (если не все) возражения противников концепции органического происхождения нефти. Так, по рассмотренной модели нефть имеет биогенное происхождение, но появляется снизу, просачиваясь под большим давлением через породы фундамента эвгеосинклинальной осадочно-вулканогенной толщи. Поэтому остатки нефти можно встретить в сколь угодно древних породах (в том числе и в кристаллических, как это наблюдается в некоторых местах Скандинавии). Происходящая под избыточным давлением латеральная миграция нефти может привести к насыщению ею даже континентальных отложений, а также более древних осадочных толщ в предгорных прогибах и краевых частях платформ. Понятным становится также появление признаков нефти в фумаролах молодых вулканических поясов.

ЛИТЕРАТУРА

Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.

Альтшулер Л. В. Применение ударных волн в физике высоких давлений.— Успехи физ. наук, 1965, 85, вып. 2.

Альтшулер Л. В., Баканова А. А. Электронная структура и сжимаемость металлов при высоких давлениях.— Успехи физ. наук, 1968, 96, вып. 2.

Альтшулер Л. В., Кормер С. Б. О внутреннем строении Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 1.

Альтшулер Л. В., Симаков Г. В., Трунин Р. Ф. К вопросу о химическом составе ядра Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 1.

Альтшулер Л. В., Шарипджанов И. П. Аддитивные уравнения состояния силикатов при высоких давлениях.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971а, № 3.

Альтшулер Л. В., Шарипджанов И. П. О распределении железа в Земле и ее химической дифференциации.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971б, № 4.

Антонюк Р. М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.

Акульшина Е. П., Ивановская А. В., Казанский А. В. Об условиях седиментации в позднем докембрии.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

Аркан Э. Тектоника Азии. ОНТИ, 1935.

Артюшков Е. В. Об установлении изостатического равновесия земной коры.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1.

Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 9.

Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5.

Афанасьев Г. Д. К проблеме гранита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953.

Балакина Л. М., Введенская А. В., Мишарина Л. А., Широкова В. И. Напряженное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 6.

Барнс Г. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970.

Батиметрическая карта Атлантического океана, м-б 1 : 10 000 000. М., ГУГК, 1971.

Безруков П. Л. Древность и молодость океанов.— Океанология, 1973, 13, вып. 1.

Бейли Д. К. Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм.— В кн.: Щелочные породы. М., «Мир», 1976.

Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое.— Геотектоника, 1969, № 3,4.

Белов А. А. Основные черты строения герцинид Балканского полуострова.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, 45, № 1.

Белов А. А. Положение герцинид в Альпийской складчатой области Юга СССР и сопредельных стран.— Геотектоника, 1971, № 4.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, 1954.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Берзон И. С., Коган С. Д., Пасечник И. П. О возможности построения тонкослоистой модели области перехода от оболочки к ядру Земли.— Докл. АН СССР, 1968, 178, № 1.

Берзон И. С., Пасечник И. П. Динамические характеристики волны *PcP* в случае тонкослоистой модели области перехода от мантии к ядру.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 6.

Берсенев И. И. Как образовалось Японское море? — Природа, 1972, № 12.

Берч Ф. Сжимаемость; упругие константы.— В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи., Л., Госгеолтехиздат, 1955.

Богданов А. А. Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, 44, № 5.

Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М., «Наука», 1975.

Бондаренко Б. А., Гаркаленко И. А., Журавлев А. В. и др. Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желоба.— Докл. АН СССР, 1977, 234, № 1.

Бордовский О. К. Органическое вещество морских и океанских осадков в стадии раннего диагенеза. М., «Наука», 1974.

Борзаковский Ю. А., Суетенко О. Д. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии.— Геотектоника, 1970, № 5.

Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., «Мир», 1974.

Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $MgO—SiO_2—H_2O$.— В кн.: Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950.

Браун Д. Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970.

Буллен К. Е. Введение в теоретическую сейсмологию. М., «Мир», 1966.

Буртман В. С., Поршняков Г. С. Тектоника варисцид Тянь-Шаня и Кызылкума.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.

Буш В. А., Кирюхин Л. Г. Позднепалеозойские вулканические пояса северной части Средней Европы.— Труды Всесоюзн. науч.-исслед. геологоразв. нефт. ин-та, 1971, вып. 105.

Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970.

Василевская Е. Д., Казак А. П. Глаукофановые сланцы Чарского антиклинория в Восточном Казахстане.— Геол. и геофизика, 1971, № 3.

Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.

Вассоевич Н. Б. Источник нефти — биогенное углеродистое вещество.— Природа, 1971, № 3.

Вегенер А. Происхождение материков и океанов. Госиздат, 1925. (Современные проблемы естествознания, кн. 24).

Вейцман П. С. Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зоны.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 9.

Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1968.

Верещагин Л. Ф., Яковлев Е. Н., Виноградов Б. В. и др. Переход SiO_2 в проводящее состояние.— Письма в ЖЭТФ, 1974а, 20, вып. 7.

Верещагин Л. Ф., Яковлев Е. Н., Виноградов Б. В., Сакун В. П. Переходы Al_2O_3, NaCl и S в проводящее состояние.— Письма в ЖЭТФ, 1974б, 20, вып. 8.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука» 1967.

Виноградов А. П. Атмосферы планет солнечной системы.— Вестн. МГУ. Геология, 1969, № 4.

Виноградов А. П., Маров М. Я., Сурков Ю. А. Исследование атмосферы Венеры на советских автоматических станциях «Венера-4», «Венера-5», «Венера-6».— Геохимия, 1972, № 4.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы.— Геохимия, 1956, № 2.

Виноградов А. П., Сурков Ю. А., Андрейчиков В. М. Исследования состава атмосферы Венеры на межпланетных станциях «Венера-5» и «Венера-6».— Докл. АН СССР, 1970, 190, № 3.

Виноградов А. П., Сурков Ю. А., Флоренский К. П., Андрейчиков В. М. Определение химического состава атмосферы Венеры межпланетной станцией «Венера-4».— Докл. АН СССР, 1968, 179, № 1.

Виноградов А. П., Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В. и др. Строение рифтовых зон Индийского океана и их место в мировой системе рифтов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10.

Витязев А. В., Люстих Е. Н., Николайчик В. В. Проблема образования ядра и мантии Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977, № 8.

Витязев А. В., Маева С. В. Модель ранней эволюции Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 2.

Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л., «Наука», 1968.

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М., «Мир». 1974.

Гаст П. В. Химический состав Земли, Луны и хондритовых метеоритов.— В кн.: Природа твердой земли. М., «Мир», 1975.

Геодекян А. А., Удинцев Г. Б., Баранов Б. В. и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря.— Сов. геология, 1976, № 6.

Геология СССР, 41, ч. 1. Восточный Казахстан. Л., Госгеолтехиздат, 1966.

Геохронологическая таблица (учебное пособие). М., 1974.

Геохронология СССР, т. 1. Докембрий. Л., «Недра», 1973; т. 2. Фанерозой. Л., «Недра», 1974.

Герасимов И. П., Живаго А. В., Коржуев С. С. Геоморфологические и палеогеографические аспекты новой теории глобальной тектоники плит.— Изв. АН СССР. Сер. географ., 1974, № 5.

Герцен Р. П. фон, Ли У. Х. К. Тепловой поток в океанических областях.— В кн.:

Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Под ред. В. С. Соболева, Н. Л. Добрецова, Н. В. Соболева. Новосибирск, «Наука», 1975.

Годовиков А. А. Минералогия. М., «Недра», 1975.

Городницкий А. М. О структуре аномальных геофизических полей над подводными горами.— Океанология, 1975, № 2.

Городницкий А. М. Мощность океанической литосферы и предельная высота подводных вулканов.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977.

Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкции положения материков в фанерозое. М., «Наука», 1978.

Городницкий А. М., Сорохтин О. Г. Карта мощностей океанических литосферных плит.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977.

Горшков Г. С. Современный вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.

Григорович В. К. Электронное строение и термодинамика сплавов железа. М., «Наука», 1970.

Григорян С. С., Красс М. С., Лейтес В. Л., Ушаков С. А. К определению динамического коэффициента вязкости астеносферы.— Докл. АН СССР, 1966, 170, № 2.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968а.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968б.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., «Недра», 1970.

Громов А. М. О химическом составе внешнего ядра Земли.— Геол. и геофизика, 1971, № 6.

Грунтоведение. М., Изд-во МГУ, 1973. Авт.: Е. М. Сергеев, Г. А. Голодковская, Р. С. Зиангиров и др.

Гуревич Л. Э., Лебединский А. И. Об образовании планет.— Изв. АН СССР. Сер. физ., 1950, № 6.

Гутенберг Б. Скорости распространения сейсмических волн в земной коре.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.

Гутенберг Б. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1975.

Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Мировая система срединно-океанических хребтов и ее северный фрагмент.— В кн.: Новейшие движения, вулканизм, землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969.

Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Проблема генезиса Северного Ледовитого океана.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ, 1960.

Джоли Д. История поверхности Земли. Госиздат, 1929. (Современные проблемы естествознания, кн. 43).

Диаграммы состояния силикатных систем (Справочник), вып. 2. Л., «Наука», 1970. Авт.: Н. А. Торопов, В. П. Барзаковский, И. А. Бондарь, Ю. П. Удалов.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты. М., «Мир», 1966.

Дитц Р. С. Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна.— В кн.: Дрейф континентов, горизонтальные движения земной коры. М., «Мир», 1966.

Дмитриев Л. В. К вопросу о происхождении ультраосновных пород Индоокеанского хребта.— Геохимия, 1969, № 10.

Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Докт. дис. М., 1973 (Ин-т геохимии и аналитич. химии АН СССР).

Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Фарафонов М. М. Коренные породы рифтовых зон Индоокеанского хребта и некоторые черты их геохимии.— Докл. АН СССР, 1969, 185, № 2.

Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов.— Докл. АН СССР, 1974, 216, № 6.

Добрецов Н. Л. Глаукофан-сланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974.

Дубровский В. А., Паньков В. Л. О составе земного ядра.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 7.

Дэли Р. А. Изверженные породы и глубины Земли. М., ОНТИ, 1936.

Жарков В. Н. Вязкость недр Земли.— Труды ИФЗ, 1960, 11.

Жарков В. Н., Любимов В. М., Дорофеева Л. Н., Дорофеев В. М. О распределении диссипативной функции $Q(l)$ в оболочке Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 12.

Жарков В. Н., Калинин В. А. Уравнения состояния твердых тел при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1968.

Жарков В. Н., Трубицын В. П., Самоненко Л. В. Физика Земли и планет, фигуры и внутреннее строение. М., «Наука», 1971.

Заварицкий А. Н. Некоторые новые работы, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.

Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М., «Нау-

ка», 1969. Авт.: С. А. Федотов, А. М. Багдасарова, И. П. Кузин, Р. З. Тараканов.
Введение в общую геологию, т. 1, 2. М., «Мир», 1974. Авт.: Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и др.
Зенкевич Л. А. К вопросу о древности океана и его фауны.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
Зоненшайн Л. П. Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса).— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов.— Геотектоника, 1977, № 2, 3.
Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов.— Геотектоника, 1976, № 4.
Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. и др. Мезозойская структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, 1973, № 5.
Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976.
Зоненшайн Л. П., Сустенко О. Д., Жамьяндашба Л., Энгин Г. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хр. Дзолен.— Геотектоника, 1975, № 4.
Иванов С. Н., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблемы тектоники Урала.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974а.
Иванов С. Н., Смирнов Г. А., Ефимов А. А. и др. Новые аспекты тектоники Урала.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974б.
Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
Казинский Ю. П., Катаева В. П., Шугурова И. А. Опыт изучения состава газовой и жидкой фаз включений как реликтов древних атмосфер и гидросфер.— Геол. и геофизика, 1969, № 11.
Казьмин В. Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов).— Геотектоника, 1974, № 6.
Калинин В. А., Паньков В. Л. Гипотеза аддитивности Магницкого — Берча и ее проверка на ударной адиабате.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 11.
Калинин В. А., Сергеева Н. А. Вариации внутреннего строения Земли, обусловленные ее эволюцией.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 5.
Каракин А. В., Калашникова И. В., Магницкий В. Д. Об эффектах «смазочного слоя», возникающих при горизонтальных перемещениях литосферы.— Докл. АН СССР, 1974, 214, № 3.
Каракин А. В., Лобковский Л. И. К вопросу о построении комплексной гравимеханической модели верхних слоев оболочки Земли.— В кн.: Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977.
Карасик А. М., Рождественский С. С., Донец Е. Г. Структура аномального магнитного поля и геометрия разрастания гребня хребта Мона в Норвежско-Гренландском море.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2.
Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
Каула У. М. Тектоника и гравитационное поле Земли.— В кн.: Природа твердой Земли. М., «Мир», 1975.
Качанов Л. М. Основы теории пластичности. М., «Наука», 1969.
Кейес Р. Континуальные модели влияния давления на активационные процессы.— В кн.: Твердые тела под высоким давлением. М., «Мир», 1966.
Кейльман Г. А. Гнейсовые комплексы Урала.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
Кеонджян В. П., Монин А. С. Модель гравитационной дифференциации недр планет.— Докл. АН СССР, 1975, **220**, № 4.
Кеонджян В. П., Монин А. С. Расчет эволюции недр планет.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 4.
Кеонджян В. П., Монин А. С. Блуждание полюса Земли вследствие континентального дрейфа.— Докл. АН СССР, 1977а, **233**, № 2.
Кеонджян В. П., Монин А. С. Дрейф континентов и крупномасштабные смещения полюса Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977б, № 11.
Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. М., Изд-во МГУ, 1972.
Киркинский В. А. Изоморфизм минералов при сверхвысоких давлениях.— В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М., «Наука», 1975.
Кларк С. П. мл., Питермэн З. Е., Хейер К. С. Распространение урана, тория и калия.— В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.
Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. М., «Наука», 1974.
Ковалев А. А. Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа.— Геол. рудных месторождений, 1972, № 5.
Ковалев А. А. О причинах мощного нефтегазообразования на Ближнем и Среднем Востоке.— Геол. нефти и газа, 1974, № 11.
Ковалев А. А. Геодинамические основы регионального анализа размещения и

условий формирования месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 1.

Козловская С. В. Модели внутреннего строения Земли, Венеры и Марса.— Астрон. ж., 1966, 43, № 5.

Козловская С. В. О внутреннем строении и химическом составе Меркурия.— Симп. по физике Луны и планет. Киев., «Наукова думка», 1968.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1952, № 2.

Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968.

Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970.

Кормер С. Б., Фунтиков А. И. Исследование ударного сжатия ферросилиция и возможный состав ядра Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 5.

Косминская И. П., Капустян Н. К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2.

Коттон Ф., Уилкинсон Дж. Современная неорганическая химия, ч. 3. М., «Мир», 1969.

Кравчинский А. Я. О сопряженности палеомагнитных и палеогеографических перестроек на Восточно-Европейской платформе.— Геотектоника, 1973, № 6.

Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970. Авт.: Г. В. Войткевич, А. Е. Мирошников, А. С. Поваренных, В. Г. Прохоров.

Кринов Е. Л. Метеориты. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1948.

Кропоткин П. Н. Значение палеомагнетизма для стратиграфии и геотектоники.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, № 4.

Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры.—Сов. геология, 1961а, № 5.

Кропоткин П. Н. «Неомобилизм» и региональная геотектоника.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961б, № 6.

Кропоткин П. Н. Механизм движения земной коры.— Геотектоника, 1967 № 5.

Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов.— Бюл. МОИП. Отд. геол. 1968, № 5.

Кропоткин П. Н. Характер тектонических процессов в островных дугах Дальнего Востока и их возраст.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», 1972.

Кропоткин П. Н. Динамика земной коры.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973а.

Кропоткин П. Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений.— В кн.: Напряженное состояние земной коры. «Наука», 1973б.

Кропоткин П. Н. Как могла возникнуть внутри континента крупная изолированная рифтовая система (рифты Байкальской зоны)?— В кн.: Континентальный рифтогенез. М., «Наука», 1977.

Кропоткин П. Н., Власов Г. М. Островные дуги западной окраины Тихоокеанского пояса.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Кропоткин П. Н., Поляк Б. Г. Энергетический баланс Земли.— В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. М., «Наука», 1973.

Куликов П. К. Происхождение Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Проблема происхождения структур Западно-Сибирской плиты. Томск, 1971. (Труды Зап.-Сиб. НИГНИ, вып. 46).

Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л., «Недра», 1973.

Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.

Кэлдер Н. Беспокойная Земля. М., «Мир», 1975.

Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Механика. М., «Наука», 1965.

Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М., «Мир», 1977.

Левин Б. Ю. Строение Земли и планет и метеоритная гипотеза их происхождения.—Природа, 1949, № 10.

Левин Б. Ю. Происхождение Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 7.

Левин Б. Ю., Маева С. В. О термической истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 2.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Л., Изд-во АН СССР, 1934.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Л.— М., Госгеолиздат, 1940.

Ли У. Г. К., Кларк С. П. мл. Тепловой поток и вулканические температуры.— В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.

Лисицын А. П. Бурение дна Тихого океана.— Природа, 1970, № 12.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах, количественное распределение осадочного материала. М., «Наука», 1974а.

Лисицын А. П. Возраст и состав базальтового ложа океанов.— Докл. АН СССР, 1974б, 217, № 3.

Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., «Наука», 1978.

Литвин В. М., Руденко М. В. Распределение подводных гор в Атлантическом океане.— Докл. АН СССР, 1973, 213, № 4.

Лобковский Л. И. Поле температур и тепловой поток в области разделения восходящего потока жидкости.— В кн.: Комплексные исследования в Мировом океане. М., ВИНИТИ, 1975.

Лобковский Л. И. Квазиупругий изгиб литосферной плиты перед зоной поддвига.— В кн.: Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига). М., Ин-т океанологии АН СССР, 1976а.

Лобковский Л. И. Геомеханическая модель активных переходных зон от океанов к континентам. Автореф. канд. дис. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1976б.

Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г. Пластические деформации океанической литосферы в зоне поддвига плит.— В кн.: Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига). М., Ин-т океанологии АН СССР, 1976.

Лодочников В. Н. Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы.— Зап. минерал. об-ва СССР, 1939, 2, № 2, 3.

Ломизе М. Г. Арауканский вулканический пояс (Анды).— Докл. АН СССР, 1973, 213, № 5.

Любимова Е. А. О нагревании земных недр в процессе образования Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1955, № 5.

Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.

Любимова Е. А., Герцен Р. фон, Удинцев Г. Б. О теплообмене через дно океана.— В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М., «Наука», 1966.

Люстих Е. Н. О возможности использования теории акад. О. Ю. Шмидта в геотектонике.— Докл. АН СССР, 1948, 59, № 8.

Люстих Е. Н. О термике земного шара.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 12.

Магницкий В. А. К вопросу о плотности и сжимаемости оболочки Земли.— В кн.: Вопросы космогонии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Магницкий В. А. К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов.— В кн.: Вопросы космогонии, т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.

Маева С. В. О термической истории Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 3.

Маккензи Д. П. Тектоника плит.— В кн.: Природа твердой Земли. М., «Мир», 1975.

Максимович З., Максимович С. Литий, натрий, калий в альпинотипных ультраосновных породах.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972.

Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М., «Мир», 1964.

Мак-Берни А. Р. Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Маров М. Я. Что сегодня известно о Венере.— Природа, 1972, № 10.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.

Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.

Мейсон Б. Основы геохимии. М., «Недра», 1971.

Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.

Менард Г. У. Глубоководное дно океана.— В кн.: Океан. М., «Мир», 1971.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971.

Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., «Наука», 1967.

Мияки Я. Основы геохимии. Л., «Недра», 1969.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М., «Мир», 1976.

Монин А. С. Краткий очерк истории Земли. Л., «Наука», 1970.

Монин А. С. Вращение Земли и климат. Л., Гидрометеоиздат, 1972.

Монин А. С. История Земли. Л., «Наука», 1977.

Монин А. С., Сорохтин О. Г. О тектонической периодизации истории Земли.— Докл. АН СССР, 1977, 234, №2.

Морган В. Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.

Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм Евразии. М., «Наука», 1975.

Мэйсон Б., Мелсон У. Лунные породы. М., «Мир», 1973.

Наймарк Л. М., Сорохтин О. Г. Распределение плотности в модели Земли с перцолитовым составом мантии и окисножелезным ядром.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977а.

Наймарк Л. М., Сорохтин О. Г. Энергия гравитационной дифференциации Земли.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977б.

Нефтегазоносность морей и океанов. М. «Недра», 1973. Авт.: Б. А. Соколов, А. Г. Гайнанов, Д. В. Несмеянов, А. М. Серегин.

Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.

Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (справочные данные по СССР), вып. 1,2. Л., ВНИГРИ, 1971, 1973.

Паньков В. Л., Калинин В. А. Термодинамические характеристики горных пород и минералов в условиях оболочки Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 3.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геол., пробл. 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.

Пейве А. В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение. — Геотектоника, 1973, № 3.

Пейве А. В. Геология сегодня и завтра.— Природа, 1977, № 6.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л. и др. Океан и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, 196, № 3.

Перчук Л. Л., Ушаков С. А. Термодинамический режим метаморфизма в областях поддвигания литосферных плит.— Вестн. МГУ. Геология, 1973, № 6.

Петрова Г. Н., Храмов А. Н. Палеомагнетизм и внутреннее строение Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 4.

Полдерварт А. Химия земной коры.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.

Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Отношение между тепловым потоком и тектоникой континентов.— Геотектоника, 1968, № 3.

Пополитов Э. И. Геохимические особенности магматизма островных дуг и некоторые проблемы петрогенезиса.— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977.

Портнягин Э. А., Гнутенко Н. А., Ковальчук И. А. и др. Каменноугольный вулканизм и некоторые проблемы тектоники Гиссара (Южный Тянь-Шань).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, № 2.

Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Тянь-Шаня. Л., Изд-во ЛГУ, 1973.

Пресс Ф. Скорости сейсмических волн.— В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.

Пресс Ф. Внутреннее строение Земли по данным теоретических моделей.— В кн.: Природа твердой Земли. М., «Мир», 1975.

Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., «Мир», 1970.

Ранкорн С. К. Конвекция в мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Результаты высокоточных гравиметрических измерений. Под ред. Ю. Д. Буланже. М., «Наука», 1977.

Рельеф дна Тихого океана. М.-б 1 : 10 000 000. Под ред. Г. Б. Удинцева. М., ГУГК, 1964.

Реми Г. Курс неорганической химии, т. II. М., «Мир», 1966.

Рид Х. Размышления о граните.— В кн.: Проблемы образования гранитов. М., ИЛ, 1949.

Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.

Роби Р. А. Термодинамические свойства минералов.— В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., «Мир» 1969.

Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н., Сославский К. Б. Изменение распространенности, объемов и скоростей накопления осадочных и вулканогенных отложений в фанерозое (в пределах современных материков).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 12.

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.— Геохимия, 1967, № 11.

Ротараш И. А., Гредюшко Е. А. История формирования и строение серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области.— Геотектоника, 1972, № 4.

Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира. М., «Наука», 1968.

Рускол Е. Л. О происхождении Луны. Образование околоземного роя тел.— Астрон. ж., 1960, 37, вып. 4.

Рускол Е. Л. Приливная эволюция системы Земля — Луна.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 2.

Рускол Е. Л. Приливная история и происхождение системы Земля—Луна.— Астрон. ж., 1966, 43, вып. 4.

Рускол Е. Л. Происхождение Луны. М., «Наука», 1975.

Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. Гостехиздат, 1955.

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Наука», 1973.

Сафронов В. С. О первоначальной температуре Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 1.

Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М., «Наука», 1969.

Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование.— Геол. рудных месторождений, 1974а, № 1.

Смирнов В. И. Рудные месторождения.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М., «Наука», 1974б.

Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.

Смирнов Я. Б. Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления.— Докл. АН СССР, 1967, 177, № 2.

Смит Р. Г. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968.

Сорохтин О. Г. Возможные физико-химические процессы образования ядра Земли.— Докл. АН СССР, 1971, 198, № 6.

Сорохтин О. Г. Дифференциация вещества Земли и развитие тектонических процессов.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 7.

Сорохтин О. Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит.— Докл. АН СССР, 1973а, 208, № 6.

Сорохтин О. Г. Возможный механизм образования региональных надвигов и геосинклинальной складчатости.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973б, № 7.

Сорохтин О. Г. Напряженное состояние и тектонические разломы в литосфере Земли.— Докл. АН СССР, 1973в, **212**, № 4.

Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974а.

Сорохтин О. Г. Плотностная конвекция в мантии Земли и возможная природа тектонических циклов.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974б, № 5.

Сорохтин О. Г. Тектоника литосферных плит и природа слоев океанической земной коры.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2.

Сорохтин О. Г. Строение зоны поддвига литосферных плит.— В кн.: Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига). М., Ин-т океанологии АН СССР, 1976а.

Сорохтин О. Г. Тектоника литосферных плит и природа глобальных трансгрессий.— В кн.: Проблемы палеогидрологии. М., «Наука», 1976б.

Сорохтин О. Г. Содержание в Земле радиоактивных элементов и радиогенная энергия.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977а.

Сорохтин О. Г. Энергетический баланс Земли.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977б.

Сорохтин О. Г., Аношин Г. Н., Ковалев А. А. Тектоника литосферных плит и некоторые вопросы эволюции металлогении золота.— В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М., ГКНТ, 1976.

Сорохтин О. Г., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б. Возможный механизм образования земной коры.— Докл. АН СССР, 1971, **199**, № 2.

Сорохтин О. Г., Лобковский Л. И. Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига литосферных плит.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 5.

Сорохтин О. Г., Ушаков С. А., Федынский В. В. Динамика литосферных плит и происхождение месторождений нефти.— Докл. АН СССР, 1974, **214**, № 6.

Стейси Ф. Физика Земли. М., «Мир», 1972.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Тейлор С. Геохимия андезитов.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972.

Тихонов А. Н. О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1937, № 3.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970.

Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.

Ушаков С. А. Вязкость и динамические процессы в коре и верхней мантии.— Вестн. МГУ. Геология, 1968, № 1.

Ушаков С. А. Строение и развитие Земли. Физика Земли, т. 1. М., ВИНИТИ, 1974.

Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Геодинамический анализ эволюции литосферы на раздвигающихся границах в связи с природой Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Рифтовые зоны Земли. М., «Наука», 1977.

Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли (по геофизическим данным). Физика Земли, т. 3. М., ВИНИТИ, 1978.

Ушаков С. А., Красс М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., «Недра», 1972.

Ушаков С. А., Федынский В. В. Рифтогенез как механизм регулирования теплопотерь Земли.— Докл. АН СССР, 1973, **208**, № 5.

Ушаков С. А., Хаин В. Е. Строение Антарктиды по геолого-геофизическим данным.— Вестн. МГУ. Геология, 1965, № 1.

Файнберг Э. Б., Бердичевский М. Н., Ротанова Н. М. и др. Планетарные исследования глубинной электропроводности.— В кн.: Электромагнитные зондирования, ч. 1. М., Изд-во МГУ, 1976.

Федынский В. В. Разведочная геофизика. М., «Недра», 1968.

Федынский В. В., Рассохо А. И., Деменицкая Н. М. и др. О структуре аномального магнитного поля на западной части гребня хребта Мона.— Докл. АН СССР, 1975, **223**, № 3.

Федынский В. В., Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Тектоника литосферных плит и новые идеи о происхождении нефти и газа.— В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М., ГКНТ, 1976.

Фолинсби Р. Е. Докембрийские металлогенетические эпохи — атмосферные или глубинные? — Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов, т. 2. М., 1971.

Хаин В. Е. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости.— Геотектоника, 1970, № 3.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка). М., «Недра», 1971а.

Хаин В. Е. Об общих закономерностях развития тектонических процессов во времени: проблемы прерывистости—непрерывистости, цикличности—направленности.— Вестн. МГУ. Геология, 1971б, № 4.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973а.

Хаин В. Е. О новой глобальной тектонике.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973б.

Хендин Д. Прочность и пластичность.— В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.

Хесс Х. Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.

Храмов А. Н. Современное состояние проблемы дрейфа материков по палеомагнитным измерениям.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1970.

Храмов А. Н. Палеомагнетизм и проблемы геодинамики.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 11.

Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др. Палеомагнетизм палеозоя.— Труды ВНИГРИ, вып. 335. Л., «Недра», 1974.

Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л., «Недра», 1967.

Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П. Мезокайнозойское развитие альпийского складчатого пояса Северной Африки.— Геотектоника, 1976, № 3.

Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П., Волкова Л. Н. О некоторых особенностях развития мезозойских и кайнозойских структур Южных и Центральных Анд.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 12.

Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 4.

Шебалин Н. В. О связи между энергией, балльностью и глубиной очага землетрясения.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1955, № 4.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.

Шейнманн Ю. М. Заметки о развитии магмы.— Сов. геология, 1969, № 1.

Шейнманн Ю. М. Об условиях образования магм.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5.

Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., «Недра», 1970.

Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. М., «Наука», 1974.

Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. «Наука», 1948.

Шор Дж. Г. мл., Райтт Р. У. Кора и верхняя мантия Тихого и Индийского океанов по данным глубинного сейсмического зондирования.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Щукарев С. А. Неорганическая химия, т. 1. М., «Высшая школа», 1970.

Эл-Векил С. К., Райли Дж. П. Химические и минералогические исследования глубоководных осадков.— В кн.: Вопросы геохимии и геохронологии океана. М., «Мир», 1965.

Юинг Дж. Сейсмическая модель строения коры Атлантического океана.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Яншин А. Л. Проблемы срединных массивов, — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965а, 40, №5.

Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965б, № 5.

Abstracts of papers presented at the Interdisciplinary Sumposia, XVI General Assembly IUGG. Grenoble, 1975.

Akimoto S., Fujisava H. Olivine-spinel solid solution equilibria in the system Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4.— J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 4.

Ampfer O. Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen.— Jahrb. K. K. Geol. Reichs-Anstalt, 1906, **56**.

Atwater T. Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, **81**, N 12.

Baird A. K., Toulmin P., Clark B. C. et al. Mineralogic and petrologic implications of Viking geochemical results from Mars: interim report.— Science, 1976, **194**, N 4271.

Balchan A. S., Cowan G. R. Shock compression of two iron-silicon alloys to 2,7 megabars.— J. Geophys. Res., 1966, **71**, N 14.

Barazangi M., Dorman J. World seismicity maps compiled from ESSA, coast and geodetic survey, epicenter data, 1961—1967.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968, **59**, N 1.

Bard I. P., Capdevilla N., Matte P. et. al. Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen.— Nature. Phys. Sci., 1973, **241**, N 107.

Bardossy G. Bauxite formation and plate tectonics.— Acta geol. Acad. sci. hung., 1973, **17**, N 1—3.

Bemmelen R. W. van. On mega-undations: a new model at the Earth's evolution.— Tectonophysics, 1966, **3**, N 2.

Ben Menahem A., Nur A., Vered M. Tectonics, seismicity and structure of the Afro-Eurasian junction — the breaking of an incoherent plate.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1976, **12**, N 1.

Benioff V. H. Orogenesis and deep crustal structure.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1954, **65**, N 5.

Berkner L. V., Marshall L. C. The history of oxygenic concentration in the Earth's atmosphere.— Discuss. Faraday Soc., 1964, N 37.

Birch F. Elasticity and constitution of the Earth's interior.— J. Geophys. Res., 1952, **57**, N 2.

Birch F. Differentiation of the Mantle.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1958, **69**, N 4.

Birch F. Some geophysical applications of high pressure research.— In: Solids under pressure. N. Y., McGraw-Hill, 1963.

Birch F. Energetics of core formation.— J. Geophys. Res., 1965, **70**, N 24.

Birch F. On the possibility of large changes in the Earth's volume.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1968, **1**, N 3.

Blackett P. M. S. Comparison of ancient climates with ancient latitudes deduced from rock magnetic measurements.— Proc. Roy. Soc., 1961, Ser. A **263**, N 1312.

Bowen N. L. The evolution of the Igneous Rocks. Princeton, U. S., Princeton Univ. Press, 1928.

Bowin C. O. The Caribbean: gravity field and plate tectonics.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1975, **169**.

Brunn J. H. La dorsale médio-atlantique et les épanchements ophiolitiques.— C. r. Com. Soc. gèol. France, 1959, p. 234—236.

Bucha V. Paleomagnetism and plate tectonics since the Lower Paleozoic.— Stud. geophys. et geod., 1975, **19**, N 1.

Bullard E. C. Continental drift.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1964, **120**, N 1.

Bullard E. C. The origin of the oceans.— Sci. Amer., 1969, **221**, N 3.

Bullard E., Everet F., Smith A. The fit of the continent around Atlantic.— Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1965, **258**, N 1088.

Bullen K. E. Seismic and related evidence on compressibility in the Earth.— In: The application of modern physics to the Earth and planetary interiors. London, 1969.

Bullen K. E. Cores of the terrestrial planets.— Nature, 1973, **243**, N 5402.

Burgers J. M. Rotational motion of a sphere subject to visco-elastic deformation.— Proc. Kon. ned. akad. wetensh. B, 1955, **58**, N 4.

Cameron A. G. W. The formation of the Sun and planets.— Icarus, 1962, **1**, N 1.

Cann J. R., Vine F. J. An area on the crust of the Carlsberg Ridge, petrology and magnetic survey.— Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1966, **259**, N 1099.

Chandrasekhar S. Hydrodynamic and hydromagnetic stability.— London, Oxford Univ. Press, 1961.

Chase C. G. The N-plate problem of plate tectonics.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1972, **29**, N 2.

Cloud P. E. Significance of the Gunflint (Precambrian) microflora.— Science, 1965, **148**, N 3666.

Cobbing B. I., Pitcher W. S. Plate tectonics and Peruvian Andes.— Nature Phys. Sci., 1972, **240**, N 99.

Coleman R. G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.— J. Geophys. Res., 1971a, **76**, N 5.

Coleman R. G. Petrological and geophysical nature of serpentinites.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971b, **82**, N 4.

Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. Geomagnetic polarity epochs and pleistocene geochronometry.— Nature, 1963, **198**, N 4885.

Creer K. M. A review of paleomagnetism.— Earth-Sci. Revs, 1970, **6**, N 6.

Cutts J. A., Blasins K. R., Briggs G. A. et al. North polar region of Mars: imaging results from Viking 2.— Science, 1976, **194**, N 4271.

Darwin G. On the influence of geological changes on the Earth's axis of rotation.— Phil. Trans. Roy. Soc., 1887, **167**, pt. 1.

Davies G. F. Whole-mantle convection and plate tectonics.— Geophys. J. Roy. Astron Soc., 1977, **49**, N 2.

Dearnley R. Orogenic fold-belts and hypothesis of Earth evolution.— Physics Chem. Earth, 1966, **7**, p. 1—144.

Dewey J. F. Evolution of the Appalachian Caledonian orogen.— Nature, 1969, **222**, N 5189.

Dewey J. F., Bird J. Plate tectonics and geosynclines.— Tectonophysics, 1970a, **10**, N 5—6.

Dewey J. F., Bird J. Mountain belts and the new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1970b, **75**, N 14.

Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan B. F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, **84**, N 10.

Dickinson W. R. Plate tectonic models of geosynclines.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, **10**, N 2.

Dickinson W. R. Subduction and oil migration.— Geology, 1974, **2**, N 9.

Dickinson W. R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific.— Science, 1967, **157**, N 3790.

Dietz R. S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— Nature, 1961, **190**, N 4779.

Dietz R. S. Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building.— J. Geol., 1963, **71**, N 3.

Dietz R. S., Holden J. C. The break up of Pangea.— In: Continents adrift. Readings from the Scientific American. San Francisco, Freeman and Co., 1972.

Dodson M. H., Rex D. Ch. Potassium — argon ages of slates and phyllites from South-West England.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1971, **126**, N 504.

Doig R. An alkaline rock province linking Europe and North America.— Can. J. Earth Sci., 1970, **7**, N 22.

Don Anderson L., Kovach R. L. The composition of the terrestrial planets.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, **3**, N 1.

Du Toit A. L. Our wandering continents. Edinburgh, 1937.

Elsasser W. M. Convection and stress propagations of modern physics to the upper mantle.— In: The applications of modern physics to the Earth and planetary interiors. S. K. Runcorn (Ed.). Intersci. Publ., 1968.

Engel A. E. J., Engel C. G. Igneous rocks of the East Pacific Rise.— Science, 1964, **146**, N 3643.

Farmer C. B., Davies D. W., LaPorte D. D. Mars: northern summer ice cap-water vapor observations from Viking 2. — Science, 1976, **194**, № 2471.

Fessel M. An astronomical measurement of the present-day drift of the Eurasian and American plates.— Geophys. J., 1974, **38**, N 1.

Ficher R. A. Dispersion on a sphere.— Proc. Roy. Soc. London A, 1953, **217**, N 1130.

Fisher R. L., Hess H. H. Trenches.— In: The Sea, v. 3. N. N. Hill (Ed.). N. Y., Intersci. Publ., 1963.

Fitch T. J. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific.— J. Geophys. Res., 1972, **77**, N 23.

Fitton J. G. The generation of magmas in island arcs.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, **11**, N 1.

Fitton F. J., Hughes D. J. Volcanism and plate tectonics in the British Ordovician.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, **8**, N 3.

Floyd P. A. Geochemical characteristics of spilitic greenstone from S—W England.— Nature Phys. Sci., 1972, **239**, N 92.

Forsyth D. W. Fault plane solutions and tectonics of South Atlantic and Scottia Sea.— J. Geophys. Res., 1975, **80**, N 11.

Forsyth D. W., Press F. Geophysical tests of petrological models of the spreading lithosphere.— J. Geophys. Res., 1971, **76**, N 32.

Froidevaux C., Schubert G. Plate motion and structure of the continental asthenosphere: a realistic model of the upper mantle.— J. Geophys. Res., 1975, **80**, N 17.

Freidevaux C., Schubert G., Yuen D. A. Thermal and mechanical structure of the upper mantle: a comparison between continental and oceanic models.— Tectonophysics, 1977, **37**, N 1—3.

Garson M. S., Plant J. Alpine type ultramafic rocks and episodic mountain building in the Scottish Highlands.— Nature Phys. Sci., 1973, **242**, N 116.

Gast P. W. Upper mantle chemistry and evolution of the Earth's crust.— In: The History of the Earth's Crust. R. A. Phiney (Ed.), Prinston U. S., Princeton Univ. Press, 1968.

Gastil G. The distribution of mineral dates in time and space.— Amer. J. Sci., 1960, 258, N 1.

Gerstenkorn H. Über Gezeitenreibung beim Zweikörpenproblem.— Z. Astrophys., 1955, 26, H 4.

Gerstenkorn H. On the controversy over the effect of tidal friction upon the history of the Earth—Moon system.— Icarus, 1967, **7**, N 2.

Gold T. Instability of the Earth's axis of rotation.— Nature, 1955, **175**, N 4456.

Goldreich P., Toomre A. Some remarks on polar wandering.— J. Geophys. Res., 1969, **74**, N 10.

Gordon R. B., Diffussion creep in the Earth's mantle.— J. Geophys. Res., 1965, **70**, N 10.

Green D. H., Ringwood A. E. Mineral assemblages in a model mantle composition.— J. Geophys. Res., 1963, **68**, N 3.

Green D. H., Ringwood A. E. The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, **3**, N 2.

Guild P. W. Metallogeny and the new global tectonics.— 24th Intern. Geol. Congr., 1972, Sect. 4.

Gutenberg B. Wave velocities at depths between 50 and 600 km.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1953, **43**, N 3.

Gutenberg B. Effects of low velocity layers.— Geofis. pura e appl., 1954, **29**, p. 1—10.

Haddon R. A. W., Bullen K. E. An Earth model incorporating free Earth oscillation data.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1969, **2**, N 1.

Hamilton W. Origin of high-alumina basalt, andesite and dacite magmas.— Science, 1964, **146**, N 3644.

Hamilton W. Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, **80**, N 12.

Hanks T. The Kuril Trench-Hokkaido Rise system.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1971, **23**, N 2.

Harper C. T. Isotopic ages from the Appalachians and their tectonic significance.— Can. J. Earth. Sci., 1968, **5**, N 1.

Hart S. R., Broks C., Krogh T. E. et al. Ancient and modern volcanic rocks: a trace element model.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, **10**, N 1.

Haskell N. A. Motion of viscous fluid under a surface load.— Physics, 1935, **6**, p. 265—269.

Hayes J. D., Pitman III W. C. Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences.— Nature, 1973, **246**, N 5427.

Hedberg H. D. Continental margins from the viewpoint of the petroleum geologist.— Amer. Assoc. Petrol. Geol Bull., 1970, **54**, N 1.

Heezen B. C., Tharp M., Ewing M. The floors of the oceans. Pt 1. The North Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1959, 65.

Heier K. S., Compston W. Interpretation of Rb—Sr pattern in high-grade metamorfic rocks, N. Norway.— Norsk. geol. tidssk., 1969, **49**, N 3.

Heirtzler J. R. Sea-floor spreading.— Sci. Amer., 1968, **219**, N 6.

Heirtzler J. R., Hayes D. E. Magnetic boundaries in the North Atlantic ocean.— Science, 1967, **157**, N 185.

Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M. et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents.— J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 6

Heirtzler J. R., Veevers J. V., Bolli H. M. et. al. Age of the floor of the Eastern Indian ocean.— Science, 1973, **180**, N 4089.

Heiskanen W. A., Vening-Meinesz F. A. The Earth and its gravity field. New York—Toronto—London, McGraw—Hill Book Co., 1958.

Hess H. H. The oceanic crust.— J. Mar. Res., 1955, **14**, N 4.

Hess H. H. History of ocean basins.— In: Petrologic Studies. A volume to honor A. F. Buddington. Geol. Soc. Amer., 1962.

Hess H. H. The oceanic crust, the upper mantle and the Mayaguer serpentinized peridotite.— In: A Study of Serpenti-

nite. C. A. Burke (Ed.). Nat. Acad Sci., Nat. Res. Council. Publ., 1964.
Heteniy M. Beams on elastic foundation. Univ. Michigan Press, Oxford Univ. Press, 1946.
Hey R. N. Tectonic evolution of the Co-co-Nazca rise. Ph. D. thesis, Princeton, U. S., Princeton Univ., 1975.
Hicken A., Irving E., Law L. K., Hastle I. Catalogue of paleomagnetic directions and poles.— Publs Earth Phys. Branch, Ottawa, 1972, 45, N 1.
Higgins G., Kennedy G. C. The adiabatic gradient and the melting point gradient in the core of the Earth.— J. Geophys. Res., 1971, 76, N 8.
Holland H. D. Model for the evolution of the Earth's atmosphere.— In: A volume to honor A. F. Buddington. Geol. Soc. Amer., 1962.
Holmes A. Radioactivity and the Earth's thermal history.— Geol. Mag., 1915—1916, 1, N 2, 3.
Holmes A. Radioactivity and Earth movements.— Geol. Soc. Glasgow Trans., 1928, 18, p. 559—606.
Holmes A. Principles of physical geology. N. Y., Ronald Press, 1944.
Horne G. S., Complex volcanic-sedimentary patterns in the Magog belt of Northestern Newfoundland.— Geol. Soc. America Bull., 1970, 81, N 6.
Hospers J. Rock magnetism and polar wandering.— J. Geol., 1955, 63, N 1.
Hoyle F. On the condensation of the planets.— Mon. Notic. Roy. Astron. Soc., 1946, 106, N 5.
Hoyle F. On the origin of the solar nebula.— Quart. J. Roy. Astron. Soc. 1960, 1, N 1.
Hurley P. M. Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the Earth.— Geochim. et cosmochim. acta, 1968, 32, N 3.
Hutchison C. S. Tectonic evolution of Sundaland: a Phanerozoic synthesis.— Geol. Soc. Malayasia Bull., 1973, N 6.
Inglis Q. R. Shifting of the Earth's axis of rotation.— Revs Mod. Phys., 1957, 29, N 1.
Initial reports of the deep-sea drilling project. T. 1—38. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1969—1977.
Irving E. Paleomagnetic directions and pole positions. Pt 1—7. Report on progress in geophysics.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1959—1972.
Irving E. Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. New York, 1964.
Irving E., Robertson W. A. Test for polar wandering and some possible implications.— J. Geophys. Res., 1969, 74, p. 1026—1036.
Isacks B., Molnar P. Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere.— Nature, 1969, 223, N 5211.
Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1968, 73, N 18.
Jacobs J. A. The Earth's core.— Comments Earth Sci.: Geophys., 1970, 1, N 2.
Jacoby W. R. Instability in the upper mantle and global plate movements.— J. Geophys. Res., 1970, 75, N 29.
James D. E. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, 82, N 12.
Jordan T. H. The present-day motions of the Caribbean plate.— J. Geoph. Res., 1975, 80, N 32.
Kahler F. Die Überlagerung des variszischen gebiergskörpers der Ost- und Südalpen durch jungpaläozoische Sedimente.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1971, 122.
Katilli J. A. Geochronology of West Indonesia and implication on plate tectonics.— Tectonophysics, 1973, 19, N 3.
Keller G. R., Cebull S. E. Plate tectonics and the Ouachita System in Texas, Oklahoma and Arkansas.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, 84, N 5.
Kennedy G. C., Higgins G. H. Temperature gradients at the core-mantle interface.— Moon, 1973, 7, N 1—2.
Kennedy M. J., McConigal M. A. The Gander-Lake and Davidsville groups of Northeastern Newfoundland: new data and geotectonic implications.— Canad. J. Earth Sci., 1972, 9, N 4.
Keondjian V. P., Monin A. S. Calculations on the evolution of the planetary interiors.— Tectonophysics, 1977, 41, p. 227—242.
Khramov A. N. Horizontal movements in the Earth's crust and palaeomagnetism.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, 2, N 5.
Kieffer H. H. Thermal mapping of Mars: polar and nighttime results (Abstr.).— Amer. Astron. Soc. Div. Planet. Sci. 8th Annu. Meet., Honolulu, USA, 1977.
Kistler R. W., Everhden J., Shaw H. Sierra Nevada plutonic cycle. Pt 1. Origin of composite granitic batholites.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, 82, N 4.
Kistler R. W., Peterman Z. E. Variations in Sr, Rb, K, Na and initial Sr^{87}/Sr^{86} in Mesozoic granitic rocks and intruded wall-rocks in Central California.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, 84, N 11.
Kitachara S., Takanouchi S., Kennedy G. C. Phase relations in the system MgO—$-SiO_2-H_2O$ at high temperatures and pressures. — Amer. J. Sci., 1966, 264, N 3.
Kraus E. Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Berlin, Akad.— Verlag, 1951.
Kupsch F., Rolper J., Schönenberg R. Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1970, 122, N 3.
Larson R. L., Chase C. G. Late mesozoic evolution of the Western Pacific ocean.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, 83, N 12.
Larson R., Hilde T. A revised time scale of Magnetic reversals for the Early Creta-

ceous and Late Jurassic.— J. Geophys. Res., 1975, 80, N 17.
Larson R. L., Pitman C. World-wide correlation of mesozoic magnetic anomalies and its implications.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, 83, N 12.
Lee W. H. K., Uyeda S. Review of heat flow data.— In: Terrestrial heat flow. Washington, Nat. Acad. Sci. Amer., 1965.
Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.— J. Geophys. Res., 1968, 73, N 12.
Le Pichon X., Fox P. L. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic.— J. Geophys. Res., 1971, 76, N 26.
Lewis J. S. Venus: atmospheric and lithospheric composition.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, 10, N 1.
Lubimova E. A. Thermal history of the Earth with consideration of the variable thermal conductivity of its mantle.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1958, 1, N 2.
Ludwig W. J., Ewing J. I., Ewing M. et al. Sediments and structure of the Japan Trench.— J. Geophys. Res., 1966, 71, N 8.
MacDonald G. J. F. Calculations on the thermal history of the Earth.— J. Geophys. Res.,1959, 64, N 11.
MacDonald G. J. F. Tidal friction.— Revs Geophys., 1964, 2, N 3.
MacDonald G. J. F. Geophysical deductions from observations of heat flow. Ch. 7.— In: Terrestrial heat flow. W. H. K. Lee (Ed.). Washington, Acad. Press, 1965.
MacDonald G. J. F., Knopoff L. On the chemical composition of the outer core.— Geophys. J., 1958, 1, N 4.
Marov M. Ya. Venus: a perspective at the beginning of planetary exploration.— Icarus, 1972, 16, N 3.
Marsh B. D., Marsh J. G. On global gravity anomalies and twoscale mantle convection.— J. Geophys. Res., 1976, 81, N 29.
Mason R. G., Raff A. D. Magnetic survey off the west coast of North America, 32° N latitude to 42° N latitude.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, 72, N 8.
Matsumoto T. Some aspects of the formation of primary granitic magmas in the upper mantle.— The upper mantle symposium, New Delhi. Copenhagen, 1965.
McConnell R. K., Jr. Isostatic adjustment in a layered Earth.— J. Geophys. Res., 1965, 70, N 20.
McElhynny M. W. Paleomagnetism directions and the pole positions: Notes on progress in geophysics. VIII—XIII, 1968—1972.
McElhynny M. W. Paleomagnetism and plate tectonics. Cambridge, 1973.
McElhynny M. W., Briden J. C. Continental drift during Paleozoic.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, 10, N 4.
McKenzie D. P. The viscosity of the lower mantle.— J. Geophys. Res., 1966, 71, N 16.
***McKenzie** D. P.* The viscosity of the mantle.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1967, 14, N 1—4.
McKenzie D. P. The geophysical importance of hightemperature creep.— In: The History of the Earth's crust. R. A. Phinney (Ed.) . Princeton, New Jersey, Princeton, Univ. Press, 1968.
McKenzie D. P. Speculations of the concequences and causes of plate motions.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1969, 18, N 1.
McKenzie D. P., Parker R. L., The North Pacific: an example of tectonics on a sphere.— Nature, 1967, 216, N 5122.
McKenzie D. P., Sclater J. G. The evolution of the Indian Ocean since Cretaceous.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1971, 24, N 5.
McKerrow W. S., Ziegler A. M. The Lower Silurian palaeogeography of New Brunswick and adjacent areas.— J. Geol., 1971, 79, N 6.
McKerrow W. S., Ziegler A. M. Paleozoic oceans.— Nature Phys. Sci., 1972, 240, N 100.
McQueen R. I., Marsh S. P. Shock wave compression of iron-nickel alloys and the terrestrial core.— J. Geophys. Res., 1966, 71, N 6.
Menard H. W. Marine geology of the Pacific. N. Y., McGraw-Hill, 1964.
Menard H. W. The deep-ocean floor.— Sci. Amer., 1969, 221, N 3.
Merchant M. E. Mechanism of the metal cutting process.— J. Appl. Phys., 1945, 16, N 5.
Milankovitch M. Der Mechanismus der Polverlagerungen und die daraus sich ergebenden Polbahnkurven.— Gerlands Beitr. Geophys., 1934, 42, H. 1.
Miller G. R. The flux of tidal energy out of the deep oceans.— J. Geophys. Res., 1966, 71, N 10.
Minster J. B., Jordan T. H., Molnar P., Haines E. Numerical modeling of instantaneous plate tectonics.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, 36, N 3.
Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts.— J. Petrol., 1961, 2, N 3.
Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics.— Amer. J. Sci., 1972, 272, N 7.
Moffatt H. K. Viscous and resistive eddies near a sharp corner.— J. Fluid. Mech., 1964, 18, N 1.
Molnar P., Atwater T., Mammerickx J. Magnetic anomalies, bathymetry and the tectonic evolution of the South Pacific since the Late Cretaceous.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, 40, N 3.
Molnar P., Sykes L. R. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismisity.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, 80, N 9.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision.— Science, 1975, 186, N 4201.

Monger J. W., Souther J. G., Gabrielse H. Evolution of the Canadian Cordillera: a plate tectonic model.— Amer. J. Sci., 1972, 272, N 7.

Moores E. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1969, N 118.

Moores E., Vine F. The Troodos massif, Cyprus, and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implication.— Phil. Trans. Roy. Soc. London A., 1971, 268, N 1192.

Morgan W. J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks.— J. Geophys. Res., 1968, 73, N 6.

Morgan W. J. Plate motion and deep mantle convection.— In: Hess Volume. R. Shagam (Ed.). Geol. Soc. Amer. Mem., 1971, v. 132.

Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, 56, N 2.

Muchlberger W. R., Ritchie A. W. Caribbean Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Scylab IV orbital photography.— Geology, 1975, 3, N 5.

Muchlenbachs K., Clayton R. N. Oxygen isotope geochemistry of submarin greenstones.— Canad. J. Earth Sci., 1972,9,N 5.

Muir I. D., Tilley C. E., Scoon J. H. Contributions to the petrology of Hawaiian basalts. The picrite basalts of Kilauea.— Amer. J. Sci., 1957, 255, N 4.

Munk W. Remarks concerning the present position of the pole.— Geophysics, 1958, 6, N 3—4.

Munk W. Once again: tidal friction.— Quart. J. Roy. Astron. Soc., 1968, 9, N 4.

Neev D. Tectonic evolution of the Middle East and the Levantine basin (eastermost Mediterranian).— Geology, 1975, 3, N 12.

Nicholls G. D., Nalwalk A. J., Hays E. E. The nature and composition of rock samples dredged from the Mid-Atlantic Ridge between 22°N and 52°N.— Mar. Geol., 1964, 1, N 4.

Nier A. O., McElroy M. B. Structure of the neutral upper atmosphere of Mars: results from Viking 1 and Viking 2.— Science, 1976, 194, N 4271.

Niggli P. Das Problem der Granitbildung.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1942, 22, N 1.

Norton J. O. The present relative motion between Africa and Antarctica.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 33, N 2.

Oliver J., Isacks B. Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle and the lithosphere.— J. Geophys. Res., 1967, 72, N 16.

Orowan E. Density of the Moon and nucleation of planets.— Nature, 1969, 222, N 5196.

Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma.— Amer. J. Sci., 1959, 257, N 9.

Osborn E. F. Reaction series for subalkaline igneous rocks based on oxygen different pressure conditions.— Amer. Mineral. J., 1962, 42, p. 211.

Oversby E. Paleozoic plate tectonics in the Southern Tasman geosincline.— Nature. Phys. Sci., 1971, 234, N 46.

Ozard J. M., Slawson W. F., Russell R. D. An integrated model for lead isotopic evolution for samples from the Canadian Shield.— Can. J. Earth Sci., 1973, 10, N 4.

Packham G. H., Falvey D. A. An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific.— Tectonophysics, 1971, 11, N 2.

Papezic V. S. Petrochemistry of volcanic rocks of the Harbour Main group, Avalon Peninsula, Newfoundland.— Can. J. Earth Sci., 1970, 7, N 6.

Parker R. L., Oldenburg D. W. Thermal Model of Ocean Ridges.— Nature. Phys. Sci., 1973, 242, N 122.

Phillips J. D., Forsyth D. Plate tectonics, paleomagnetism and the opening of the Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, 83, N 6.

Piispanen V. Theory of formation of metal chips.— J. Appl. Phys., 1948, 19, N 10.

Pitman W. C., Hayes J. D. Upper Cretaceous spreading rates and the great transgression.— Geol. Soc. America Abstr., 1973, 5, N 7.

Pitman W. C., Talwani M. Sea floor spreading in the North Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, 83, N 3.

Pitman III W. C., Larson R. L., Herron E. M. Magnetic lineations of the oceans (map). Columbia Univ., Lamont — Doherty Geol. Observ., 1974.

Press F. Seismic wave attenuation in the crust.— J. Geophys. Res., 1964, 69, N 20.

Press F. Earth models obtained by Monte Carlo inversion.— J. Geophys. Res., 1968, 73, N 16.

Proverbio E., Quesada V. The secular variation of longitude and plate tectonic motion.— Bull. géod., 1974, N 112.

Raitt R. W. The crustal rocks.— In: The sea, v. 3. M. N. Hill (Ed.). N. Y., Intersci. Publ., 1963.

Ramsey A. T. A history of the formation of the Atlantic ocean.— Adv. Sci., 1971, 27, N 133.

Rastogi B. K. Focal mechanisms of earthquakes and plate tectonics in Gimalaya region.— Tectonophysics, 1974, 21, N 47.

Rayleigh (Lord). On convection currents in a horizontal layer of fluid when the higher temperature is on the underside.— Phil. Mag. Ser. 6, 1916, 32, p. 529—546.

Read H. H. Metamorphism and granitization.— In: A. du Toit. Memorial Lectures., pt. 2. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1951, 54, p. 1—17.

Reynolds R. T., Fricker P. E., Summers A. L. Effects of melting upon thermal models of the Earth.— J. Geophys. Res., 1966, 71, N 2.

Reynolds R. T., Summers A. L. Calculation on the composition of the terrestrial planets.— J. Geophys. Res., 1969, 74, N 10.

Ringwood A. E. On the chemical evolution and densities of the planets.— Geochim. et cosmochim. acta, 1959, 15, N 4.

Ringwood A. E. A model for the upper mantle.— J. Geophys. Res., 1962, 67, N 2.

Ringwood A. E. Chemical evolution of the terrestrial planets.— Geochim. et cosmochim. acta, 1966a, 30, N 1.

Ringwood A. E. The chemical composition and origin of the Earth.— In: Advances in Earth Science. Harley (Ed.). Cambridge, MIT Press, 1966b.

Ringwood A. E. Phase transformations and constitution of the mantle.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, 3, p. 109.

Rodgers J. The eastern edge of the North American continent during the Cambrian and Early Ordovician.— In: Studies of Appalachian Geology, Northern and Maritime. New York — London — Sydney — Toronto, Wiley — Intersci., 1968.

Rodgers J. The tectonics of the Appalachians. New York — London — Sydney— Toronto, Wiley — Intersci., 1970.

Roeder D. H. Subduction and orogeny.— J. Geophys. Res., 1973, 78, N 23.

Rona P. A. A symmetric fracture zones and seafloor spreading.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 30, N 1.

Ronov A. B. Probable changes in the composition of sea water during the course of geological time.— Sedimentology, 1968, 10, N 1.

Roy J. E. A pattern of rupture of the Eastern North American — Western European palaeoblock.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, 14, N1.

Rubey W. W. Geologic history of sea water.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1951, 62, N 9.

Ruffand C., Le Pichon X. Expedition «FAMOUS». A. Michel (Ed.). Paris, 1976.

Rumsay W. H. On the nature of the Earth's core.— Mon. Notic. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl., 1949, 5, N 9.

Runcorn S. K. Paleomagnetic comparisons between Europe and North America.— Proc. Geol. Assoc. Canada, 1956, 8, pt 1.

Runcorn S. K. Towards a theory of continental drift.— Nature, 1962, 193, N 4813.

Runcorn S. K. Convection currents in the Earth's mantle.— Nature, 1962a, 195, N 4848.

Runcorn S. K. Paleomagnetic evidence for continental drift and its geophysical cause.— In: Continental drift. N. Y. Academic Press, 1962b.

Runcorn S. K. Changes in the convection pattern in the Earth's mantle and continental drift: evidence for a cold origin of the Earth.— Phil. Trans. Roy. Soc., Ser. A, 1965, 258, N 1088.

Runcorn S. K., Gray B. M. The mantles of the Earth and terrestrial planets. N. Y., 1967.

Salpeter E. E. Theoretical high-pressure equations of state including correlation energy.— Phys. Res., 1967, 158, N 3.

Samples of the Earth's core.— Sci. News, 1974, 105, N 15.

Sawkins E. J. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics.— J. Geol., 1972, 80, N 4.

Schreibner E. Actualistic models in tectonic mapping.— In: 24th International Geological Congress, Sect. 3. Montreal, 1972.

Schermerhorn L. J. G. Mafic geosinclinal volcanism in the Lower Carbonifereous of South Portugal.— Geol. en mijnbouw, 1970, 46, N 6.

Schidlowski M. Probleme der atmosphürischen Evolution im Präkambrium.— Geol. Rdsch., 1971, 60, N 4.

Scholl D. W., Huene R. von, Ridlon J. B. Spreading of the ocean floor: undeformed sediments in the Peru-Chile trench.— Science, 1968, 159, N 3817.

Schönenberg R. Das Variszische Orogen im Raume deg Südost Alpen.— Geotekton. Forsch., 1970, N 35.

Schubert C., Henneberg H. G. Geological and geodetic invectigations of the movement along the Bocono fault, Venezuelan Andes.— Tectonophysics, 1975, 29, N 1—4.

Sclater J. G., Anderson R. N., Bell M. L. Elevation of ridges and evolution of the Central Eastern Pacific.— J. Geophys. Res., 1971, 76, N 32.

Sclater J. G., Francheteau J. The implication of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1970, 20, N 5.

Sclater J. G., Bowin C., Hey R. et al. The Bovet triple junction.— J. Geophys. Res., 1976, 81, N 11.

Shand S. J. Rocks of the Mid-Atlantic ridge.— J. Geol., 1949, 57, N 1.

Sederholm J. J. On migmatites and associated rocks of south-western Finland. Pt 2. The region around the Barösundsfjärd west of Helsingfors and neighbouring areas.— Bull. Commis. geol. Finl., 1926, N 77.

Sillitoe R. H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits.— Econ. Geol., 1972a, 67, N 2.

Sillitoe R. H. Relation of metal provinces in Western America and the subduction of oceanic lithosphere.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972b, 83, N 3.

Silver E. A., Case J. E., MacGillary H. J. Geophysical study of the Venezuelan Borderland.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, 86, N 2.

Sleep N. H. Thermal effects of the formation of Atlantic continental margin by continental break up.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1971, 24, p. 325—350.

Smith A. G., Briden J. C., Drewry C. E. Phanerozoic world maps.— In: Organisms and Sediments through time.— Paleontology, 1973, 12. Spec. pap.

Solomon M., Griffiths J. R. Tectonic evolution of the Tasman orogenic zone, East Australia.— Nature Phys. Sci., 1972, 287, N 70.

Solomon S. C., Sleep N. H. Some simple physical models for absolute plate motions.— J. Geophys. Res., 1974, 79, N 17.

Staub R. Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin, 1928.

Stauder W. Tensional character of earthquake foci beneath the Aleutian trench with relation to sea-floor spreading.— J. Geophys. Res., 1968, 73, N 24.

Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen.— Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg Br., 1905, 26, p. 44—65.

Suess E. D. Das Antlitz der Erde. Bd. 1—3. Wien, 1885—1909.

Sychev P. M., Tarakanov R. Z. Some inferences on the upper mantle structure and deep processes occurring in the northwest Pacific.— Canad. J. Earth Sci., 1976, 13, N 12.

Sykes L. R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges.— J. Geophys. Res., 1967, 72, N 8.

Takeuchi H. Time scales of isostatic compensations.— J. Geophys. Res., 1963, 68, N 8.

Takeuchi H., Hasegawa Y. Viscosity distribution within the Earth.— Geophys. J., 1965, 9, N 5.

Takeuchi H., Sakata S. Convection in a mantle with variable viscosity.— J. Geophys. Res., 1970, 75, N 5.

Takeuchi H., Uyeda S. A possibility of present-day regional metamorphism.— Tectonophysics, 1965, 2, N 1.

Talwani M. Gravity.— In: The Sea. A. Maxwell (Ed.). 1970.

Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the mid-ocean ridges. Pt 2.— J. Geophys. Res., 1965, 70, N 2.

Tarakanov R. Z., Un K. C., Sukhomlinova R. I. Spatial distribution regularities of hypocenters of the Kuril-Japan region.— Japan — USSR Symposium. Tokyo, 1974.

Taylor F. B. Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the Earth's plan.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1910, 21, N 2.

aylor S. R. Trace element abundances and the chondritic Earth model.— Geochim. et cosmochim acta, 1964, 28, N 12.

Tchalenko J. S., Berberian M. Dastte Brayas Fault, Iran: Earthquake and earlier related structures in Bed Rock.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, 86, N 5.

Teng T. Attenuation of body waves and the Q structure of the mantle.— J. Geophys. Res., 1968, 73, N 6.

Tilton G. B., Read G. W. Radioactive heat production in eclogite and some ultramafic rocks.— In: Earth science and meteoritics. Amsterdam, North-Holland publ. Co., 1963.

Toksöz M. N., Johnston D. H. The evolution of the Moon.— Icarus, 1974, 21, N 4.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O.— Mem. Geol. Soc. America, 1958, 74.

Udias A., Arroyo A. L., Merzcua J. Seismotectonic of the Azores Alboran region.— Tectonophysics, 1976, 31, N 3/4.

Uffen R. J. A method of estimating the melting-point gradient in the Earth's mantle.— Trans. Amer. Geoph. Union, 1952, 33, N 6.

Urey H. C. The origin of the Earth and the planets. London, Oxford Univ. Press, 1952a.

Urey H. C. The Planets. Chicago, Univ. Chicago Press, 1952b.

Urey H. C., Craig H. The composition of the stony meteorites and origin of the meteorites.— Geochim. et Cosmochim. acta, 1953, 4, N 1/2.

Vening-Meinesz F. A. Maritime gravity survey in the Netherlands East Indies: tentative interpretation of the provisional results.— Proc. K on. akad. v. wetensch. te Amsterdam, 1930, 33, N 6.

Verhoogen J. Phase changes and convection in the Earth's mantle.— Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1965, 258, N 1088.

Vine F. A., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges.— Nature, 1963, 199, N 4897.

Vogt P. R. Volcano height and plate thickness.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, 23, N 3.

Vogt P. R., Anderson C. H., Bracey D. R. Mesozoic magnetic anomalies, sea floor spreading and geomagnetic reversal in the South western North Atlantic.— J. Geophys. Res., 1971, 76, N 20.

Wadati K. On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan islands.— Geophys. Mag., 1934, 8, p. 305—325.

Wasserburg G. I., MacDonald G. J. F., Hoyle F., Fowler W. A. Relative contributions of uranium, thorium and potassium to heat production in the Earth.— Science, 1964, 143, N 3605.

Watts A. B., Talwani M. Gravity anomalies seaward of deep-sea trenches and their tectonic implication.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, 36, N 1.

Wegener A. Die Enestthung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig, 1915.

Wein Gr. Tectonic review of the Neogen-covered areas of Hungaria.— Acta geol. Acad. sci. hung., 1969, N 1—7.

Wenner D. B., Taylor H. P. jr. δD and δO^{18} studies of serpentinization of ultramafic rocks (Abstr.).— Geol. Soc. Amer., Abstr. Programs for 1969, pt 7, 1969, p. 234—235.

Wiechert E. Nachrichten der Gesellschaft der Wissenschaften. Göttingen, 1897, p. 221—243.

Williams H., Stevens R. R. Geology of Belle Isle-northen extremity of the deformed Appalachian miogeosynclinal belt.— Canad. J. Sci., 1969, 6, N 5.

Wilson J. T. Geophysics and continental growth.— Amer. Sci., 1959, 47, N 1.

Wilson J. T. A new class of faults and their bearing on continental drift.— Nature, 1965, 207, N 4995.

Worzel J. L. Deep structure of coastal margins and mid — oceanic ridges.— In: Submarine geology and geophysics. W. F. Whittard, R. Bradshaw (Eds). 1965.

Worzel J. L., Shubert G. L. Gravity interpretation from standard oceanic and continental section.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1955, 2, p. 87—100.

Yoshii T. Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickening of the plate.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, 25, N 3.

Zeil W. Zur geologie der Andes.— Geol. Rndsch., 1970, 59, N 3.

Zonenshain L. P. The evolution of Central Asiatic geosynclines through sea floor spreading.— Tectonophysics, 1973, 19, N 3.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Агапова Г. В. 324—325 (рис. 1)
Айзекс (Isacks B.) 29, 109, 154, 183, 185, 186, 187, 191, 194
Акимото (Akimoto S.) 113
Акульшина Е. П. 268, 270
Альтшулер Л. В. 50, 52, 53, 56, 101
Ампферер (Ampferer O.) 21, 24, 32, 294
Амштютц (Amstutz A.) 32
Андерсон (Anderson C. H.) 399
Андерсон (Anderson R. N.) 398
Андрейчиков В. М. 385
Аношин Г. Н. 391
Антонюк Р. М. 339
Арган (Argand E.) 23, 24, 278, 294
Аройо (Arroyo A. L.) 399
Артюшков Е. В. 12, 20, 88, 93, 111, 151
Архангельский А. Д. 276
Афанасьев Г. Д. 25, 237, 247
Аффен (Uffen R. J.) 91, 112

Баканова А. А. 52, 53, 56
Балакина Л. М. 29, 154, 223
Балуховский А. Н. 390
Балчан (Balchan A. S.) 50
Баразанги (Barazangi H.) 152, 165
Баранов Б. В. 324—325 (рис. 1)
Бард (Bard I. P.) 353
Бардоши (Bardossy G.) 353, 375
Барк (Burke K. A.) 32, 316
Барнс (Barnes H. L.) 243
Баррелл (Barrell J.) 25
Басегава (Basegawa Y.) 88
Безруков П. Л. 261
Бейли (Biely D.) 248
Бейли (Biely E. H.) 364
Белл (Bell M. L.) 398
Белов А. А. 345, 352
Белоусов В. В. 20, 21, 24, 34, 262, 294, 313, 360
Бен Менахем (Ben Menahem A.) 168
Беньоф (Benioff V. H.) 7, 11, 15
Берберian (Berberian M.) 168
Берд (Bird J.) 155, 174, 183, 225, 226, 278, 295, 296, 297, 305
Бердичевский М. Н. 391
Берзон И. С. 90
Беркнер (Berkner L. V.) 269, 270
Берсеньев И. И. 189
Берч (Birch F.) 11, 50, 56, 65, 67, 68, 93, 205
Билибин Ю. А. 370
Блейк (Blake M. C.) 364
Блэккет (Blackett P. M. S.) 25
Блэсинс (Blasins K. R.) 393
Богданов А. А. 104, 286
Богданов Н. А. 352
Болли (Bolli H. M.) 394
Бондаренко Б. А. 8, 215, 216
Боннин (Bonnin J.) 388
Бордовский О. К. 377
Борзаковский Ю. А. 352
Ботт (Bott M. H. P.) 90, 111, 113
Боуин (Bowin C.) 170
Боуэн (Bowen N. L.) 223, 237, 239, 243, 246
Брайден (Briden J. C.) 338, 350
Брасей (Bracey D. R.) 399
Браун Д. (Brown D. A.) 349, 356
Бриггс (Briggs G. A.) 393
Брокс (Broks C.) 394
Брюнн (Brunn J. H.) 31, 295
Буданова Л. Я. 324—325 (рис. 1)
Буланже Ю. Д. 173
Буллард (Bullard E. C.) 25, 26, 27, 151, 163
Буллен (Bullen K. E.) 50, 54, 55, 58, 101
Буртман В. С. 348
Бух (Buch L.) 18
Буха (Bucha V.) 333, 342
Бухер (Bucher W. H.) 19
Буш В. А. 356
Быханов Е. В. 22
Бэрд (Baird A. K.) 275
Бэрнем (Burnham C.) 251
Бюргерс (Burgers J. M.) 136

Вадати (Wadati K.) 24
Вайн (Vine F. A.) 6, 15, 28, 109, 158, 225, 232, 360
Ван Беммелен (Van Bemmelen R. W.) 20, 34, 194, 294
Василевская Е. Д. 353
Вассербург (Wasserburg G. I.) 69
Вассоевич Н. Б. 378, 380, 381, 382
Введенская А. В. 384
Вегенер (Wegener A.) 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 28, 132, 142, 294, 311, 315, 328, 333, 337
Вейн (Wein Gr) 345
Вейс (Weiss L. E.) 387
Вейцман П. С. 183
Велинский В. В. 339
Венинг-Мейнес (Vening-Meinesz F. A.) 9, 21, 151, 162, 196
Веннер (Wenner D. B.) 69
Веред (Vered M.) 392
Верещагин Л. Ф. 50, 91
Виверс (Veevers J. V.) 394
Виллис (Willis B.) 20
Виллис (Willis R.) 20
Вилсон (Wilson J. T.) 7, 28, 109, 154, 163, 183, 185, 237
Вильямс (Williams H.) 342
Винклер (Winkler H. G. F.) 224, 237, 240, 241, 243, 247, 248, 253
Виноградов А. П. 20, 45, 46, 69, 70, 73, 74,

88, 225, 241, 261, 266, 268, 271, 272, 273, 274
Виноградов Б. В. 385
Винсент (Vincent) 40
Витязев А. В. 93
Вихерт (Wiechert E.) 50, 54
Власов Г. М. 193, 352
Вогт (Vogt P. R.) 233, 360, 362
Войткевич Г. В. 51, 60, 62, 104, 106, 145, 241, 249, 250
Волкова Л. Н. 392
Ворзел (Worzel J. L.) 132, 209

Габриэльс (Gabrielse H.) 397
Гайнанов А. Г. 390
Галушкин Ю. И. 153, 218
Гамильтон (Hamilton W.) 237, 286, 361, 364
Гаркаленко И. А. 385
Гаррелс (Garrels R. M.) 72
Гарсон (Garcon M. S.) 341
Гаст (Gast P. W.) 11, 70, 71, 74, 76
Геодекян А. А. 368
Герасимов И. П. 10
Герглотц (Herglotz) 54
Герстенкорн (Gerstenkorn H.) 79
Герцен (Von Herzen R. P.) 178
Гетени (Heteny M.) 205, 206
Геттон (Hetton J.) 17, 18
Гилд (Guild P. W.) 371
Гнутенко Н. А. 390
Годовиков А. А. 248
Голд (Gold T.) 136
Голдрайх (Goldreich P.) 112, 131, 136
Гольдшмидт (Goldaschmidt V. M.) 261
Гончаров Г. И. 392
Гордон (Gordon R. B.) 112
Городницкий А. М. 10, 136, 156, 181, 182, 232, 236, 312
Горшков Г. С. 282
Гредюшко Е. А. 348
Грей (Gray B. M.) 75
Григгс (Griggs D. T.) 21
Григорович В. К. 51
Григорян С. С. 88
Грин (Green D. H.) 49, 228, 229, 237, 242
Гриффитс (Griffiths J. R.) 346
Громов А. М. 50
Гудвин (Goodwin) 308
Гумбольдт (Gumboldt A.) 18
Гуревич Л. Э. 267, 273
Гутенберг (Gutenberg B.) 48, 54, 90, 149
Гэстил (Gastil G.) 121

Далримпл (Dalrymple G. B.) 157
Дарвин (Darwin Ch.) 5
Дарвин (Darwin G.) 136
Девис (Davies G. F.) 393
Деменицкая Р. М. 6, 10, 391
Джеймс (James D. E.) 330
Джеффрис (Jeffrayes H.) 54
Джоли (Joly J.) 24, 262, 294
Джонстон (Johnston D. H.) 75, 100
Джордан (Jordan T. H.) 165, 169, 170, 171
Диккинсон (Dickinson W. R.) 278, 295, 305, 330, 377, 382
Диксон (Dickson G. O.) 394
Дир (Deer W. A.) 224
Дирнлей (Dearnley R.) 86, 103, 104, 121, 122, 127
Дитрих (Dietrich) 44
Дитц (Dietz R. S.) 69, 75, 109, 295, 329, 338
Дмитриев Л. В. 49, 60, 70, 146, 225, 227, 237, 244
Добрецов Н. Л. 253
Додсон (Dodson M. H.) 347
Дойг (Doig R.) 342
Дон Андерсон (Don Anderson L.) 273
Дорман (Dorman J.) 152, 165
Донец Е. Г. 387
Дорофеев В. М. 386
Дорофеева П. Н. 386
Доэлл (Doell R. R.) 157
Дрьюри (Drewry C. E.) 399
Дубровский В. А. 50
Дьюи (Dewey J. F.) 32, 155, 174,183, 225, 226, 278, 279, 290, 295—297, 305, 316, 343, 359, 360
Дэли (Daly R. A.) 69, 236
Дэна (Dana J. D.) 276, 279
Дю Тойт А. Л. (Du Toit A. L.) 23, 24

Ефремов А. А. 387

Жамьяндамба Л. 387
Жарков В. Н. 55, 56, 58, 63, 83, 90, 93, 95, 108, 112, 113, 141
Живаго А. В. 10, 324—325 (рис. 1)
Журавлев А. В. 385

Заварицкий А. Н. 7, 11, 15, 32, 59, 238
Зенкевич Л. А. 20
Зиглер (Ziegler A. M.) 338, 347
Зоненшайн Л. П. 6, 8, 10, 11, 136, 153, 246, 279, 290, 295, 301, 304, 305, 312, 329, 331, 339, 348, 349, 356, 360, 361, 364, 366—368, 371, 374
Зусман (Zussman J.) 386
Зюсс (Suess E. D.) 18, 22, 31, 236, 237

Иванов С. Н. 279, 345
Ивановская А. В. 384
Инглис (Inglis Q. R.) 136
Ирвинг (Irving E.) 130, 332, 333, 334

Йен (Yuen D. A.) 394
Йодер (Yoder H. S.) 62, 174, 228, 229, 243
Йоши (Yoshii T.) 7, 156, 175, 182, 228

Казак А. П. 353
Казанский А. В. 384
Казинский Ю. П. 269
Казьмин В. Г. 365
Калашникова И. В. 387
Калинин В. А. 56, 58, 83, 93
Камерон (Cameron A. G. W.) 59
Канн (Cann J. R.) 225
Кандевилла (Capdevilla N.) 392
Капустян Н. К. 231
Каракин А. В. 114, 115, 116, 117, 222
Карасик А. М. 10, 165, 185
Кариг (Karig D. E.) 115, 189, 190
Катилли (Katilli J. A.) 356
Каттс (Cutts J. A.) 275
Каула (Kaula W. M.) 115, 116, 117
Кахлер (Kahler F.) 356
Качанов Л. М. 197

Квесада (Quesada V.) 173
Кейес (Keyes R. W.) 112
Кейз (Case J. E.) 399
Кейлис-Борок В. П. 13
Кейльман Г. А. 289
Келлер (Keller G. R.) 345
Кеннеди (Kennedy G. C.) 395
Кеннеди (Kennedy M. J.) 92, 310, 344
Кеонджян В. П. 10—12, 61, 67, 68, 75, 84, 93—97, 100, 101, 112, 130, 134, 137, 139
Кинг (King Ph. B.) 347, 353
Киркинский В. А. 89
Кирнос Д. П. 54
Кирюхин Л. Г. 356
Кистлер (Kistler R. W.) 364
Китахара (Kitachara S.) 243
Кифер (Kiffer H. H.) 275
Кларк (Clark B. C.) 392
Кларк (Clark S. P. jr.) 62, 70, 179
Клауд (Cloud P. E.) 269, 270
Клэйтон (Clayton R. N.) 69, 224
Книппер А. Л. 69, 359
Кнопофф (Knopoff L.) 50
Коббинг (Cobbing B. I.) 361
Кобер (Kober L.) 18
Ковалев А. А. 10, 11, 371
Коваленко В. И. 387
Ковальчук И. А. 390
Ковач (Kovach R. L.) 273
Коган С. Д. 384
Козловская С. В. 98
Кокс (Cox A.) 28, 157, 332, 333
Колман (Colman R. G.) 69, 288, 295, 305, 329, 360
Комиссарова Р. А. 392
Компстон (Compston W.) 346
Коржинский Д. С. 237, 247
Коржуев С. С. 385
Кормер С. Б. 50
Косминская И. П. 231
Коттон (Cotton F. A.) 53
Коуэн (Cowan G. R.) 50
Кравчинский А. Я. 350
Красс М. С. 88, 111, 196
Краус (Kraus E.) 21, 32, 276, 294
Крейг (Craig H.) 60
Кринов Е. Л. 51
Крир (Greer K. M.) 332—334, 338, 346
Кропоткин П. Н. 9, 10, 13, 33, 82, 157, 183, 185, 189, 193, 196, 202, 333, 334, 338
Кроф (Krogh T. E.) 394
Крук (Krook K. A. W.) 385
Кузьмин М. И. 10, 11, 329, 339, 348
Куликов П. К. 348
Кулон (Coulomb J.) 6
Куно (Kuno H.) 32, 242, 281
Купш (Kupsch F.) 345
Кэй (Kay J. M.) 278
Кэлдер (Calder N.) 9
Кэмпбелл (Campbell K. S. W.) 385
Кэри (Carey S. W.) 163

Лапорт (Laporte D. D.) 393
Ларсон (Larson R. L.) 33, 161, 331, 333, 362, 365, 366
Лебединский А. И. 267, 273
Левин Б. Ю. 59, 68, 267, 273
Левинсон-Лессинг Р. Ю. 146, 236
Леглер В. А. 11
Лейтес В. А. 386
Ле Пишон (Le Pichon X.) 30, 109, 151, 163, 183, 185, 321, 360
Ли (Lee W. H. K.) 62, 73, 178, 179
Лисицын А. П. 7, 10, 109, 182, 211, 214, 215, 216, 232, 241
Литвин В. М. 233
Лобковский Л. И. 7, 8, 10, 114—117, 185, 188, 190, 192, 193, 197, 203—206, 208, 209, 212, 216, 217, 222, 299
Лодочников В. Н. 50
Ломизе М. Г. 364, 368
Ломоносов М. В. 17, 18
Лоу (Law L. K.) 334
Льюис (Lewis J. S.) 273
Любимов В. М. 386
Любимова Е. А. 62, 64, 68, 69, 82, 179—181
Людвиг (Ludwig W. J.) 209
Люстих Е. Н. 67, 68, 69

Магницкий В. А. 56, 62, 63, 65, 66, 82, 93, 110, 112, 149, 178, 204, 210, 225, 237
Маева С. В. 62, 68, 93
Мак-Берни (McBirney A. R.) 244, 282
Маргиллари (Marcgillary H. J.) 399
Макдональд (Mac Donald G. J. F.) 10, 50, 68, 76, 79—81, 130—132
Маккензи (Mc Kenzie D. P.) 30, 108, 109, 112, 131, 174
Маккензи (Mackenzie F. T.) 72
Маккерроу (Mc Kerroy W. S.) 338, 347
Макконигал (Mc Conigal M. A.) 344
Макконнелл (Mc Connell. R. K. Jr.) 88, 111, 151
Маккуин (Mc Queen R. I.) 50
Максимович (Maksimović S.) 69
Максимович (Maksimović Z.) 69
Мак-Элрой (Mc Elroy M. B.) 275
Мак-Элхинни (Mc Elhinny M. W.) 332—334, 338, 350
Маммерикс (Mammerickx J.) 396
Манк (Munk W.) 10, 79, 131—133, 136, 137, 141
Маров М. Я. 273, 274
Марова Н. А. 324—325 (рис. 1)
Мархинин Е. К. 242, 258, 282
Марш (Marsh B. D.) 115—117
Марш (Marsh J. G.) 115—117
Марш (Marsh S. P.) 50
Маршалл (Marshall L. C.) 269, 270
Матсумото (Matsumoto T.) 237
Матте (Matte P.) 392
Мейергоф (Meyerhoff A. A.) 34
Мейергоф (Meyerhoff H. A.) 34
Мейсон Б. (Mason B.) 75, 257, 268, 271, 272
Мейсон (Mason R. G.) 158
Мелсон (Melson W. G.) 75
Менард (Menard H. W.) 233, 261, 262
Менерт (Mehnert K. R.) 237, 246, 247
Меркуа (Mercua J.) 399
Мерчант (Merchant M. E.) 195, 198
Метьюз (Matthews D. H.) 6, 15, 28, 109, 158, 232
Миланкович (Milankovitch M.) 131, 133, 136, 137
Миллер (Miller G. R.) 81, 269
Минстер (Minster J. B.) 164—167, 169, 172
Мишарина Л. А. 223

Мияки (Miyake Y.) 268
Миясиро (Miyashiro A.) 32, 251—253, 255, 256, 305, 330
Молнар (Molnar P.) 168—171, 191, 322, 366
Монгер (Monger J. W.) 352, 361
Монин А. С. 6, 7, 10—12, 20, 44, 61, 67, 68, 75, 84, 93, 95—97, 100, 101, 112, 122, 123, 130—132, 134, 137, 139, 160, 268, 328, 336, 369
Моралев В. М. 10
Морган (Morgan W. J.) 29, 30, 109, 151, 154, 156, 163, 164, 185, 321
Моссаковский А. А. 356
Мофатт (Moffatt H. K.) 192
Муратов М. В. 276, 314
Мурбат (Moorbath S.) 259
Мурс (Moores E.) 360
Муир (Muir I. D.) 223
Мюхленбах (Muchlenbachs K.) 69, 224
Мюхльбергер (Muchlberger W. R.) 170

Наймарк Л. М. 11, 12, 55, 57—59, 61, 63, 67, 68, 84, 101, 105
Несмеянов Д. В. 390
Нив (Neev D.) 168
Ниггли (Niggli P.) 237
Николайчик В. В. 385
Николс (Nicholls G. D.) 225
Нир (Nier A. O.) 275
Нортон (Norton J. O.) 165
Нур (Nur A.) 392
Нэлуок (Nalwalk A. J.) 397

Обручев В. А. 19
Оверсби (Oversby E.) 346, 349
Ог (Haug E.) 276, 277
Озард (Ozard J.) 104
Олденбург (Oldenburg D. W.) 7, 156, 173, 175, 216
Оливер (Oliver J.) 29, 186, 187
Орован (Orowan E.) 74
Осборн (Osborn E. F.) 237

Паккэм (Packham G. H.) 189, 191
Панкхерст (Pankhurst) 259
Паньков В. Л. 50, 56, 58
Папезик (Papezic V. S.) 342
Парийский Н. Н. 80
Паркер (Parker R. L.) 7, 30, 156, 173, 175, 216
Пасечник И. П. 90
Пейве А. В. 9, 31, 33, 69, 225, 278, 279, 294, 295, 311, 318, 329, 359
Перчук Л. Л. 214, 253
Перфильев А. С. 387
Петерман (Peterman Z. E.) 70, 364
Петрова Г. Н. 333, 334
Печерский Д. М. 334
Пииспанен (Piispanen V.) 195
Питман (Pitman W. C.) 33, 161, 165, 182, 222, 262, 331, 362, 365
Питчер (Pitcher W. S.) 361
Плант (Plant J.) 341
Полдерварт (Poldervaart A.) 237, 244, 247, 266, 268
Поляк Б. Г. 82, 220
Пополитов Э. И. 237, 242
Портнягин Э. А. 352, 353, 355
Поршняков Г. С. 348, 355

Пресс (Press F.) 150, 175, 186, 225
Провербио (Proverbio E.) 173
Пронин А. А. 25

Райан (Ryan B. F.) 393
Райли (Raily J. P.) 241, 244
Райтт (Raitt R. W.) 226
Рамберг (Ramberg H.) 21, 110
Рамсей (Ramsey A. T.) 360
Рамзей (Rumsay W. H.) 50
Ранкорн (Runcorn S. K.) 12, 20, 25, 75, 93, 101, 102, 121, 333
Рассел (Russel R. D.) 397
Рассохо А. И. 391
Растоги (Rastogi B. K.) 168
Рафф (Raff A. D.) 158
Рейнольдс (Reynolds R. T.) 56, 62, 98, 100, 273
Рекс (Rex D. Ch.) 347
Реми (Remy H.) 273
Рид (Read G. W.) 68, 69
Рид (Read H. H.) 237, 247
Рингвуд (Ringwood A. E.) 48—51, 56, 60, 95, 191, 227—229, 231, 237, 242
Ритчи (Ritchie A. W.) 170
Робертсон (Robertson W. A.) 130
Роби (Robie R. A.) 51
Родер (Roeder D. H.) 297
Роджерс (Rodgers J.) 279, 288, 341, 343, 347, 360
Рождественский С. С. 387
Рой (Roy J. E.) 353
Ролпер (Rolper J.) 395
Рона (Rona P. A.) 165
Ронов А. Б. 59, 72, 73, 146, 222, 241, 244, 245, 262, 266, 271, 272, 274, 282, 312
Ротанова Н. М. 391
Ротараш И. А. 348
Руби (Rubey W. W.) 272
Руденко М. В. 233
Руженцев С. В. 355
Рускол Е. Л. 74, 79, 80, 81, 82, 84
Рэлей (Rayleigh Lord) 68, 108—110, 142

Саваренский Е. Ф. 54
Савостин Л. А. 324—325 (рис. 1)
Сайкс (Sykes L. R.) 29, 154, 169, 170, 171, 223
Саката (Sakata S.) 117
Сакун В. П. 385
Салоп Л. И. 104, 106, 258, 308
Салпетер (Salpeter E. E.) 50
Саммерс (Summers A. L.) 56, 98, 100, 273
Самсоненко Л. В. 386
Саузер (Souther J. G.) 397
Сафронов В. С. 59, 62, 64, 66, 85
Себул (Cebull S. E.) 345
Седерхольм (Sederholm J. J.) 237, 247
Седов А. П. 180—181 (рис. 17)
Сергеева Н. А. 56
Серегин А. М. 390
Силлитоэ (Sillitoe R. H.) 11, 371
Сильвер (Silver E. A.) 169
Симаков Г. В. 384
Синицын В. М. 311
Слэйтер (Sclater J. G.) 165, 174, 177
Скун (Scoon J. H.) 397
Слип (Sleep N. H.) 169, 218
Слоусон (Slawson W. F.) 397

Смирнов В. И. 371
Смирнов Г. А. 387
Смирнов С. С. 11, 371
Смирнов Я. Б. 157, 220
Смит (Smith A. G.) 333, 334, 338
Смит Р. Г. 251, 252
Снайдер-Пеллегрини (Snyder-Pellegrini J.) 22
Соколов Б. А. 377
Соломон (Solomon M.) 169, 346
Сорохтин О. Г. 6—8, 10—12, 20, 32, 50, 52, 53, 55, 57—59, 61, 63, 67—69, 72, 82, 84, 88, 93, 95, 96, 101—103, 105, 109, 112, 117, 119, 122, 123, 145, 147, 156, 173, 174, 176, 179, 181—183, 188—191, 197, 202, 203, 212, 216, 217, 222, 228, 234, 237, 238, 240, 244, 255, 262, 278, 279, 295, 297, 299, 305, 321, 369, 377, 379
Сорский А. А. 21
Сославский Б. К. 390
Соукинс (Sawkins E. J.) 371
Стаудер (Stauder W.) 209
Стейси (Stacy F. D.) 113
Стивенс (Stivens R. R.) 342
Стратула Д. С. 242
Страхов Н. М. 258
Стробон (Strabon) 262
Суетенко О. Д. 352, 387
Сузюмов А. Е. 324—325 (рис. 1)
Сурков Ю. А. 385
Сухомлинова Р. И. 399
Сычев П. М. 7, 184, 199, 203, 217

Таканоучи (Takanouchi S.) 395
Такеучи (Takeuchi H.) 88, 111, 117, 253
Тальвани (Talwani M.) 185, 205, 210, 226, 365
Таппонье (Tapponier P.) 168, 322
Тараканов Р. З. 7, 184, 199, 203, 217
Тарп (Tharp M.) 394
Таттл (Tuttle O. F.) 223, 239, 243, 246
Тоулмин (Toulmin P.) 392
Тейлор (Taylor F. B.) 22, 23, 294
Тейлор (Taylor H. P.) 69
Тейлор (Taylor S. R.) 73, 237
Тенг (Teng T.) 90, 113
Тернер (Turner F. J.) 387
Тетяев М. М. 19, 34
Тилли (Tilley C. E.) 62, 174, 228, 229, 243
Тилтон (Tilton G. B.) 68, 69
Тихонов А. Н. 68
Токсоз (Toksöz M. N.) 75, 100, 238
Трубицын В. П. 386
Тугаринов А. И. 51, 60, 62, 104, 106, 145, 241, 249, 250
Тумр (Toomre A.) 112, 131, 136

Удиас (Udias A.) 167
Удинцев Г. Б. 208, 324—325 (рис. 1)
Уилкинсон (Wilkinson G.) 53
Уйеда (Uyeda S.) 73, 253
Ун (Un K. C.) 399
Уотс (Watts A. B.) 185, 205
Усов М. А. 19
Ушаков С. А. 6, 9, 10, 88, 111, 151, 153, 155, 164, 181, 183, 196, 202, 214, 218, 253

Фалви (Falvey D. A.) 189, 191
Фарафонов М. М. 386
Фармер (Farmer C. B.) 275
Федынский В. В. 10, 11, 165, 181, 201, 211, 377, 382
Ферхуген (Verhoogen J.) 49
Фессел (Fessel M.) 173
Филлипс (Phillips J. D.) 360
Фиттон (Fitton J. G.) 237, 344
Фитч (Fitch T. J.) 165, 172
Фишер (Fisher R. L.) 237, 238, 332
Флойд (Floyd P. A.) 347
Флоренский К. П. 385
Фокс (Fox P. L.) 360
Фолинсби Р. Е. 268
Форсайт (Forsyth D. W.) 165, 175, 360
Фоулер (Fowler W. A.) 399
Франшто (Francheteau J.) 174
Фрикер (Fricker P. E.) 398
Фройдево (Froidevaux C.) 111, 112, 157
Фудзисава (Fujisava H.) 113
Фунтиков А. И. 50

Хаарман (Haarmann E.) 20
Хаддон (Haddon R. A. W.) 54, 55
Хазертон (Hatherton T.) 330
Хаин В. Е. 9, 10, 103, 104, 106, 107, 127—129, 218, 220, 249, 261, 276, 294, 364
Харли (Hurley P. M.) 70
Харпер (Harper C. T.) 343
Харт (Hart S. R.) 394
Хаскелл (Haskell N. A.) 111, 151
Хастл (Hastle I.) 334
Хатчисон (Hutchison C. S.) 352, 356
Хаун (Howie R. A.) 386
Хедберг (Hedberg H. D.) 377
Хей (Hey R. N.) 169
Хейер (Heier K. S.) 70, 346
Хейртцлер (Heirtzler J. R.) 6, 28, 33, 109, 158, 161, 232, 333, 363
Хейсканен (Heiskanen W. A.) 151
Хендин (Handin D.) 199, 217
Хеннеберг (Henneberg H. G.) 169
Херрон (Herron E. M.) 394
Хесс (Hess H. H.) 25, 31, 69, 109, 225, 237, 238, 295, 329
Хетч (Hatch F. H.) 246
Хизен (Heezen B. C.) 25
Хиггинс (Higgins G.) 92
Хиккен (Hicken A.) 334
Хилд (Hilde T.) 161, 333
Хильгенберг (Hilgenberg O. H.) 19
Хойл (Hoyle E.) 59
Холден (Holden J. C.) 338
Холл (Hall J.) 276, 279
Холланд (Holland H. D.) 266
Холмс (Holmes A.) 22, 24, 68, 294
Хорн (Horne G. S.) 343
Хосперс (Hospers J.) 332
Храмов А. Н. 9, 332—334, 338, 342, 346, 350, 353
Хэйес (Hayes D. E.) 232
Хэйес (Hayes J. D.) 222, 262
Хэйнес (Haines E.) 396
Хэйс (Hays E. E.) 397
Хэнкс (Hanks T.) 185, 205

Цейл (Zeil W.) 361

Чаленко С. 168
Чаманский (Czamanske G. K.) 243

Чандрасекар (Chandrasekhar S.) 121 122
Чейз (Chase C. G.) 33, 161, 204, 331, 363, 366
Чехович В. Д. 360, 366, 368

Шанд (Schand S. J.) 225
Шараськин А. Я. 386
Шарипджанов И. П. 50, 52, 56, 101
Шатский Н. С. 24, 276, 313, 316
Швиннер (Schwinner R.) 21
Шебалин Н. В. 149, 150
Шейнманн Ю. М. 237
Шермерхорн (Schermerhorn L. J. G.) 353
Шёненберг (Schönenberg R.) 345, 352, 356
Шидловски (Schidlowski M.) 268
Шинкарев Н. Ф. 239
Широкова В. И. 384
Шлихтинг (Schlichting H.) 188, 212
Шмидт О. Ю. 59, 100
Шолпо Л. Е. 338, 346, 350, 353
Шор (Shor G. G., Jr.) 226
Шоу (Shaw H.) 395
Шрейдер А. А. 324—325 (рис. 1)
Штауб (Staub R.) 23, 24, 294
Штейнманн (Steinmann G.) 31, 295
Штилле (Stille H.) 18, 32, 128, 276, 277, 279, 294, 311, 318
Штрейс Н. А. 390
Штудер (Styder B.) 18
Шуберт (Schubert C.) 169
Шуберт (Schubert G. L.) 111, 132
Шугурова И. А. 387

Щукарев С. А. 53

Эверден (Everhden J.) 395
Эверетт (Everett J. E.) 393
Эл-Векил (El Wakeel S. K.) 241, 244
Эли де Бомон (De Beaumont E. L.) 18
Энгель (Engel A. E. J.) 225
Энгель (Engel C. G.) 225
Энгин Г. 387
Этуотер (Atwater T.) 331, 357

Юз (Hughes D. J.) 344
Юинг (Ewing J.) 226
Юинг (Ewing M.) 394
Юри (Urey H. C.) 12, 60, 67, 68, 93

Якоби (Jacoby W. R.) 194
Яковлев Е. Н. 385
Ярошевский А. А. 59, 72, 73, 146, 244, 245, 271, 272, 274, 282
Яншин А. Л. 305, 352

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Авлакогены 37, 221, 311, 313, 314, 316, 317
Амфиклизы 314
Андезитовый магматизм: см. Известково-щелочной (андезитовый) магматизм
Анортозиты 249
Антеклизы 221, 313, 314
Архейско-протерозойские протогеосинклинали 308, 309
Астеносфера 25, 42, 111, 112, 117, 119, 150, 151, 157
Астеносферные течения 117, 119
Атмосфера Венеры 272, 273
  причины отличия от земной атмосферы 273—275
— Земли (основные параметры) 42
— Марса 275
  причины отличия от земной атмосферы 275

Базальтовый вулканизм океанского дна 230—236
магматизм океанских плит 155, 228—239
  зависимость химического состава от условий выплавки 228—231
Береговые разломные зоны (прибрежные сбросы) на пассивных окраинах континентов 219
Биогенное вещество 377, 378
Бурение дна океанов 7, 30, 160, 161

Вариационный принцип минимальной предельной нагрузки 197
Вертикальные движения в геосинклинальных зонах 219, 220, 304—306
Вертикальные движения земной коры 16, 216—222
— — океанского дна 174, 175, 216, 217
— — островных дуг 201, 217, 304
— — пассивных окраин континентов 218, 219, 304
— — платформенных областей континентов 220—222
Виртуальные геомагнитные полюса 333
Водные флюиды 241, 247, 252, 379, 381
Возраст древнейших пород 259, 308
— Земли 64
— континентальной коры 7, 73, 108, 121, 127—129, 307, 308
— океанов 259—261
— океанского дна 7, 159—161
Вулканизм активных окраин континентов андийского типа 330
— островных дуг 241, 242, 281, 330
Вулканические острова и хребты 233
Выделение тепловой энергии в твердой Земле 84—86
Вязкость астеносферы 111, 112, 151

— мантии 88, 108, 111—113
  особенности вертикального распределения 121, 122, 133

Гайоты 233, 234
Геодинамика 14
Геодинамическая карта Земли 321—326
Геодинамические обстановки альпийского типа 287—290
— — андийского типа 280, 283—285, 373
— — калифорнийского типа 286, 287, 373
— — невадийского типа 280, 285, 286, 373
— — островодужного типа 280—282
— — типа столкновения континентов 290
Геоид 39, 40
  ундации геоида 113, 114
Геомагнитная (палеомагнитная) шкала времени 161, 162
Геомагнитное поле 39, 41
Геосинклинали (геосинклинальные зоны) 276, 278—280, 304—306
Геосинклинальная складчатость 293, 294, 299, 301—304
  механизм образования 299, 301—305
Геосинклинальный магматизм: см. Магматизм зон поддвига плит
— процесс 276, 280, 305, 306
Геотермический градиент 41
Геохимические рубежи в условиях образования земной коры 147, 249, 250, 260
Геохронологическая шкала 106, 107
Гидратация океанской коры 223, 224
— ультраосновных пород 223, 224
Гидросфера Земли 43, 44
  особенности образования 260
Гидротермальный метаморфизм 224, 225, 241
Гипотеза аккреции планет 59, 64, 100
— Вайна-Мэтьюза о природе магнитных аномалий океанского дна 6, 28
— геоундаций Ван Бемелена 34, 294
— глубинной дифференциации 20, 21
— дрейфа континентов Вегенера 22—24, 294
— зонной плавки Виноградова 20, 88
— контракционная Эли де Бомона 18, 19, 109
— Магницкого — Берча 56, 65, 93
— о скорости накопления воды в океане 147, 249, 259, 260
— о соответствии тектонических и конвективных циклов 102, 105, 127—130
— о чередовании в мантии конвективных структур с одной и двумя ячейками 122—126, 264
— подкоровых течений Ампферера 21, 294

Гипотеза поднятий Ломоносова — Геттона 17, 18, 20
— пульсационная Бухера — Усова — Обручева 19, 109
— радиогенного разогрева Земли 68, 69
— расширения Земли Хильгенберга 19, 20, 109
— радиомиграционная Белоусова 20, 294
— расширения (спрединга) дна океанов Хесса — Дитца 25, 28
— Шмидта (см. так же: Гипотеза аккреции планет) 100
Гипотезы о происхождении гранитных магм 236, 237
— о происхождении окраинных морей 189, 190, 191
— о составе земного ядра 50
Гистограмма возрастов изверженных и метаморфических пород (гистограмма Дирнлея) 86, 121, 122, 127
Глобальные пояса сжатия 165, 167
Глубина выплавки магм под островными дугами 243
Глубинные разломы на континентах 221
Глубоководные желоба 46, 47, 155, 185, 211, 215, 216, 280, 323
Гондвана 22, 338, 362
Горизонтальные движения 16, 17
Грабеновые фации 329
Грабены 322, 323
Гравитационная дифференциация Земли: см. Плотностная дифференциация земного вещества
— (потенциальная) энергия планеты 64, 65, 83, 96, 101
— (химико-плотностная) конвекция: см. Конвекция в мантии
Гравитационное поле Земли 39
— соскальзывание литосферных плит с мантийных поднятий 194
Гравитационные аномалии в окрестностях зон поддвига плит 115, 155, 211
— — над краевыми валами 211
— — над пассивными окраинами континентов 116, 117
Гравитационные аномалии островных дуг 155, 195, 196, 199, 201
— — региональные 113, 114
связь с конвективными течениями в мантии 113—119
Гранитизация 247, 251
Граница Конрада 311
— Мохоровичича 45, 225, 316
Границы литосферных плит 153—156, 320, 321, 372
— наращивания плит (рифтовые зоны) 153, 154, 163, 321, 372
— поглощения плит (зоны поддвига плит) 153, 155, 163, 321, 323, 372
— скольжения плит (активная часть трансформных разломов) 153, 154, 163, 321, 324
— столкновения континентов и островных дуг 153, 324
— фазовых переходов в мантии 49
— — — в литосфере 230, 231
Гранулитовые комплексы и пояса 308, 310
Дегазация мантии 257—259, 266
Дегидратация океанской коры 239—241
Десерпентинизация 239, 240
Деформации активных окраин континентов 299—301
— в зонах надвига островных дуг на пассивные окраины континентов 301—305
— в зонах столкновения континентов 305, 306
— литосферных выступов 189, 297, 379
— островных дуг 296—299
Джеспилиты (железистые кварциты) 250, 270, 309
Диагенез и катагенез осадков 214, 301, 378
Динамометаморфизм 225
Диссипативная функция 187
Диссипация энергии трения в зонах поддвига литосферных плит 187
Диссоциация воды железом 273, 274
Дифференциация базальтовых магм 228—230, 242
— земного вещества по плотности: см. Плотностная дифференциация Земли
— протопланетного вещества за счет светового давления Солнца 257, 266, 267, 273
Доказательства существования крупномасштабных движений вещества в Земле 16, 17
Древние границы плит 36, 156
— зоны поддвига плит (древние зоны Заварицкого — Беньофа) 15, 36
— платформы 307—310
Дрейф континентов 6, 22—28, 125, 126, 138—141, 327
аргументы в пользу дрейфа континентов 22—28, 337
— полюсов: см. Перемещение полюсов

Зависимость давления фазовых переходов от температуры 113
— кристаллической структуры металлов от конфигурации электронных оболочек 52
— температуры плавления силикатов от давления 112
Закон Аррениуса 104
— Дарси 381
— Кулона — Мора для механических напряжений 198
Затягивание осадков в зоны поддвига плит 7, 8, 211—216, 301, 303, 377, 378
механизм 211—214
условие затягивания 213, 214
Зеленокаменные пояса архея 308
Земля
основные параметры 39
происхождение 59, 64, 66
распределение давления в недрах 57
— плотности 54—58
— сейсмических скоростей 54, 55
— температуры 57
средний состав 59, 60
тепловая история 62, 63
Земная кора 45—47
— — континентальная 6, 45, 46, 243
коэффициент теплопроводности 41
масса 45, 245
строение 45, 46

— — океанская 6, 46, 225, 226, 231
базальтовый слой 231, 232
габбро-серпентинитовый слой 225—227
зависимость от возраста 180, 228
коэффициент теплопроводности 178—180
осадочный слой 215
строение 46, 225—227
толщина 46, 225, 226
Зоны Заварицкого — Беньофа: см. Зоны поддвига плит
Зоны пластических (сдвиговых) деформаций пододвигаемых литосферных плит 7, 184, 192, 195
— поддвига плит (зоны Заварицкого — Беньофа) 11, 17, 24, 29, 32, 36, 154, 155, 183—189, 194, 279, 318, 323, 324
асимметрия строения 184, 185
нарушение изостатического равновесия 162, 164
разогрев океанской коры 238
строение 183—189
условие равновесия сил 196, 197

Известково-щелочной (андезитовый) магматизм 155, 241, 243, 245, 250, 252, 281—283, 287, 304
Излом пододвигаемых литосферных плит 184, 195
Изменение направления поддвига плит 296 303
Изменения объемов океанских впадин 262—265
Изостатическое равновесие срединно-океанских хребтов 174
Инверсии геомагнитного поля 157, 158, 162
Интракратонные складчатые зоны 316
История развития геодинамических представлений 17—34
Источники анионов и катионов в океанской воде 261
— кислорода в атмосфере Земли 269, 270
— тепла в Земле 62, 64—68, 76—78, 81—86

Карбонатный буфер углекислого газа 271
Карбонатные осадочные формации докембрия 249, 250
Карбонаты 247, 248
Карта мощности литосферных плит 181—183
Классификация подводных гор и вулканических островов 235, 236
Комплексы-индикаторы наращивания плит 328—330
— — границ поглощения плит 330—331
— — зон столкновения плит 331
— — климатической зональности Земли 336, 337
Конвективные циклы 121—125
Конвективный массообмен в мантии 102, 108
— перенос тепла в Земле 63, 66
Конвекция в мантии 6, 49, 62, 63, 108—119, 141, 142
вероятное расположение восходящих течений 119, 120
влияние литосферной оболочки на характер конвективных движений 117—119
нестационарность конвективных движений 121, 123—125, 142
условие возникновения химико-плотностной конвекции 110
— вторичная в верхней мантии 115, 191—193
Контаминация радиоактивными элементами образцов мантийных пород 69, 70
Континентальные окраины, активные (андийского типа) 155, 183, 194, 283—285, 299, 317, 323, 373
— — пассивные (атлантического типа) 218, 219, 301, 317
— платформы 276, 288, 307—316, 325
Коэффициент диффузии 110, 146
Краевые валы 204, 208—211, 223
Кристаллическая структура металлов группы Sc—Ni 52
Критика гипотезы радиогенного разогрева Земли 69, 70

Лерцолитовая модель верхней мантии Дмитриева 49, 57, 58, 60, 227
Литосфера 6, 42, 150, 151
жесткость 156, 162, 163
коэффициент температуропроводности 174, 175
модель вязкой литосферы 185
— упругопластичной литосферы 183—185
— континентальная 111, 114, 151, 156, 157, 325
толщина 111, 114, 156, 182
— океанская 114, 151, 156, 325
гравитационная неустойчивость 151, 178
образование 6, 173, 174
пластические и сдвиговые деформации 184, 192, 195—203
толщина 7, 114, 156, 175, 181, 182
упругие деформации 185, 204—211
Литосферный выступ 185, 187—189, 296, 297
механизм образования 185, 187, 188
неустойчивость 188, 189
пластические и сдвиговые деформации 189
толщина 201
Литосферные плиты 151
критические напряжения 184

Магмавыводящие каналы под островными дугами 185, 187
Магматизм активных зон калифорнийского типа 286, 287, 331
— — окраин континентов 246, 250, 284, 301, 330
— зон поддвига плит 15, 31, 32, 155, 203, 241—248, 250, 281—285, 304
связь с тектоническими движениями 250, 251
— островных дуг 32, 36, 241, 242, 281, 282
— платформенный 248, 314, 318, 319
— рифтовых зон континентов 248, 250, 316, 328
— — — океанов 155, 228, 230, 250

Магматическая зональность активных окраин континентов андийского типа 284
— — — — — невадийского типа 285
— — океанского дна 228—231
— — островных дуг 32, 203, 241, 242, 281, 282, 330
Магнитные аномалии в океане 15, 28, 158, 159, 362
Мантия 47
конвекция 49, 57, 58, 63, 108—119
распределение плотности 56, 58
— сейсмических скоростей 54, 55
— температуры 57, 81
состав 6, 49, 58, 60
средний атомный вес 49
Мантия верхняя 47, 56
горизонтальные неоднородности 114, 117, 119, 157
распределение температуры 62, 157
Мантия нижняя 47, 56
переходный слой к ядру 91, 92, 96, 113
слой D'' (вторая астеносфера) 47, 90, 91, 113
Мантия средняя (слой C, или слой Голицина) 47, 55, 56, 112, 191
Масса продуктов извержения вулканов 258
Мегагея 121, 128, 311, 312, 314, 315, 317
Мегаталасса 312
Междуговые прогибы (внутридуговые бассейны) 217, 323
Металлогеническая зональность зон поддвига плит 32, 284, 371—374
Металлогенический анализ 370—372
Метаморфизм амфиболитовой фации 224, 226, 240, 243
— глаукофан-сланцевой фации 214, 253—255
связь с тектонической активностью Земли 255, 256
— гранулитовой фации 308
— зеленосланцевой фации 224, 226, 240, 255, 256
— региональный 251—253
Метаморфические парные пояса 32, 36, 251—253
— фации океанской коры 224, 225
особенности метаморфизма пород океанской коры 224, 225
Метасоматоз 241, 247
Метод актуализма в геологии 32, 277—279, 327
— палеомагнитных реконструкций 15, 25, 26, 332, 333
Методика определения содержаний радиоактивных элементов в Земле 70—76
— построения геодинамической модели Земли 37
Методы определения амплитуды и скорости тектонических движений 15—17
Механизм подъема базальтовых магм на поверхность 227, 229, 232, 234
Минералогический состав первичного вещества Земли 60
Миогеосинклинальные зоны 31, 219, 220 277, 288, 304, 305
Мобилизм 22—24
Моласса 36

Надвиг островных дуг на пассивные окраины континентов (зоны обдукции) 280, 287—290, 301—305
Наклонные зоны разломов в тылу островных дуг 185, 187, 203
Напряжения растяжения в литосферных плитах 210, 223
— сжатия в литосферных плитах 191, 202, 204
Напряженность геомагнитного поля 41
Начальная температура Земли 62, 63, 66
Начальный магматизм 280
Неомобилизм 25—33
Новая глобальная тектоника: см. Тектоника литосферных плит

Обдукция: см. Надвиг островных дуг на пассивные окраины континентов
Обогащение континентальной коры калием 236, 245
Образование нефти и газа в зонах поддвига плит 377—383
механизм миграции углеводородов в стороны от зон поддвига плит 378—381
— и распад суперконтинентов 122, 126—130, 160
Океанские хребты: см. Срединно-океанские хребты
Окраинные моря 189—194, 323
Оледенение Гондваны 22, 337, 353, 357
Осадконакопление в глубоководных желобах 211, 215, 216
Остаточная намагниченность горных пород 25, 157, 332
Островные дуги 6, 31, 155, 183, 185, 194, 280, 282, 296, 323
Открытие новых и закрытие старых океанов 260
Отношение K/U и K/Th для земных и лунных пород 73, 75
Офиолитовая ассоциация 278, 295, 309, 329
Офиолитовые покровы 288, 289, 294, 298, 304
Офиолиты 31, 250, 280, 288, 289, 295

Палеогеодинамика 327, 328
Палеогеодинамические реконструкции фанерозоя 338—369
Палеогеографические реконструкции 10, 121, 136, 331
Палеоклиматические данные 228, 331, 336—338, 342, 346, 350, 351, 353, 357, 361
Палеомагнитная шкала времени 28, 33, 161, 162
Палеомагнитные данные 328, 331—336, 342, 346, 350, 353, 357, 361
Палеоокеаны 293, 311, 339—353
Панафриканский орогенез 310
Пангея 22, 23, 121, 129, 311, 315, 320, 352, 354, 357, 360, 361, 369
Панплатформа 311
Параметр тектонической эволюции Земли (планеты) 71, 105
Парниковый эффект 79
Первичный разогрев Земли 63, 85
Перемещение полюсов 126, 130, 136—141

Переработка океанской коры в зонах поддвига плит 32, 187, 239—244
Переход от восстановительных усовий к окислительным в атмосфере 268, 270
— — — — в мантии 144
Пиролитовая модель верхней мантии Рингвуда 48, 49, 60, 227
Плагиограниты 247, 249
Плотностная дифференциация Земли 6, 58, 64, 90—92, 97, 109
возможный механизм 89—92
Плотностные модели Земли 57, 58, 93, 95
— — планет земной группы 98
Повороты Земли относительно оси вращения 10, 126, 132, 139
Подводные горы 232, 236
Поддвиг литосферных плит 6, 29, 183, 194—203
Показатель подвижности воды 147
— — калия 71—73
Показатели подвижности литофильных окислов и элементов 146, 147
— — радиоактивных элементов 76
Полосчатые аномалии океанского дна: см. Магнитные аномалии в океане
Полюса вращения плит 153, 156, 163
Предел Роша 79, 81
— текучести (пластичности) литосферы 183, 198, 201, 202
Приливные силы и приливное торможение 78
Приразломные «термические» горы континентальных рифтовых зон 218
Происхождение андезитовых магм 243—245
— атмосферы на Земле 108, 266—272
— геосинклинальной складчатости 299, 301—304
— гидросферы и океанов 108, 258—261
— глубоководных желобов 185, 204—208
— гранитов 246, 247, 251, 304
— железистых кварцитов в докембрии 250, 270
— континентальной коры 108, 236—250
— краевых валов 204—211
— океанской коры 223—226, 231, 232
— окраинных морей 191—194
— офиолитовых покровов 298, 302, 304
— парных поясов метаморфизма 252—256
— сопряженных форм рельефа вдоль трансформных разломов 177, 178
— срединно-океанских хребтов 174—176
— щелочных пород 247, 248
Протогеосинклинали 308—310
Протоконтиненты 308
Протоокеаны 309, 310
Протоплатформы 309, 310
Протрузии мантийного вещества в рифтовых зонах 223, 231
Процесс фильтр-прессинга 251
Процессы формирования континентальных платформ 307—314

Раздвижение (спрединг) литосферных плит и океанского дна 28, 29, 154, 181, 223
Распад окислов железа при высоких давлениях 52—54
— твердых растворов под влиянием высоких давлений 89, 90
Распределение температуры и плотности в современной Земле 57, 58
— — — и давления в молодой Земле 61
— — в верхней мантии под океанами 229
— — в ядре 92
Реакция альбитизации 224, 240, 248
Региональные надвиги 189, 294
механизм образования 189, 297, 298, 301—305
Релаксация напряжений 204
Рельеф срединно-океанских хребтов 174—177, 263
Реологические модели литосферных плит 183, 204
— — мантии и Земли 108, 110, 111, 134
Реологическое уравнение для литосферной плиты (для стандартного линейного тела) 204
Референц-эллипсоид 39
Решение уравнения теплопроводности 85, 174, 178
Рифтовые долины 231, 321
— зоны 6, 46, 223, 316, 321, 322
— — континентальные 31, 37, 218, 248, 316, 317, 319, 322, 328, 329
— — океанские 31, 46, 223, 321

Сдирание и смятие осадков перед островной дугой 215, 299, 301
Сейсмическая добротность 90, 150, 186, 187
Сейсмические границы в океанских литосферных плитах 230, 231
Сейсмический волновод в верхней мантии 42, 149, 150, 186
Сейсмичность Земли 29, 150, 151
— зон поддвига плит 29, 154, 184, 191, 209, 210
— рифтовых зон 29, 154, 223
— трансформных разломов 29, 154, 223
Сейсмофокальные зоны под островными дугами и активными окраинами континентов 184, 186, 230
— — сопряженные с зонами Заварицкого—Беньофа 184, 203
Серпентинизация перидотитов 224, 267
Сила Этвеша 132
Синеклизы 221, 313, 314, 317
Складчатость: см. Геосинклинальная складчатость
Складчатые пояса 295
Скорости деформации при конвективных движениях в мантии 111
Скорости и направления относительных движений литосферных плит 153, 166—173
Скорость опускания континентальных платформ 220
— — океанского дна 216
— эволюции планет 100
Скучивание осадочных пород 311
Смятие осадочного чехла 215, 299, 301—303, 311
Событие Герстенкорна 79
Совмещение береговых линий Атлантического океана по Булларду 26, 27
Содержание калия в Земле 71, 73—76, 78

— радиоактивных элементов в Земле 68, 71, 73—76, 78
Сочетание разнотипных палеогеодинамических обстановок 290—294
Спрединг океанского дна: см. Раздвижение (спрединг) литосферных плит и океанского дна
Срединно-океанские хребты 25, 33, 46, 174—177, 321, 328, 329
Срединные массивы 219, 220, 304, 325
Средняя скорость конвективного массообмена в мантии 107
Стадии развития геосинклиналей 36, 278, 284, 305, 306
Стехиометрия и стереометрия окислов железа при сверхвысоких давлениях 53, 89
Столкновение континентов 290, 305, 306
Строение и свойства поверхностного слоя Земли во время ее образования 267
Субдукция: см. Зоны поддвига плит
Суммарная картина движения литосферных плит 153, 164—173

Тектоника литосферных плит 5, 6, 8, 29—33, 126
металлогения 8, 372—374
нефтегазоносность 8, 377—383
полезные ископаемые 8, 370, 371, 374, 376
Тектоническая активность Земли 101—108, 126—130
зависимость от скорости выделения ядра 102, 107
зависимость числа тектонических циклов от возраста Земли 103—105
начало тектонической активности Земли 85, 108, 127, 128, 148
период максимальной активности 68, 127
периодические колебания активности 126—130
связь с процессом образования земного ядра 101—108
функция тектонической активности Земли 126
Тектонические мегациклы 127—129
Тектоно-магматическая активизация 318, 319, 371
Тектоно-магматические циклы 102—107, 122, 123, 125, 127—130
Температура плавления железа при высоких давлениях 50
— — силикатов при высоких давлениях 91, 112
— солидуса мантийного вещества 228
Теорема Эйлера 30, 156, 163
Теория геологической эволюции Земли 13
— диффузионной вязкости 110
— смазки 212
— тектоники литосферных плит: см. Тектоника литосферных плит
Тепловая конвекция 108, 109, 141, 142
Тепловой поток через дно океанов 41, 178—181
— — —континенты 41, 73
— — —поверхность Земли (суммарный) 41, 86, 181
Теплопотери Земли 64, 66, 85, 86, 113, 181
Теплота плавления базальтов 188
Термолиз биогенных веществ в зонах поддвига литосферных плит 377, 378
Тетис (древний океан) 191, 290, 291, 293, 305, 320—368
Течение Куэтто 187, 202, 212
Тиллиты 336
Трангрессии и регрессии моря 33, 222, 262—266, 312, 313
Трансформные разломы 7, 28, 153, 154
Трапповые формации 310
Трение плит в зоне поддвига 185, 187, 188
Тройные сочленения рифтов 316, 317

Угловые скорости вращения плит 166
Угол внутреннего трения в зоне пластических сдвиговых деформаций пододвигаемой плиты 198, 199
— трения в зоне поддвига литосферных плит 197, 199
Уравнение дегазации (дифференциации) 71, 72, 146, 257
— Лиувилля 134
— состояния 56, 93, 95
Условия кристаллизации водонасыщенных кислых магм 253
Учение о геосинклиналях 276, 278

Фазовые перестройки кристаллических структур силикатов 49, 56, 113, 191
— переходы в перцолитах 231
Фиксизм 34
Формы рельефа в окрестностях трансформных разломов 177, 178

Химико-плотностная конвекция в мантии: см. Конвекция в мантии
Химический состав андезитов 244, 282
— — вулканических газов 258
— — континентальной коры 244, 282
— — мантии Земли 49, 60
— — океанских перцолитов 49, 60
— — первичного вещества Земли 59, 60
— — первичного океана 261
— — первичной атмосферы 267
— — хондритов 59, 60
Хронология докембрия 104, 106, 107. 127—129

Цикличность геологических процессов в истории Земли 102—107, 121—130, 369

Чарнокиты 249
Число Рэлея 108, 109
— — модифицированное 110

Шарьяжи 17

Щелочно-базальтовый магматизм 248, 314, 318, 319
Щелочные породы 247, 249

Эвапориты 247, 248
Эвгеосинклинальные зоны 31, 278, 289, 304, 305
Эволюционный параметр Земли (планеты) 75, 94, 97
зависимость от времени 97
Эволюция магматизма островных дуг 203, 301

— системы Земля — Луна 79, 82
— строения Земли 97, 98
— строения планет земной группы 97, 98, 100
зависимость от массы и концентрации тяжелой фракции 100
— условий образования континентальной коры 108, 249, 250
— условий образования океанской коры 249, 260
— химического состава атмосферы 266—272
— химического состава мантии 142—148
Эвстатические колебания уровня океана 264—266
Экваториальное вздутие 39, 130, 133
Экспериментальная проверка теории тектоники литосферных плит 6—8, 30, 161, 175, 177, 203, 216
Электронно-фазовые переходы в железе 52—54, 61
Электропроводность нижней мантии 91
Электропроводность ядра 48
Энергетический баланс Земли 82—87
Энергия аккреции Земли 62, 65, 66
— активации 104, 112
— вращения Земли 80
— гравитационной дифференциации Земли 67, 82, 85
зависимость выделения энергии от времени 67, 84, 101
— гравитационной дифференциации планет земной группы 99
— приливного торможения Земли 81, 82, 85
— распада радиоактивных элементов в Земле 62, 77, 78, 82, 85
— тектоно-магматических процессов 86, 87
— упругого сжатия Земли 62, 65, 83, 84
Эпейрогенические движения платформ: см. Вертикальные движения платформенных областей континентов
Эпохи диастрофизма 127—130
Эффективная вязкость океанских осадков, затянутых в зоны поддвига плит 214
— — океанской коры 188, 202, 203
— прочность океанской литосферы 202

Ядро Земли 47, 48, 59
зависимость скорости выделения от температуры и давления 104, 105
механизм выделения 91, 92, 96
переходный слой 47
плотность 57, 59
состав 6, 50, 54, 58
температура 57, 59, 63, 64
— — внешнее 47, 56
— — внутреннее 47
механизм образования 61

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 5

Глава I

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ. ЭВОЛЮЦИЯ ВЗГЛЯДОВ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ (*В. Е. Хаин*)

1. Предмет, изучаемый геодинамикой 14
2. Доказательства существования крупномасштабных движений вещества в Земле 16
3. Исторический обзор представлений о развитии геодинамических процессов в Земле 17
4. Методы решения геодинамических задач и построение общей теории развития Земли 34

Глава II

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМЛИ

1. Общие данные о строении Земли (*А. С. Монин*) 39
2. Состав мантии Земли (*О. Г. Сорохтин*) 48
3. Состав ядра Земли (*О. Г. Сорохтин*) 50
4. Распределение плотности в Земле (*О. Г. Сорохтин*) 54
5. Состав первичного вещества Земли (*О. Г. Сорохтин*) 59

Глава III

ОСНОВНЫЕ ИСТОЧНИКИ ТЕПЛОВОЙ ЭНЕРГИИ ЗЕМЛИ

1. Температура в недрах Земли (*О. Г. Сорохтин*) 62
2. Энергия аккреции и энергия гравитационной дифференциации Земли (*В. П. Кеонджян, А. С. Монин*) 64
3. Содержание в Земле радиоактивных элементов (*О. Г. Сорохтин*) 68
4. Энергия распада радиоактивных элементов (*О. Г. Сорохтин*) 76
5. Энергия приливного торможения Земли (*А. С. Монин*) . . 78
6. Энергетический баланс Земли (*В. П. Кеонджян, А. С. Монин, О. Г. Сорохтин*) 82

Глава IV

ПРИРОДА ПРОЦЕССОВ, ПРИВОДЯЩИХ К ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ

1. Возможные механизмы дифференциации вещества мантии, приводящие к выделению ядра (*О. Г. Сорохтин*) 88
2. Процесс образования ядра (*В. П. Кеонджян, А. С. Монин*) 93
3. Связь тектонической активности Земли с процессом образования земного ядра (*О. Г. Сорохтин*) 101
4. Характер конвективных движений в среде с фазовыми переходами и их связь с гравитационными аномалиями (*Л. И. Лобковский, О. Г. Сорохтин*) 108
5. Возможная природа тектонических циклов (*А. С. Монин, О. Г. Сорохтин*) 119
6. Континентальный дрейф и природа дрейфа полюсов (*В. П. Кеонджян, А. С. Монин*). 130
7. Эволюция химического состава мантии (*О. Г. Сорохтин*) . . 142

Глава V

ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

1. Понятие о литосфере и астеносфере (*О. Г. Сорохтин*) 149
2. Деление литосферы на плиты. Границы плит (*О. Г. Сорохтин*) 151
3. Аномальное магнитное поле океанов и возраст океанского дна (*А. С. Монин*) 157
4. Геометрия перемещения плит на сфере (*Ю. И. Галушкин, С. А. Ушаков*) 162
5. Образование литосферных плит и природа срединно-океанских хребтов (*О. Г. Сорохтин*) 173
6. Тепловые потоки через срединно-океанские хребты (*О. Г. Сорохтин*) 178
7. Карта мощности литосферных плит (*А. М. Городницкий, О. Г. Сорохтин*) 181
8. Строение зон поддвига литосферных плит и происхождение окраинных морей (*Л. И. Лобковский, О. Г. Сорохтин*) . . . 183
9. Деформации литосферных плит в зонах поддвига (*Л. И. Лобковский, О. Г. Сорохтин*) 194
10. Упругий изгиб океанских плит перед зонами поддвига (*Л. И. Лобковский*) 204
11. Затягивание океанских осадков в зоны поддвига плит (*Л. И. Лобковский, О. Г. Сорохтин*) 211
12. Природа вертикальных движений земной коры (*О. Г. Сорохтин*) 216

Глава VI

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

1. Процесс рифтогенеза и происхождение океанской коры (*О. Г. Сорохтин*) 223
2. Природа базальтового магматизма океанских плит (*О. Г. Сорохтин*) 227
3. Образование подводных гор и вулканических островов на океанской литосфере (*А. М. Городницкий*) 232
4. Процесс поддвига плит и происхождение континентальной коры (*О. Г. Сорохтин*) 236
5. Связь геосинклинального магматизма и регионального метаморфизма с тектоническими движениями (*О. Г. Сорохтин*) . . . 250

Глава VII

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОКЕАНОВ И АТМОСФЕРЫ НА ЗЕМЛЕ

1. Процесс дегазации мантии (*А. С. Монин*) 257
2. Развитие океанов на Земле (*А. С. Монин, О. Г. Сорохтин*) 259
3. Природа глобальных трансгрессий моря на континенты (*О. Г. Сорохтин*) 262
4. Возникновение и развитие атмосферы на Земле (*А. С. Монин, О. Г. Сорохтин*) 266
5. Некоторые особенности развития гидросферы и атмосферы на планетах земной группы (*А. С. Монин, О. Г. Сорохтин*) . . 272

Глава VIII
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС
1. Принцип актуализма при изучении геосинклинального процесса (*Л. П. Зоненшайн*) 276
2. Связь геосинклинальных областей с зонами поддвига литосферных плит (*Л. П. Зоненшайн*) 280
3. Механизмы образования региональных надвигов, офиолитовых покровов и геосинклинальной складчатости (*О. Г. Сорохтин*) 294

Глава IX
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ РАЗВИТИЯ МАТЕРИКОВЫХ ПЛАТФОРМ (*В. Е. Хаин*)
1. Процессы консолидации континентальной коры и формирование древних платформ 307
2. Процессы наращивания и дробления платформ 314
3. Континентальный рифтогенез, природа авлакогенов 316
4. О природе тектогенеза на континентальных платформах . . 317

Глава X
СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА
1. Глобальные закономерности распределения границ литосферных плит (*Л. П. Зоненшайн*) 320
2. Геодинамическая карта Земли (*Б. В. Баранов, Л. П. Зоненшайн*) 321

Глава XI
ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА И ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ
1. Задачи и методы палеогеодинамики (*Л. П. Зоненшайн*) . . . 327
2. Палеогеологические данные (*Л. П. Зоненшайн*) 328
3. Палеомагнитные данные (*А. М. Городницкий*) 331
4. Палеоклиматические данные (*Л. П. Зоненшайн*) 336
5. Палеогеодинамические реконструкции фанерозоя (*А. М. Городницкий, Л. П. Зоненшайн*) 338

Глава XII
ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
1. Значение теории тектоники литосферных плит для прогноза полезных ископаемых (*Л. П. Зоненшайн*) 370
2. Структурно-магматическая зональность и металлогения окраин литосферных плит (*Л. П. Зоненшайн*) 372
3. Дрейф континентов и некоторые закономерности образования осадочных полезных ископаемых (*Л. П. Зоненшайн*) . . . 374
4. Проблемы происхождения нефти в зонах поддвига плит (*О. Г. Сорохтин*) 377

ЛИТЕРАТУРА 384

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ 401

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ 407

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
57	Табл. 4, 7 столб., 15 св.	5014	5121
127	24 сн.	см. рис. 23	см. рис. 21
135	Ф-ла (6.19)	$-\chi_{con}\rho_{con}(r)$	$+\chi_{con}\rho_{con}(r)$
	Ф-ла (6.22)	$n_2 = r_2/2$	$n_2 = r_2/r$
140	Ф-ла (6.26)	$\sum_q\{\sum_q S_q$	$\sum_\sigma\{\sum_q S_q$
166	Таблица, 4 столб., 12 св.	87,2	—87,2
206	Ф-ла (10.5)	$Z = \frac{P_0\lambda}{2k\alpha\beta} e^{-\beta X}$	$Z = \frac{P_0\lambda^2}{2k\alpha\beta} e^{-\beta x}$
253	Рис. 7, подпись	метаморфических фаций	метаморфических фаций (Миясиро, 1976)

Зак. 884

Геофизика океана, т. 2

2879

Серия «ОКЕАНОЛОГИЯ» по широте охвата современных проблем океанологии и систематичности изложения не имеет себе равной в мировой литературе. Монографии серии подводят итог многолетнего развития мировой океанологии как комплексной науки и дают необходимую научную основу для разработки программ дальнейших научных исследований.

Серия «ОКЕАНОЛОГИЯ» состоит из пяти двухтомников, посвященных физике, химии, геологии, геофизике и биологии океана.

«ФИЗИКА ОКЕАНА» — двухтомник посвящен основам термогидромеханики океана, особенностям океанской турбулентности, проблеме взаимодействия океана и атмосферы, оптике океана, волновым процессам в океане (как высокочастотным, так и низкочастотным) и крупномасштабным течениям.

«ХИМИЯ ОКЕАНА» — двухтомник посвящен особенностям распределения газов, органических веществ, биогенных элементов, микроэлементов и компонент карбонатной системы в водах Мирового океана, химическому балансу Мирового океана и процессам его химического загрязнения, проблемам формирования химического состава и ранних стадий процессов диагенеза морских и океанских осадков, современным представлениям о геохимической эволюции Мирового океана.

«ГЕОЛОГИЯ ОКЕАНА» — двухтомник посвящен основным проблемам литологии, минералогии, геохимии, фаций и формаций донных осадков, петрологии магматических пород океанского дна и полезных ископаемых дна, истории геологического развития океанов в мезозое и кайнозое и обобщениям по тектонике и условиям палеосреды океанских областей Земли.

«ГЕОФИЗИКА ОКЕАНА» — двухтомник посвящен методам морских геофизических исследований и особенностям основных геофизических полей в океане, современным представлениям о глубинном строении Земли и эволюции ее оболочек, характеристике тектоники литосферных плит и новейшим палеогеодинамическим реконструкциям.

«БИОЛОГИЯ ОКЕАНА» — двухтомник посвящен глобальным закономерностям распределения жизни в океане и их зависимости от факторов окружающей среды, проблеме управления биологической продуктивностью океана, основным сведениям об океанских экосистемах и об использовании человеком биологических ресурсов океана, влиянию антропогенных загрязнений океана на морские организмы.

Серия «ОКЕАНОЛОГИЯ» представляет исключительный интерес для всех океанологов: физиков, химиков, геофизиков, геологов и биологов. Отдельные монографии серии безусловно окажутся полезными и для более широких кругов физиков, химиков, геологов и биологов. Издание будет несомненно полезно также и для специалистов гидрометслужбы, рыбного промысла, торгового и пассажирского флота, геологов-практиков, инженеров и других специалистов, связанных в своей практической деятельности с морями и океанами. Монографии серии будут ценнейшим пособием для студентов и аспирантов университетов, гидрометеорологических, физико-технических, рыбохозяйственных и геологических институтов.