

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

С.В. АПЛОНОВ

ГЕОДИНАМИКА

Учебник



Издательство С.-Петербургского университета
2001

УДК 551.24

ББК 26.324

А76

Р е ц е н з е н т ы: докт. геол.-минер. наук, проф. *И.А.Одесский* (кафедра исторической и динамической геологии С.-Петербургского гос. горного ин-та), докт. геол.-минер. наук, проф. *Г.С.Бискэ* (С.-Петербургский гос. университет)

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета геологического факультета
Санкт-Петербургского государственного университета*

Аплонов С.В.

А76 Геодинамика: Учебник. – СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2001. – 360 с.
ISBN 5-288-02839-7

В книге изложены основы современной геодинамики – науки о физической сущности процессов эволюции твердой Земли. Приведены сведения о происхождении, строении, составе и естественных физических полях Земли. Рассмотрены основы тектоники плит, вопросы происхождения океанской и континентальной литосферы, палеогеодинамики, глобальной энергетики и тектонической активности Земли.

Учебник предназначен для студентов геологических и географических факультетов университетов и специализированных вузов, аспирантов и работников научно-исследовательских организаций.

Библиогр. 24 назв. Ил. 105. Табл. 7.

Без объявл.

ББК 26.324

ISBN 5-288-02839-7

© С.В.Аплонов, 2001

© Издательство

С.-Петербургского
университета, 2001

Чтобы физика могла быть полезной другим наукам в отношении теории, а не только своими приборами и изобретениями, эти науки должны снабдить физика описанием их объекта на физическом языке. Если геолог более или менее толково объяснит нам, что такое Земля, тогда можно попробовать в этом разобраться.

Ричард Фейнман

Введение

ПРЕДМЕТ И ПРИНЦИПЫ ГЕОДИНАМИКИ

Факты о внутреннем строении и эволюции Земли, полученные различными методами геологии и геофизики, складываются в исключительно сложную картину явлений. Тем не менее эти факты можно попытаться объяснить на основе определенных, часто гипотетических процессов, протекающих в соответствии с фундаментальными законами физики.

Геодинамика – наука о физической сущности процессов эволюции твердой Земли. Конечная ее цель – на основе известных геолого-геофизических фактов, используя фундаментальные законы физики и современный математический аппарат, построить непротиворечивую модель эволюции нашей планеты.

Необходимые *требования* к геодинамике, как и к любой естественной науке достаточно высокого методологического уровня, состоят в следующем:

1) геодинамическая теория должна обладать внутренней непротиворечивостью и самосогласованностью;

2) она должна отвечать не только на вопросы *что?* и *где?*, как большинство традиционных геологических дисциплин, но и на вопросы *как?* и *почему?*;

3) помимо качественного объяснения геологических явлений, геодинамическая теория должна давать возможность их количественной оценки, а также обладать прогностической силой;

4) геодинамическая теория должна учитывать все факты, входящие в область геологии как науки, объективно оценивая при этом их значимость и достоверность;

5) геодинамическая теория должна допускать прямую или косвенную проверку контрольными экспериментами и/или наблюдениями.

Геодинамика – относительно новый раздел геологии. Он возник и начал интенсивно развиваться лишь в 1960-е годы, после того, как были сформулированы основы *теории тектоники литосферных плит*. До этого времени геология фактически представляла собой лишь описательную науку. Существовавшие в ней частные теории никогда не создавали единого мировоззренческого подхода к изучению Земли, а отдельные попытки создать общую геологическую концепцию либо не выдерживали количественной проверки (например, контракционная гипотеза), либо просто не отвечали элементарным требованиям, предъявляемым к современным научным теориям (в частности, гипотеза океанизации земной коры, расширяющейся или гидридной Земли). К настоящему времени все эти гипотезы представляют лишь исторический интерес.

При попытке описать физическим языком столь сложный процесс, как геологическая эволюция Земли, сразу же возникают проблемы, требующие нетрадиционных подходов и решений.

Прежде всего временной масштаб геологических явлений (миллионы и миллиарды лет) находится далеко за пределами реализуемой в лабораториях длительности экспериментов. Мы видим лишь то, что Земля нам показывает на бесконечно малом промежутке своей геологической эволюции, и практически лишены возможности воспроизвести те процессы, которые хотим изучить.

Кроме того, законы физики сформулированы на математическом языке в аналитической форме. Геология, напротив, традиционно описательная наука. Ее закономерности иногда очень непросто выразить количественно. При любом приложении физики к геологии главной проблемой становится согласование двух разных типов описаний. Геологические наблюдения необходимо перевести на язык чисел, и лишь после этого открывается доступ к физическому анализу наблюдений.

Основные *принципы* геодинамики заключаются в следующем.

- 1) Земля – физическое тело, развивающееся по строгим законам, описываемым уравнениями математической физики;
- 2) основные источники энергии, а значит, и тектонической активности Земли находятся внутри нее самой;
- 3) Земля и ее оболочки (кора, мантия и ядро) представляют собой единую геодинамическую систему. Необходимо совместно рассматривать горизонтальные и вертикальные связи между этими оболочками без каких-либо ограничений по площади и глубине;
- 4) необходимо совместно рассматривать геодинамическую эволюцию Земли в пространстве и времени;
- 5) необходимо совместно рассматривать химические и механические процессы, идущие в недрах Земли;
- 6) геодинамическая активность Земли неравномерна в пространстве и времени. Вероятна периодичность основных процессов геодинамической эволюции нашей планеты.

Этот учебник основан на лекциях автора, читаемых в течение 10 лет на геологическом факультете Санкт-Петербургского государственного университета. Он значительно расширен по сравнению с учебным пособием “Геодинамика”, изданным в 1993 г. Необходимость такого расширения диктуется бурным развитием за последнее десятилетие как самой геодинамики, так и других наук и направлений, данные которых она использует, прежде всего сравнительной планетологии, петрологии, изотопной геохронологии, геохимии и геофизики.

Учитывая потребности современной науки и вместе с тем традиции геологического образования в России, курс геодинамики представлен в данном учебнике как введение в физику и химию Земли. Для того чтобы его усвоить, необходимы определенный минимум знаний по геологии, а также подготовка по физике, химии и математике в объеме средней школы. Польза такого элементарного вводного курса для студентов, получающих геологическое образование, определяется, с одной стороны, специализацией различных разделов наук о Земле, с другой, – необходимостью их совместного рассмотрения для того, чтобы в дальнейшем адекватно понимать любой вопрос, так или иначе связанный со строением и эволюцией Земли.

По сравнению с изданием 1993 г. в данном учебнике существенно дополнены главы и разделы, посвященные проис-

хождению Земли как планеты, ее глубинному строению и составу, геотермии и геохронологии, ранней (докембрийской) истории Земли, мантийной конвекции, геологии Мирового океана, эволюции континентальной коры. Отдельная глава посвящена проблемам глобальной энергетики и периодизации тектонической активности Земли.

Хотя геодинамика – количественная наука, аудитория, которой адресован учебник, весьма неоднородна по своей физико-математической подготовке. Поэтому, создавая универсальный вводный курс, автор стремился свести к минимуму использование формул при максимально строгом и ясном изложении основных понятий.

Из-за множества нерешенных проблем, остающихся в центре внимания современной геодинамики, ее постулаты ни в коем случае не следует принимать как догму или истину в последней инстанции. В той степени, в какой это возможно сделать в учебнике, показана дискуссионность и гипотетичность многих положений геодинамики, а в “Заключении” – суммированы главные фундаментальные проблемы геодинамики, которые предстоит решить в будущем (возможно сегодняшним студентам).

Так как данная книга является учебником, в ней, за исключением исторического обзора в разделе 2.1, нет ссылок на работы российских и зарубежных исследователей, внесших весомый вклад в развитие специальных разделов геодинамики. Основные источники, использованные при написании учебника, приведены в списке литературы; они же рекомендуются студентам, стремящимся глубже вникнуть в отдельные частные проблемы геодинамики.

Таковы существенные отличия предлагаемого учебника “Геодинамика”, которые, по мнению автора, делают его более современным, а значит, полезным. Все замечания по содержанию учебника будут с признательностью приняты автором.

Глава 1

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПЛАНЕТЕ ЗЕМЛЯ

1.1. Рождение Земли

1.1.1. Место Земли во Вселенной

Земля является одной из многих планет, поэтому ее происхождение неразрывно связано с происхождением *Солнечной системы*. В свою очередь, Солнечная система с центральной звездой класса G2 главной последовательности *Солнцем* и девятью крупными планетами-спутниками, среди которых и наша уникальная планета Земля, – лишь ничтожно малая песчинка среди более чем 100 млрд звезд и примерно 100 млн облаков межзвездной пыли и туманностей, составляющих *Нашу Галактику (Млечный Путь)*. Подобных галактик в познаваемой части Вселенной (*Малой Вселенной*, или *Метагалактике*) более миллиарда, притом что современные астрономические методы позволяют наблюдать лишь очень незначительную часть Вселенной, бесконечной в человеческом представлении во времени и пространстве.

Тем не менее можно получить представление о размерности различных объектов по крайней мере в познаваемой части Вселенной – Метагалактике. Правда, в космических масштабах единицы измерения расстояний, принятые в обычных системах отсчета (в том числе и тех, что используются в геологии и геодинамике), оказываются неприемлемыми. Поэтому астрономия оперирует условными единицами измерения расстояний, основными из которых являются *астрономическая единица (а.е.)*, равная среднему расстоянию от Земли до Солнца ($1 \text{ а.е.} \approx 1,5 \cdot 10^8 \text{ км}$), а также *световой год*, равный расстоянию, которое свет, распространяющийся в вакууме со скоростью 300 000 км/с, проходит за 1 год ($1 \text{ св. год} \approx 10^{13} \text{ км} \approx 6 \cdot 10^4 \text{ а.е.}$). Например, ближайшая к Солнцу звезда Проксима Кентавра находится на расстоянии 4,3 св. года, т.е. ее свет, доходящий до современной Земли, был испущен 4,3 года назад. На сегодняшнем ночном небе видны далекие звезды, погасшие сотни, тысячи, миллионы лет назад, свет от которых все еще доходит до Земли.

На рис. 1.1.1.1 показана масштабность объектов во Вселенной. Наша Галактика (Млечный Путь) занимает пространство око-

ло 10^4 св. лет. Следующее место по масштабности принадлежит местной группе галактик, состоящей из 24 членов и простирающейся в космическом пространстве на расстояние около $2,5 \cdot 10^6$ св. лет. Следующая градация – скопления галактик, которые могут быть малыми (до 100 членов), средними (от 100 до 500 членов) и большими (более 500 членов). В качестве самого известного объекта можно назвать скопление галактик Большой Медведицы, которую обычно называют “созвездием”. По данной классификации местная группа галактик, в которой мы находимся, относится к разряду малых. Скопления галактик занимают пространство около $7,5 \cdot 10^8$ св. лет. Границы познаваемой Вселенной простираются до 10^{10} св. лет.

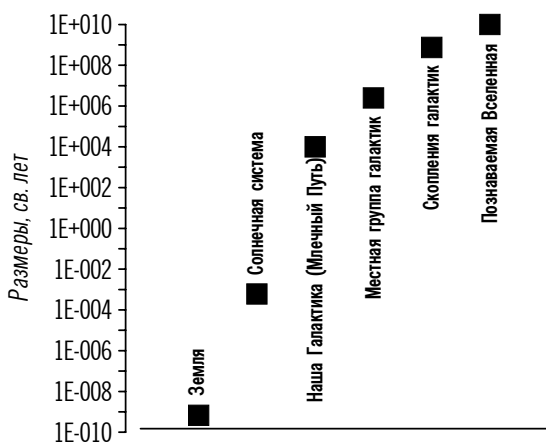


Рис. 1.1.1.1. Масштабность Вселенной.

Таким образом, наша уникальная планета Земля, являющаяся объектом изучения геодинамики, да и всей геологии в целом, в космических масштабах выглядит более чем скромно – занимаемый ею объем составляет примерно 10^{-20} от пространства познаваемой Вселенной.

Почему, приступая к изучению геодинамики, необходимо хотя бы в самых общих чертах рассмотреть происхождение Вселенной, Галактики и Солнечной системы? Дело в том, что основополагающим параметром в науках о Земле служит химический состав нашей планеты, а также его изменения в процессе геологической истории, длящейся 4,6 млрд лет. В то же время сегодня на Земле невозможно найти породы с признаками

ее первоначального состояния. Поэтому при восстановлении первичного состава Земли геологи обращаются к метеоритам, которые, как полагают, сохранились неизменными со времени возникновения Солнечной системы.

Но и состав Солнечной системы менялся в процессе ее эволюции. Современная Солнечная система содержит 83 различных химических элемента (стабильных изотопа), причем 99,5% от общего количества атомов составляют водород и гелий. Современная Земля состоит главным образом из кислорода и нелетучих элементов (например, Fe, Mg и Si), доля которых менее 0,1% от общего числа атомов Солнечной системы. Если при рассмотрении Солнечной системы, Галактики и Вселенной фактически игнорируются все элементы, кроме водорода и гелия, то для происхождения и развития Земли весьма существенно взаимодействие остальных элементов. Большинство элементов уже существовали до возникновения Солнечной системы, а значит, вопрос в том, как и когда они образовались.

1.1.2. Происхождение Вселенной

Современная космология объясняет происхождение Вселенной в рамках гипотезы *Большого взрыва*, произошедшего 15 – 20 млрд лет назад. К этому времени относится и образование большинства химических элементов. До Большого взрыва любые две точки во Вселенной, только познаваемая часть которой сегодня занимает пространство 10^{23} км (10^{10} св. лет), находились сколь угодно близко друг к другу, а плотность вещества в тот момент была бесконечна. Бесконечно большие плотности внутри протоматерии, сконцентрированной в бесконечно малом объеме, должны были привести к тому, что температуры внутри этого бесконечно малого сгустка материи должны были быть бесконечно большими. Такое состояние вещества, называемое *сингулярностью*, неминуемо должно было в какой-то момент времени привести к взрыву.

Одним из экспериментальных подтверждений Большого взрыва является регистрируемое сегодня реликтовое космическое излучение, интенсивность которого сравнима с яркостью Млечного Пути, если бы он занимал все небо. Кроме того, в 1999 г. в Центре ядерных исследований в Церне (Швейцария) физикам

удалось воспроизвести условия существования вещества Вселенной в первые секунды после Большого взрыва.

Существовала ли Вселенная до момента Большого взрыва? Современная космология не дает однозначного ответа на этот вопрос. По всем показателям начавшийся после Большого взрыва процесс бесконечного расширения Вселенной, как и ее сингулярное состояние, носят неустойчивый характер. Потому продолжающееся последние 15 – 20 млрд лет расширение Вселенной может быть на самом деле частью пульсации, в которой фазы расширения сменяются фазами сжатия. Следовательно, в конце концов возможно некоторое стационарное состояние, в котором через регулярные промежутки времени происходят Большие взрывы. Мы под возрастом Вселенной понимаем временной интервал от момента последнего Большого взрыва до настоящего времени.

В течение 10^{-6} с после Большого взрыва первоначальная сверхвысокая температура сингулярной среды снизилась до 10^{13} °С, и в рождающейся Вселенной образовалось протоматерию, представленное элементарными частицами: протонами (p^+), нейтронами (n), фотонами (ν), электронами (e^-) и позитронами (e^+). При дальнейшем расширении Вселенной и понижении температуры до 10^{10} °С, во временном интервале от 1 до 10 с, происходила реакция $p^+ + e^- \rightarrow n + \nu$, благодаря которой во Вселенной резко увеличилось количество нейтронов n , произошла аннигиляция электрон-позитронных пар (e^+ и e^-), а фотоны ν начали вести себя как свободные частицы. Наконец, в промежуток времени от 10 до 300 с при температурах 10^9 °С во Вселенной начался ядерный синтез первых химических элементов – водорода и гелия.

Таким образом, потребовалось всего несколько минут “ядерного фейерверка” для образования из бесконечно малого, бесконечно плотного сгустка протоматери, обладающего бесконечно высокой температурой, первых химических элементов, что вполне оправдывает термин “Большой взрыв”.

В дальнейшем эволюция Вселенной несколько замедлилась. При понижении температуры до 10^4 °С примерно в течение 300 тыс. лет (промежуток ничтожно малый по геологическим масштабам времени и в то же время грандиозный по сравнению с первыми минутами жизни Вселенной) происходила рекомбинация

первичной плазмы с появлением γ -частиц, а также, помимо водорода и гелия, новых химических элементов с атомными номерами до 5 (бор) включительно. Вселенная приобрела ячеистую структуру со скоплениями галактик и звезд; по химическому составу она состояла на 70% из водорода, на 29,5% из гелия, и только 0,5% приходилось на все остальные образовавшиеся к тому времени элементы.

Звезды конденсировались из межзвездного вещества, а затем уплотнялись; в их центральных областях температура становилась настолько высокой, что там начинались термоядерные реакции. Этот процесс продолжается во Вселенной до настоящего времени. Водород в ядрах звезд постепенно выгорает и превращается в гелий, гелий – в углерод. Во внутренней части ядра звезд из углерода синтезируются кислород и кремний. Окончательный продукт термоядерного “горения” в звездах – железо с атомным номером 26.

Хотя простого накопления атомных ядер в результате реакций термоядерного “горения” в звездах, как уже сказано, недостаточно для создания ядра более тяжелого, чем у Fe^{26} , этот же процесс (термоядерный синтез) приводит к образованию нейтронов n , которые не несут электрического заряда и потому сравнительно легко включаются в атомное ядро. Это явление известно как реакция *захвата нейтронов*. Именно за счет него в звездах возникают элементы с атомными номерами вплоть до 83 (висмут).

Таким образом, все химические элементы во Вселенной, от H^1 до Bi^{83} , появились в процессе последовательных термоядерных реакций, начало которым дал Большой взрыв с последующим стремительным расширением Вселенной. Данный процесс последовательного образования все более сложных и тяжелых элементов за счет термоядерного “горения” носит общее название *нуклео-синтез* и подразделяется на несколько стадий. На ранней стадии, занявшей первые минуты после Большого взрыва, за счет взаимодействия элементарных частиц протоматерии возникли H^1 и He^2 . Далее, в процессе первичного структурирования Вселенной, занявшего около 300 тыс. лет, образовались легкие элементы до B^5 включительно. К тому времени Вселенная настолько расширилась и остыла, что “ядерный фейерверк” в ней прекратился. Но на этой стадии уже появились первые звезды, в центральных областях

которых за счет сжатия температура поднялась настолько, что стали возможными реакции термоядерного синтеза более тяжелых элементов – от C^6 до Fe^{26} . Однако простого накопления атомных ядер недостаточно для формирования ядра более тяжелого, чем у Fe^{26} . Поэтому на зрелой стадии нуклеосинтеза более сложные и тяжелые элементы (от Co^{27} до Bi^{83}) образовывались уже за счет захвата медленных нейтронов, выделяющихся в процессе термоядерного синтеза. Однако и такой процесс не может продолжаться до бесконечности: если атомное ядро несет в себе слишком много нейтронов, оно становится нестабильным и распадается. Для того чтобы получить ядро более тяжелое, чем у $^{209}Bi^{83}$, необходимо облучение чрезвычайно мощным потоком быстрых нейтронов. Здесь начинается следующий процесс образования элементов, тесно связанный с *эволюцией звезд*.

Поскольку идущее в звездах термоядерное “горение” – чрезвычайно производительный источник энергии, жизнь любой звезды имеет длительный стабильный период, который называется *главной последовательностью*. Например, у звезд типа Солнца, которое, как уже говорилось, находится на главной последовательности, он продолжается примерно 10^{10} лет. Звезды, более массивные, чем Солнце, находятся на главной последовательности дольше, а менее массивные звезды, наоборот, меньший промежуток времени.

Однако в конце концов водород – основное “горючее” термоядерных реакций в звездах любой массы – начинает иссякать. В результате у звезды формируется гелиевое ядро с примесью всех элементов, образовавшихся в процессе нуклеосинтеза, размеры которого непрерывно растут, а окружающая ядро оболочка сгорающего водорода медленно смещается к внешним областям. Внутренняя область звезды, лишённая водородного “горючего”, охлаждается и сжимается, оставляя внешние части звезды без поддержки, так что они тоже сжимаются и резко нагреваются (этот процесс называется *коллапсом звезды*). Но во внешних частях звезды еще содержится много несожженного водородного “горючего”, и, поскольку термоядерные реакции чрезвычайно чувствительны к температуре, процесс развивается неудержимо: термоядерное “горение” повышает температуру, а это, в свою очередь, ускоряет сгорание водорода. У звезды нет уже

времени приспособиться к новой обстановке, и большая часть оставшегося у нее водородного “горючего” сгорает в считанные

секунды. Взорванная внешняя оболочка звезды рассеивается в космическом пространстве.

Такой катастрофический конец эволюции звезд называется *взрывом Сверхновых*. Название “Сверхновые” эти звезды получили потому, что в течение нескольких недель перед взрывом они могут светиться так же ярко, как целая звездная галактика. Самая известная Сверхновая наблюдалась китайскими астрономами в 1054 г., а ее быстро разлетающиеся осколки до сих пор видны и образуют Крабовидную туманность. Взрывы Сверхновых (точнее, последние моменты звездной эволюции перед взрывами) как раз и создают потоки быстрых нейтронов, необходимых для образования химических элементов тяжелее $^{209}\text{Bi}^{83}$.

Следует иметь в виду, что все описанные выше процессы, кроме возникновения легких элементов сразу же после Большого взрыва, повторялись во Вселенной многократно. Элементы образовывались накопительно: каждая звезда в процессе своей эволюции создавала определенную порцию сложных элементов из простейших, затем эта звезда превращалась в Сверхновую и взрывалась, ее вещество возвращалось в межзвездную среду и включалось в состав других звезд. Таким образом, в производство элементов, из которых построена Земля и создан сам человек, было вовлечено много Сверхновых, причем каждая последующая генерация звезд наследовала химический состав предыдущих. Между временем Большого взрыва (15 – 20 млрд лет назад) и временем, когда образовалась Солнечная система (около 5 млрд лет назад), во Вселенной сменилось много поколений звезд, которые превращались в Сверхновые, взрывались и понемногу обогащали межзвездное пространство, а значит, и более поздние звезды, тяжелыми элементами.

1.1.3. Происхождение Солнечной системы

Образованию Солнечной системы с центральной звездой и планетами-спутниками предшествовало существование обычной туманности, или *протосолнечного газо-пылевого облака* с плотностью порядка 10^{-20} кг/м³. Заметим, что даже при такой чрезвычайно низкой плотности Солнечная туманность представляла собой ощутимый сгусток вещества во Вселенной, средняя плотность которой оценивается всего в 10^{-28} кг/м³. Солнечная туманность медленно вращалась и имела обычный космический состав: на каждые 10^5 атомов H в ней приходилось 10^4 атомов He, 10^2 O, 60 C, по 20 N и Ne, по 10 Si, Mg и Fe, около 5 атомов S, по

одному атому Ca, Ar и Al и около 1 атома на все остальные элементы.

Ключевой вопрос – почему Солнечная туманность обособилась от остальных туманностей и превратилась в Солнечную систему? В метеоритах, состав которых считается представительным для всей Солнечной системы, обнаружены следы некоторых изотопов, прежде всего ^{26}Al , ныне уже не существующего и целиком перешедшего в ^{26}Mg . Это “загрязнение” Солнечной системы изотопами с возрастом более ранним, чем ее образование, позволяет предполагать, что превращение протосолнечного газопылевого облака в Солнечную систему было инициировано около 5 млрд лет назад взрывом недалекой Сверхновой. Таким образом, тяжелые элементы Солнечной системы накапливались в течение длительного времени, но затем их количество резко увеличилось вследствие взрыва Сверхновой.

Взрыв Сверхновой повлек за собой начало гравитационного сжатия (коллапса) протосолнечного облака с образованием в его центре Солнца – обыкновенной средней звезды с радиусом 696 000 км, состоящей примерно на 70% из водорода, на 28% из гелия и на 2% из остальных более тяжелых элементов. Отметим существенное отличие этого состава от приведенного выше среднего химического состава Вселенной – в Солнечной системе выше доля тяжелых элементов. Как любая звезда, Солнце производит тепло и свет, превращая в своих глубоких недрах водород в гелий.

Коллапс протосолнечного облака привел к последовательному отчленению от него серии колец примерно одинаковой массы, но располагающихся все теснее друг к другу по мере приближения к центральному ядру (Солнцу). Эти кольца соответствовали орбитам будущих планет и находились в экваториальной плоскости облака.

Внутри каждого газопылевого кольца твердые частицы постепенно отделялись от газа и собирались в локальные агрегации, так называемые *планетезимали*, имеющие размеры от 100 м до 5 км. Столкновение наиболее крупных планетезималей

привело в конце концов к образованию “зародышей” современных планет Солнечной системы, причем оставшиеся планетезимали бомбардировали поверхность растущих планет, убыстряя или замедляя их вращение, а также создавая различные наклоны осей вращения планет по отношению к плоскости их орбит.

Принципиально важно, что уже на стадии превращения протосолнечного газо-пылевого облака в Солнечную систему в нем происходила дифференциация элементов по массе и электрическому заряду. Главную роль в этом сыграли центробежные силы, возникающие за счет вращения облака, а также электромагнитное излучение Солнца (“солнечный ветер”). Потому к началу образования планет Солнечная туманность уже оказалась существенно дифференцированной по химическому составу: легкие и летучие элементы были вынесены на ее периферию, а тяжелые элементы, наоборот, скопились вблизи центральной планеты. Этим объясняется явная зависимость состава и плотности планет Солнечной системы от их расстояния от Солнца.

Современная Солнечная система находится в краевой части Нашей Галактики (Млечного Пути) на расстоянии около 10^4 св. лет (10^{17} км) от ее центра. Период обращения Солнечной системы вокруг центра Нашей Галактики называется *галактическим годом* и составляет около 210 млн лет.

Солнечная система состоит из Солнца, девяти крупных планет, шесть из которых, в том числе Земля, имеют собственные спутники, более 2000 астероидов и огромного количества кометных тел (рис. 1.1.3.1, см. вклейку). Все крупные планеты обращаются вокруг Солнца в одном и том же направлении, совпадающем с направлением вращения Солнца. Большинство крупных планет, за исключением Венеры, Урана и Плутона, вращаются вокруг своих осей в направлении, совпадающем с направлением их обращения вокруг Солнца. Девять крупных планет Солнечной системы подразделяются на *внутренние*, или *планеты земной группы* (Меркурий, Венера, Земля и Марс), и *внешние* (Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон). Основные характеристики планет Солнечной системы приведены в табл. 1.1.3.1 и показаны на рис. 1.1.3.2.

Отметим наиболее примечательные особенности отдельных планет и Солнечной системы в целом.

Меркурий – ближайшая к Солнцу планета, имеющая совсем маленькие размеры. Плотность Меркурия только немного меньше, чем плотность Земли, а его поверхность сильно изрыта ударными кратерами.

Таблица 1.1.3.1. Основные характеристики планет Солнечной системы

Планета	Расстояние от Солнца, 10^6 км	Период обращения, сут.	Период вращения, сут.	Радиус, км	Масса, 10^{24} кг	Плотность, $\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$
Меркурий	57,9	87,969	58,65	2439	0,33	5,42
Венера	108,2	224,701	-243,01	6050	4,87	5,25
Земля	149,6	365,256	0,997	6371	5,97	5,51
Марс	227,9	686,980	1,026	3398	0,64	3,94
Юпитер	778,3	4332,589	0,413	71900	1899	1,31
Сатурн	1427,0	10759,22	0,426	60000	568,6	0,69
Уран	2869,6	30685,4	-0,646	26145	86,6	1,19
Нептун	4496,6	60189	0,758	24750	102,9	1,66
Плутон	5900,0	90465	-6,38	1200	0,007	1,0

Примечание. Знак “минус” указывает на обратное вращение планеты.

Венеру называют сестрой Земли, потому что ее размеры, масса и плотность совсем немного отличаются от соответствующих земных параметров. Однако вокруг своей оси Венера вращается очень медленно (венерианские сутки в 243 раза длиннее земных) и в обратном направлении (т.е. в направлении, противоположном направлению обращения большинства планет вокруг Солнца). Хотя Венера и ближайшая соседка Земли, увидеть ее поверхность долго не удавалось из-за чрезвычайно плотной атмосферы, состоящей главным образом из двуокиси углерода. Вследствие чрезвычайно сильного парникового эффекта приповерхностная температура Венеры достигает почти 500°C . Но когда поверхность Венеры все же удалось сфотографировать, на ней, помимо изометричных ударных кратеров, типичных почти для всех планет, были обнаружены протяженные борозды планетарного масштаба. Многие ученые считают, что они возникли в условиях растяжения и, таким образом, представляют собой некоторое подобие глобальной рифтовой системы Земли.

Земля – третья планета Солнечной системы. Она вращается вокруг Солнца по эллиптической орбите, большая полуось которой имеет длину около 150 млн км ($149,6 \cdot 10^9$ м). Период

вращения Земли составляет сутки (23,94 ч или $8,6189 \cdot 10^4$ с), а период обращения вокруг Солнца – год (365,256 суток или $3,1558 \cdot 10^7$ с). Фигура Земли имеет практически идеальную форму вращающегося жидкого тела и аналитически описывается *эллипсоидом вращения* (или *референц-эллипсоидом*) с экваториальным радиусом 6378 км, полярным радиусом 6357 км и сжатием $3,35 \cdot 10^{-3}$. Самой грубой аппроксимацией фигуры Земли служит сфера с радиусом 6371 км. Земля обладает наибольшей среди всех планет Солнечной системы средней плотностью $5,5 \text{ г/см}^3$ при объеме 10^{21} м^3 и массе $6 \cdot 10^{24} \text{ кг}$.

Примечательная особенность Земли по сравнению с другими планетами Солнечной системы – почти полное отсутствие на ее поверхности ударных кратеров, столь характерных для других планет. Эта черта является, по-видимому, следствием уникальной геологической активности нашей планеты, полностью уничтожившей ее первичную оболочку (см. главу 6).

Земля имеет собственный спутник – Луну с радиусом 1738 км, массой $7 \cdot 10^{22} \text{ кг}$ и средней плотностью гораздо меньшей, чем у Земли, – всего около $3,3 \text{ г/см}^3$. Луна обращается вокруг Земли по орбите с

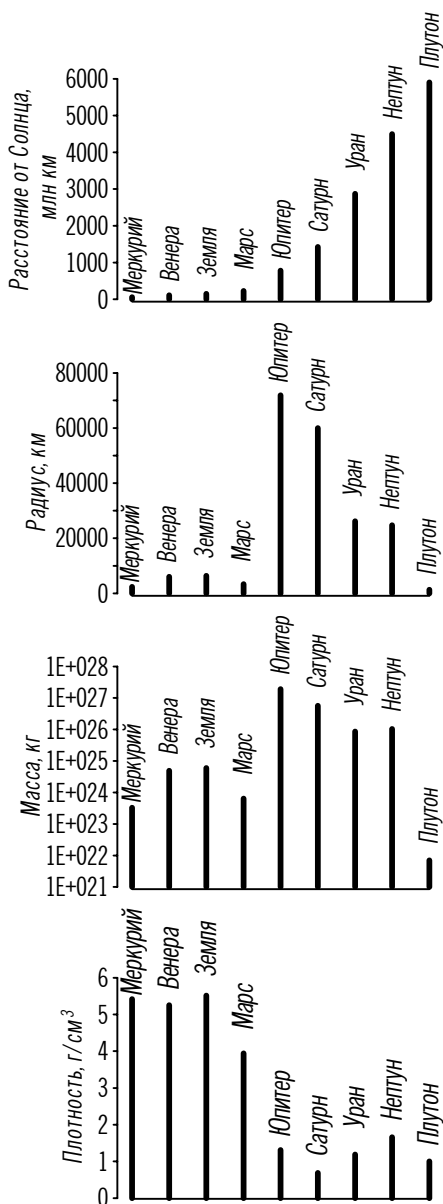


Рис. 1.1.3.2. Основные характеристики планет Солнечной системы.

радиусом 380 тыс. км ($3,8 \cdot 10^8$ м) с периодом 27,3 суток.

Последняя внутренняя планета Солнечной системы *Марс* меньше Земли и обладает меньшей плотностью. Его поверхность покрыта ударными кратерами, но имеются и признаки внутренней активности – вулканы. На близких к Марсу орбитах выявлены два мелких спутника, Фобос и Деймос, которые по размерам (радиусы 11 и 6 км соответственно) относятся к классу астероидов.

Четыре планеты земной группы, а также их спутники имеют более высокую плотность, чем внешние планеты. Это, как уже говорилось, следствие допланетной дифференциации прото-солнечного облака, в результате которой внутренние планеты образовались главным образом из Fe, Si, O и других сравнительно тяжелых элементов, с относительно небольшим количеством H и He – главных элементов Солнечной системы. Между внутренними и внешними планетами существует разрыв: резкое увеличение массы и радиуса орбит, а также уменьшение плотности (см. рис. 1.1.3.2). Между Марсом и Юпитером должна была бы находиться планета (гипотетический Фэтон), но ее место занято *поясом астероидов* – “малых планет”, самая крупная из которых (астероид Церера) имеет радиус всего 480 км, а большинство представляет собой просто мелкие каменные глыбы неправильной формы.

Считается, что “виновником” возникновения пояса астероидов является следующая за ним планета-гигант Юпитер, которая за счет колоссальной массы и мощного гравитационного поля “оттянула на себя” планетезимали из зоны аккреции планеты, которая должна была бы сформироваться на месте пояса астероидов. Таким образом, гипотетический Фэтон никогда не существовал. Кроме того, Юпитер уменьшил количество планетезималей и в зоне аккреции Марса, приостановив его рост, в результате чего масса Марса оказалась к концу аккреции относительно небольшой (см. рис. 1.1.3.2).

Общая масса астероидов (а их всего, как уже сказано, около 2000) гораздо меньше массы любой планеты Солнечной системы. Важное значение пояса астероидов состоит в том, что из него появляется большая часть метеоритов, время от времени попадающих на Землю и дающих нам неоценимую информацию о ее первичном составе и ранней эволюции.

Юпитер – планета-гигант, крупнейшая в Солнечной системе. Юпитер имеет массу большую, чем все остальные вместе взятые планеты (в 300 раз больше массы Земли), но и при этом его масса составляет меньше 0,1% массы Солнца. Плотность Юпитера невысока, что объясняется большим содержанием H и He. Из-за быстрого вращения (сутки на Юпитере длятся всего 10 ч) он обладает значительным экваториальным вздутием. У Юпитера известны 16 спутников, среди которых самые крупные (Ио, Европа, Ганимед и Каллисто) превосходят по размерам Луну.

Сатурн во многом похож на Юпитер. Его плотность, минимальная среди планет Солнечной системы, меньше плотности воды. Наиболее выразительная особенность Сатурна – наряду с относительно крупными спутниками (всего их 17, крупнейший – Титан с радиусом более 2500 км) у него присутствует система колец, образованных огромным числом отдельных частиц из льда и замерзших газов, движущихся по своим орбитам без столкновений.

Уран и *Нептун* имеют примерно одинаковые размеры; плотность обеих планет выше плотности Сатурна, что, вероятно, объясняется меньшим содержанием H и He. Уран – вторая планета Солнечной системы, после Венеры, испытывающая обратное вращение. Другой отличительной особенностью Урана является большой (82°) наклон оси вращения относительно плоскости орбиты – Уран практически “лежит на боку”. У него выявлено 9 спутников, из которых самый крупный – Титания с радиусом около 800 км, а у Нептуна – 11 спутников, среди которых один крупный (Тритон с радиусом около 1400 км).

Плутон – самая удаленная планета Солнечной системы и одновременно самая мелкая. Это третья после Венеры и Урана планета, испытывающая обратное вращение. Орбита Плутона отличается от орбит других планет: она наклонена к средней плоскости Солнечной системы на 17° и настолько эксцентрична, что иногда Плутон оказывается внутри орбиты Нептуна. Наклон оси вращения Плутона относительно плоскости орбиты не так велик, как у Урана, но все же необычен для планет Солнечной системы – он составляет около 60° . По размерам Плутон (радиус около 1200 км) меньше, чем спутник Нептуна Тритон, поэтому одно время предполагалось, что Плутон тоже когда-то был спутником Нептуна и лишь впоследствии стал самостоятельной

планетой. Однако после открытия у Плутона собственного спутника Харона (радиус 600 км) от такой гипотезы пришлось отказаться.

Таким образом, из девяти планет Солнечной системы три (Венера, Уран и Плутон) вращаются весьма необычно. Прежде всего все три планеты испытывают обратное вращение. Кроме того, Венера вращается чрезвычайно медленно: венерианский день (оборот вокруг своей оси) длится дольше, чем год (оборот вокруг Солнца)! Уран и Плутон имеют самые большие наклоны осей вращения к плоскостям своих орбит. Такие особенности осевого вращения этих планет наводят на мысль, что когда-то они могли вращаться нормально, а их нынешнее обратное вращение является результатом каких-то катастрофических событий, например столкновения с другими крупными небесными телами.

Следует специально отметить, что термины “Солнечная система” и “система планет, обращающихся вокруг Солнца”, строго говоря, не являются синонимами. Внешние границы Солнечной системы далеко выходят за пределы орбиты самой удаленной от Солнца планеты Плутон. По современным представлениям, границам Солнечной системы соответствует так называемое “облако Оорта”, куда распространяются орбиты многочисленных комет, находящихся во внешних частях Солнечной системы, за орбитой Юпитера. *Кометы* – небольшие тела размером от сотен метров до десятков километров, состоящие в основном из льда. Расчеты орбит многих из наблюдавшихся комет показывают, что их максимальное удаление от Солнца может достигать гигантской величины порядка 10^5 а.е. ($1,5 \cdot 10^{13}$ км), в то время как удаление Плутона от Солнца более чем на три порядка меньше – около 40 а.е. ($6 \cdot 10^9$ км).

Периоды обращения комет вокруг Солнца измеряются десятками миллионов лет, а в наиболее удаленных частях кометных орбит притяжение ближайших звезд уже сравнимо с притяжением самого Солнца. Из-за этого некоторые кометы даже переходят с эллиптических на параболические и гиперболические орбиты и навсегда выбрасываются из Солнечной системы.

Этот вывод принципиально важен, так как он показывает, что ни одна планетная система, в том числе и наша Солнечная, не является полностью замкнутой. Раз кометы могут покинуть Солнечную систему, значит, возможно и обратное – посещение в

далеком прошлом нашей Солнечной системы кометами из других планетных систем. Это обстоятельство, в частности, подтверждает гипотезу о занесении жизни на Землю из космоса, к настоящему времени сменяющую еще недавно популярную гипотезу о самозарождении жизни на самой Земле.

Некоторые кометы, напротив, за счет гравитационных взаимодействий с планетами-гигантами переводятся на сильно вытянутые эллиптические орбиты, двигаясь по которым они регулярно посещают центральную часть Солнечной системы. При приближении комет к Солнцу за счет испарения газов с поверхности у них образуются так называемые “хвосты”, благодаря которым кометы и становятся заметны.

Завершая рассмотрение современной Солнечной системы, вернемся еще раз к проблеме ее происхождения. Мы видели, что в образовании Солнечной системы просматриваются черты, общие для всех других “солнечных систем”, и те особенности, которые появились случайно и специфичны только для нашей Солнечной системы. Конечно, разделить общие и индивидуальные особенности было бы гораздо проще, если бы можно было сравнить нашу Солнечную систему с другими подобными. Но на сегодняшний день еще не удалось обнаружить в космосе объекты земных размеров, вращающиеся вокруг близких звезд, хотя заявки на открытие таких объектов уже появляются. Таким образом, пока неизвестно, насколько распространены во Вселенной “солнечные системы” и, следовательно, насколько закономерно или случайно их появление. Можно ли считать появление “солнечных систем” закономерным следствием более или менее обычного процесса развития или же для этого требовалось какое-то редкое стечение обстоятельств? Поскольку большинство ученых не любят привлекать “особые обстоятельства” без крайней необходимости (в этом состоит известный принцип “бритвы Оккама”), чаще допускается первое.

1.1.4. Аккреция Земли

Мы подошли к главному вопросу, от решения которого, в сущности, зависит любая эволюционная модель Земли: какой была наша планета 4,6 млрд лет назад – в начале своей геологической истории или в “точке геологического нуля”? Ясно, что ответить на него путем изучения пород современной Земли нельзя –

во-первых, ее глубокие недра недоступны для наблюдения, и, во-вторых, Земля прошла длительную эволюцию, практически стершую следы ее образования и ранней геологической истории. Однозначный ответ на поставленный вопрос не дадут и космические тела, от крупных планет до космической пыли, поскольку у каждого из них был свой, до известной степени индивидуальный путь развития, приведший к различному современному состоянию.

Обычно ученые, приступая к восстановлению структуры и состава первичной Земли, черпают данные из разных источников, а затем сопоставляют их, добиваясь на выходе непротиворечивой модели. Важнейшими источниками сведений при этом являются: (1) метеориты и планеты земной группы, (2) включения (ксенолиты) глубинных пород Земли, (3) геофизические данные о современном состоянии глубоких недр Земли и (4) результаты моделирования геологической эволюции Земли, при котором в качестве начальных параметров используются сведения из источников (1) – (2), а состоятельность моделей проверяется сведениями из источника (3).

В данном разделе обсуждается наиболее вероятная в настоящее время модель первичной Земли, созданная на базе всех перечисленных выше источников данных.

Как уже говорилось, важнейшую информацию для восстановления картины начального состояния Земли несут *метеориты*, потому что они, как полагают, являются “окаменевшими остатками” ранней Солнечной системы и тем самым дают нам сведения об аккреции планет, следы которой впоследствии были стерты планетной эволюцией. Родительскими телами подавляющего большинства метеоритов являются астероиды, пояс которых расположен между орбитами Марса и Юпитера (см. рис. 1.1.3.1, вклейка). Астероиды постоянно сталкиваются между собой, и от них разлетаются осколки – метеориты, часть которых затем падает на поверхности крупных планет Солнечной системы, в том числе и Земли.

Среди метеоритов наибольший интерес представляют *углистые (углеродистые) хондриты*, отличающиеся от других типов метеоритов значительным содержанием связанной воды, углеродных соединений и серы, но малым содержанием свободных металлов. Углистые хондриты испытали самые слабые по

сравнению с другими метеоритами изменения, поскольку, как показывают лабораторные эксперименты, они потеряли бы свои летучие компоненты, будучи нагретыми всего лишь до 180°C. Значит, углистые хондриты наиболее близки по составу к первоначальной Солнечной туманности, из которой образовалась Солнечная система и произошла аккреция ее планет, в том числе Земли.

Путем многократных сопоставлений данных по составу углистых хондритов, с одной стороны, составу земной коры и мантии – с другой, и спектральных характеристик солнечной атмосферы – с третьей, геохимии пришли к выводу, что валовый состав Земли (и, по-видимому, других планет земной группы, за исключением, может быть, Меркурия) очень близок к составу углистых хондритов (рис. 1.1.4.1) при условии, что большая часть воды, органических соединений и летучих компонентов была ими потеряна. Таким образом, по валовому составу Земля на 92% состоит всего из пяти элементов (в порядке убывания содержания) – кислорода, железа, кремния, магния и серы. На все остальные элементы приходится около 8%.

Однако хорошо известно (об этом подробнее пойдет речь в разделе 1.2), что в недрах современной Земли перечисленные элементы распределены неравномерно. Состав любой оболочки Земли, будь то кора, мантия или ядро, резко отличается от валового химического состава нашей планеты. С чем это связано?

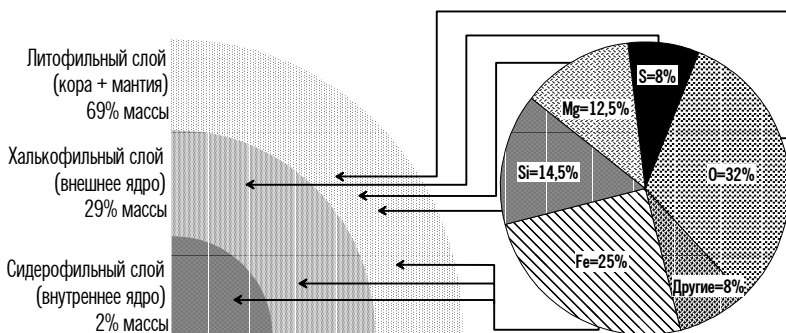


Рис. 1.1.4.1. Приблизительный химический состав углистого хондрита, отвечающий валовому составу Земли.

Если всем элементам, показанным на рис. 1.1.4.1, дать возможность образовывать соединения, то поведение каждого из

них будет определяться электронной конфигурацией и сродством по различным типам связей. Прежде всего образуется *литофильный* слой, в котором будут преобладать магниевые силикаты (литофильными называются элементы, которые встречаются, как правило, в соединении с кислородом в окислах и силикатах). Именно такой минеральный состав (оливины и пироксены) имеет мантия современной Земли (см. раздел 1.2.4). Железо поведет себя как *халькофильный* элемент и соединится с имеющейся серой (халькофильные элементы встречаются в основном в сульфидах). Именно такой состав предполагается у внешнего ядра современной Земли (см. раздел 1.2.5). Однако некоторая часть железа соединится с оставшимися кислородом и кремнием и, таким образом, будет вести себя как литофильный элемент. Именно в этом виде железо широко распространено в мантии, а также вместе с другими менее распространенными литофильными элементами (прежде всего Al, Na, Ca и K) – в коре современной Земли (см. разделы 1.2.3 и 1.2.4). Большая распространенность железа обуславливает возможность того, что часть его останется в металлическом виде после использования всего кислорода и серы, т.е. образует *сидерофильный* слой (сидерофильными называются элементы, встречающиеся обычно в металлическом виде). Именно железо в сплаве с другим, менее распространенным сидерофильным элементом – никелем присутствует во внутреннем ядре современной Земли (см. раздел 1.2.5). Естественно, что какая-то часть летучих элементов (прежде всего H, O и N) будет удалена из первичной Земли за счет ее дегазации и образует уникальные атмосферу и гидросферу, причем создавшийся при этом дефицит кислорода “поможет” железу проявить свои сидерофильные свойства.

Таким образом, в результате появления указанных соединений у любой планеты, имеющей после аккреции начальный хондритовый валовый состав, должны возникнуть три отдельных слоя, в которых будут преобладать последовательно (1) окислы и силикаты Mg и Fe, (2) FeS и (3) металлическое железо. При условии, что на каком-то этапе эволюции планеты температура ее недр станет достаточно высокой, эти слои расположатся в порядке плотности.

Мы приходим, таким образом, к фундаментальному выводу, что разделение современной Земли на резко различные по

химическому составу оболочки является результатом ее позднейшей дифференциации, происходившей, хотя и с разной интенсивностью, на протяжении всей геологической истории нашей планеты. После аккреции же из Солнечной туманности, т.е. *в начале своей геологической истории 4,6 млрд лет назад, Земля, как и другие планеты земной группы, была гомогенной, т.е. однородной по составу.*

С этой точки зрения очевидно, что степень дифференцированности любой планеты во многом зависит от ее внутренней (геодинамической, тектонической) активности в ходе геологической эволюции. У Земли по сравнению с другими планетами Солнечной системы данная активность была чрезвычайно высокой и, как следствие, ее современное разделение на оболочки очень резкое (см. раздел 1.2).

Однако здесь мы сталкиваемся с вопросом, на который пока не найдено однозначного ответа, а именно – была ли аккреция в масштабе планет *однородной (гомогенной)* с последующим развитием слоев или же расслоение возникло *непосредственно в результате* процессов *неоднородной (гетерогенной)* аккреции? Выше (см. раздел 1.1.3) уже отмечалось, что внешние планеты Солнечной системы заметно отличаются по своим параметрам от внутренних и образованию планет должна была предшествовать фундаментальная неоднородность Солнечной туманности. Но теперь нас интересует, была ли сама аккреция планет земной группы, в том числе Земли, однородным или неоднородным процессом?

В настоящее время большинство исследователей склоняются к тому, что аккреция Земли и других планет земной группы была *гомогенной (однородной) и холодной, с последующим разогревом и расслоением.*

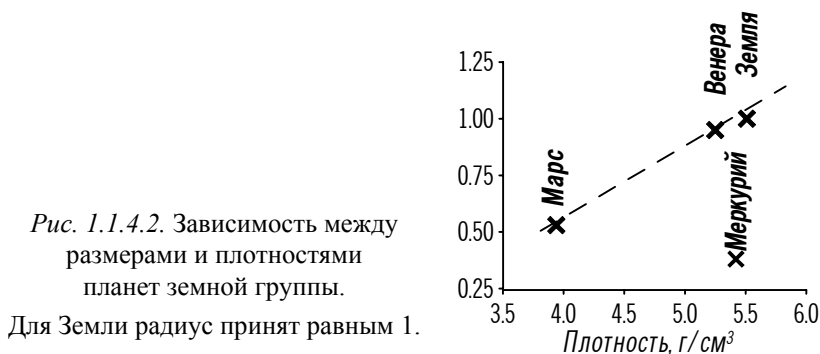
Земля и другие планеты, как уже отмечалось (см. раздел 1.1.3), образовались из холодного газо-пылевого облака, температура которого в районе орбиты будущей Земли не превышала 100°С. Процесс аккреции планет длился относительно короткое по геологическим масштабам время – от 10^7 до 10^8 лет. Однако как во время, так и сразу же после аккреции существовали достаточно мощные источники тепловой энергии, которые привели к разогреву Земли.

О глобальной энергетике Земли подробно будет рассказано в главе 6. Здесь же отметим, что начальный разогрев Земли был связан прежде всего с самим процессом аккреции, поскольку постепенное столкновение планетезималей, образующих планету, неизбежно должно было преобразовывать их кинетическую энергию в тепловую. На ранних стадиях аккреции сила притяжения “зародыша” планеты была небольшой и потому скорость и энергия ударов новых добавляющихся планетезималей была низка; однако с ростом планеты интенсивность ее гравитационного поля увеличивалась, а значит, возрастала и скорость падения планетезималей. Как следствие, разогрев Земли становился все более существенным.

По расчетам (см. главу 6) общая энергия аккреции Земли была настолько огромной, что ее одной хватило бы не только на полное испарение земного вещества, но и на разогрев возникшей плазмы до десятков тысяч градусов. Однако этого не произошло, поскольку энергия аккреции выделялась главным образом в приповерхностных частях формирующейся планеты, а генерируемое в ее верхних слоях тепло интенсивно излучалось в космическое пространство. При этом доля теряемого тепла существенно зависела от скорости аккреции Земли. Таким образом, температура в недрах молодой Земли повышалась от центра к периферии (обратно тому, что наблюдается в современной Земле), но затем вблизи поверхности вновь снижалась за счет быстрого остывания приповерхностных частей (см. рис. 6.1.1).

В процессе аккреционного разогрева Земля и другие планеты земной группы, очевидно, теряли какую-то часть легких и летучих элементов. Следовательно, из модели холодной аккреции планет земной группы вытекает, что наиболее крупные планеты должны иметь наименьшие концентрации легких и летучих элементов и, как следствие, наибольшую среднюю плотность, поскольку аккреция крупных планет шла интенсивнее, чем мелких, из-за более интенсивного гравитационного поля. На рис. 1.1.4.2 видно, что такая закономерность наблюдается в действительности. Из нее выпадает лишь ближняя к Солнцу планета Меркурий, но его высокая плотность, скорее всего, объясняется аккрецией вне “хондритовой зоны” Солнечной туманности, в области повышенных температур, вследствие чего,

как предполагается, Меркурий еще до начала аккреции был обогащен железом и другими тяжелыми и тугоплавкими элементами.



Вторая причина начального разогрева Земли, после того, как ее аккреция в основном уже завершилась, — это радиоактивный распад. Выше говорилось о том, что уже в первичной Солнечной туманности присутствовали сравнительно короткоживущие радиоактивные изотопы, такие, как ^{26}Al , ^{244}Pu и ^{129}I (следы их распада обнаружены в метеоритах). Несомненно, что распад перечисленных короткоживущих изотопов привел к выделению какого-то дополнительного тепла и сыграл свою роль в начальном разогреве Земли. Однако вклад радиогенного тепла в разогрев молодой Земли оценивается очень неопределенно. Дело в том, что процесс аккреции, как уже отмечалось, растянулся на $10^7 - 10^8$ лет, и неизвестно, какое именно количество изотопов оказалось в Земле к началу аккреции. Например, если содержание изотопа ^{26}Al в рождающейся Земле было таким, как в некоторых метеоритах, то одного его распада хватило бы для того, чтобы вся наша планета расплавилась. Однако задержка начала аккреции Земли всего на 0,7 млн лет (период полураспада ^{26}Al) уменьшила бы выделение радиогенного тепла вдвое.

В последние годы третий, дополнительный источник начального разогрева Земли объясняется захватом Протолуны — гораздо более массивной предшественницы современной Луны. Предполагается, что Протолуна просуществовала на околоземной орбите сравнительно недолго, около 600 млн лет, а затем разрушилась, но за это время Земля получила дополнительное тепло за счет сильнейших приливных взаимодействий со своим массивным

спутником. (Подробнее об эволюции двойной планеты Земля – Протолуна также пойдет речь в главе 6.)

Таким образом, разогрев только что образовавшейся и изначально холодной Земли шел под действием трех главных процессов: аккреции, распада короткоживущих радиоактивных изотопов и приливных взаимодействий с Протолуной. По мере нагревания Земли началось ее частичное плавление. Вещества, богатые железом, должны были плавиться первыми, когда силикаты оставались еще твердыми. Поскольку температурный градиент в молодой Земле был отрицательным (приповерхностные оболочки горячее внутренних), расплавленное железо должно было собираться на некоторой глубине под поверхностью молодой Земли в форме линз или каплевидных скоплений. По мере того, как масса таких “капель” увеличивалась, создаваемое их весом давление становилось больше прочности силикатов, и “капли” проходили сквозь силикатную массу к центру планеты. Таким образом, началось расслоение первично гомогенной Земли на две различные по плотности и составу области – железистое ядро (сидерофильно-халькофильный слой) и силикатную мантию (литофильный слой).

Все описанные события имели место вскоре после образования Солнечной системы, вблизи “точки геологического нуля”, около 4,6 млрд лет назад. После этого, уже на стадии геологической эволюции Земли, процессы дифференциации ее недр продолжались. Источником энергии оставалось, как и прежде, запасенное Землей тепло аккреции и приливных взаимодействий с Протолуной, к которому добавилось радиогенное тепло, выделяющееся при распаде долгоживущих изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K .

Наиболее важно то, что уже на ранних этапах геологической истории в суммарный энергетический баланс Земли включился новый и чрезвычайно мощный источник энергии, связанный с конвективным перемешиванием ее недр (см. раздел 2.5 и главу 6), впоследствии ставший и до настоящего времени являющийся главным источником внутренней (эндогенной) активности Земли. Прообразом будущей конвекции было описанное выше стекание железных “капель” к центру Земли. Много позже, около 2,7–2,5 млрд лет назад, процесс значительно усилился: произошло лавинообразное стекание железистых расплавов из приповерхностных оболочек Земли к ее центру (см. главу 6), в результате

чего конвекция стала сквозьмантийной. Конвекция, во-первых, обеспечила интенсивный отвод тепла, и, во-вторых, сама стала его источником, положив начало гравитационной дифференциации первично гомогенной Земли с ростом тяжелого железистого ядра и перемешиванием силикатной мантийной оболочки. Глобальная энергетика Земли, таким образом, в корне изменилась уже на ранних стадиях ее геологической эволюции: внутренние источники энергии (конвекция и радиоактивный распад) стали постепенно превалировать над внешними (бомбардировка поверхности планетезималями и приливные взаимодействия).

1.2. Оболочки твердой Земли

1.2.1. Источники данных

Основную часть сведений о внутреннем строении Земли геологам и геофизикам дает *сейсмология* – раздел геофизики, изучающий условия распространения в недрах Земли сейсмических волн, генерируемых землетрясениями. Эти волны (упругие колебания) распространяются в Земле по разным траекториям. Зная местоположение *гипоцентров* землетрясений (т.е. глубину, на которой они происходят) и *эпицентров* (проекций гипоцентров на поверхности Земли) и измеряя время пробега фронтов волн до различных границ раздела в Земле и обратно до точек на ее поверхности (для этих целей создана глобальная сеть сейсмологических станций), удастся определить глубину основных границ раздела в недрах Земли. Эти границы разделяют Землю на несколько концентрических сферических оболочек. Кроме того, сейсмологические данные позволяют делать выводы о физических свойствах основных оболочек твердой Земли по скоростям, с которыми сквозь эти оболочки распространяются сейсмические волны.

Для изучения самых внешних, приповерхностных, слоев (оболочек) твердой Земли кроме того могут применяться искусственные источники колебаний – взрывы или пневмоисточники, а также локальные сети регистрации сейсмических волн. Раздел геофизики, использующий искусственные источники колебаний, называется *сейсморазведкой*. Ее достоинством по сравнению с сейсмологией является возможность контролировать источники и

приемники сейсмических волн – геофизик сам определяет, где разместить источник колебаний, какова должна быть его мощность, в каких точках и насколько густой сетью сейсмоприемников регистрировать волны, отраженные и/или преломленные на различных границах раздела. Однако вклад сейсморазведки в изучение глубинного строения Земли ограничен, и основная роль здесь остается за сейсмологией. Это связано с тем, что глубинность сейсмических методов целиком определяется мощностью и глубиной источников колебаний, а человек попросту не в состоянии создать источники, сопоставимые по мощности и глубине с землетрясениями.

Как в любой сплошной среде, в недрах Земли распространяющиеся колебания имеют две ортогональные составляющие. *Продольные (P) волны* связаны с напряжениями растяжения/сжатия, ориентированными по направлению их распространения. Напротив, *поперечные (S) волны* вызывают колебания среды, ориентированные под прямым углом к направлению их распространения. Важно помнить, что любое упругое колебание, распространяющееся в недрах Земли, имеет обе компоненты, продольную и поперечную, т.е. генерирует как *P*-, так и *S*-волны. Однако *S*-волны в отличие от *P*-волн в жидкой среде не распространяются.

1.2.2. Модель современной Земли

Самая внешняя (приповерхностная) оболочка Земли (*оболочка А*) называется *земной корой*, или просто *корой* (рис. 1.2.2.1). Она отделяется от подстилающей верхней мантии (*оболочки В*) *границей (разделом) Мохоровичича*, или *Мохо*, или просто *М*. На границе *М* скорость *P*-волн скачкообразно возрастает до примерно постоянной величины около 8 км/с.

Граница *М* выражена глобально, т.е. отчетливо прослеживается под континентами и океанами, хотя и на различной глубине. Континентальная кора в среднем имеет мощность около 35 км. При этом под некоторыми тектонически активными континентальными регионами глубина границы *М* уменьшается до 20 км, а под молодыми горными сооружениями, наоборот, увеличивается до 80 км.

Внутри континентальной коры иногда выделяется еще одна граница, получившая название *границы (раздела) Конрада*, или *К*.

На ней скорость P -волн возрастает от 5,5 – 6,5 до 6,5 – 7,0 км/с. В отличие от подошвы коры (границы М) внутрикоровая граница К выделяется не повсеместно: часто в континентальной коре отмечается просто постепенное, без резких скачков, увеличение скорости упругих волн с глубиной.

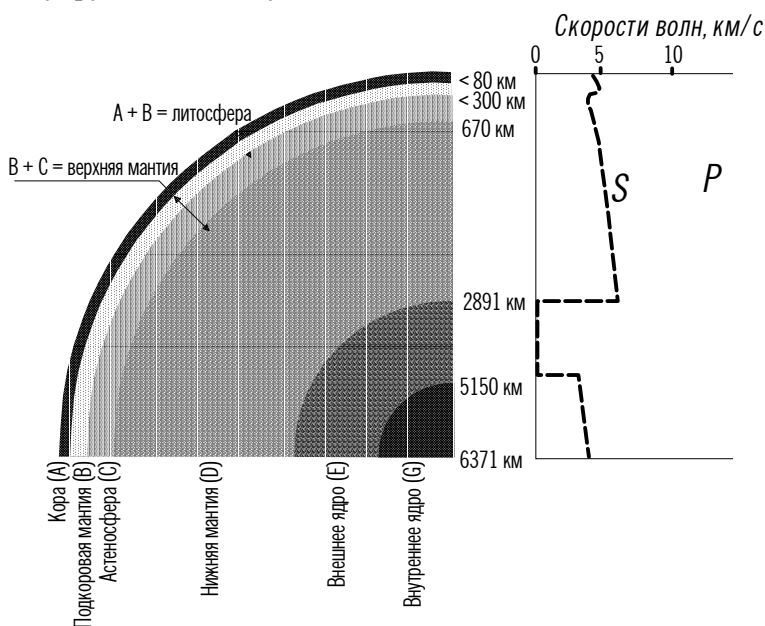


Рис. 1.2.2.1. Оболочки твердой Земли.

Исторически сложилось так, что разделу Конрада геологи приписали петрологический смысл. Считалось, что континентальная кора обязательно включает два слоя, не считая самого верхнего осадочного. Верхний слой консолидированной коры, состоящий из пород, обогащенных кремнием и алюминием, получил название *SIAL*, или “гранитный” слой. Нижний слой континентальной коры, породы которого обогащены кремнием и магнием, был назван *SIMA*, или “базальтовый” слой. Соответственно граница Конрада разделяет *SIAL* и *SIMA*, “гранитный” и “базальтовый” слои континентальной коры.

В настоящее время эти понятия и трактовки существенно устарели. Прежде всего установлено, что породы верхней части континентальной коры имеют в целом более основной состав, чем граниты, а родоначальницей базальтовой магмы является не нижняя кора, а верхняя мантия. Кроме того, в некоторых конти-

нентальных регионах в основании коры (ниже границы Конрада) выделен слой пониженных скоростей упругих волн. Однако по ряду причин, правда в основном уже не петрологических, а реологических, двухслойная модель континентальной коры, как будет показано в разделе 4.3, оправдана. Для обозначения “гранитного” и “базальтового” слоев предпочтительно использовать термины соответственно *верхняя* и *нижняя кора*. Поскольку устаревшие термины “гранитный” и “базальтовый” слой, а также SIAL и SIMA все еще используются в геологической литературе, следует помнить, что они являются чисто геофизической абстракцией и не несут в себе никакого петрологического или геохимического содержания.

В отличие от континентов под океанами граница М залегает на небольшой и всюду примерно постоянной глубине около 6–7 км (считая от поверхности океанского дна). Как будет показано ниже (см. разделы 1.2.3 и 3.3), постоянство суммарной мощности и мощности отдельных слоев является фундаментальным свойством океанской коры.

Как уже было сказано, на границе М под континентами и океанами скорость *P*-волн скачкообразно возрастает до 8 км/с. В *подкоровой части верхней мантии (оболочке В)* распространяются как *P*-, так и *S*-волны, причем скорость тех и других с глубиной плавно возрастает, что объясняется уплотнением пород за счет возрастающего литостатического давления.

Начиная с глубины 50–80 км под океанами и 200–300 км под континентами, в верхней мантии отмечается *слой пониженных скоростей* (английская аббревиатура *LVZ – Low Velocity Zone*). Его подошва расположена на глубине около 400 км и называется *границей (разделом) Леман*. Как и следует из названия слоя, скорости распространения упругих колебаний в нем ниже, чем в перекрывающей оболочке В. Более того, под некоторыми тектонически активными регионами Земли в интервале глубин 60–400 км отмечаются локальные области (линзы), вовсе не пропускающие *S*-волны, что свидетельствует о том, что вещество этих областей находится в жидком (расплавленном) состоянии.

Глубже 400 км в верхней мантии вновь повсеместно распространяются как *P*-, так и *S*-волны, причем их скорости увеличиваются с глубиной, однако не монотонно, а ступенчато и, кроме того, медленнее, чем следовало бы ожидать, исходя из

расчетных величин литостатического давления на этих глубинах. Такая картина наблюдается до глубины 660 – 670 км, где проходит раздел верхней и нижней мантии.

Верхняя мантия в интервале глубин между 50 – 80 км для океанов (200 – 300 км для континентов) и 660 – 670 км получила название *астеносферы* (сейсмической *оболочки С*). Выше границы 400 км выделяется *верхняя астеносфера*: она, как понятно из сказанного, имеет наиболее пониженную сейсмическую добротность и резко различную мощность под континентами (100 – 200 км) и океанами (300 – 350 км). *Нижняя астеносфера* (интервал глубин 400 – 670 км) сейсмически более добротна и имеет постоянную мощность (около 270 км). Две внешние сейсмические оболочки Земли, А (кора) и В (подкорковая мантия), судя по характеру распространения в них упругих волн, ведут себя как твердое тело; по реологическому сходству они объединяются в *литосферу*.

В *нижней мантии (оболочке D)* распространяются *P*- и *S*-волны; их скорость монотонно увеличивается соответственно до 13 и 7 км/с. Граница между нижней мантией и *внешним ядром (оболочкой E)* находится на глубине 2891 км и носит название *границы (раздела) Гутенберга*.

Во *внешнем ядре* скорость распространения *P*-волн резко падает (до 8 км/с), а *S*-волны перестают распространяться вовсе. На этом основании предполагается, что *внешнее ядро* Земли находится в жидком состоянии. Глубже 5150 км находится *внутреннее ядро*, в котором вновь начинают распространяться *S*-волны и возрастает скорость распространения *P*-волн, из чего следует вывод о твердом состоянии *внутреннего ядра* Земли.

Совсем еще недавно считалось, что между мантией и *внешним ядром* существует переходная зона D" мощностью около 100 км (в интервале глубин 2780 – 2890 км), а между *внешним и внутренним ядром* – переходная зона F мощностью около 550 км (в интервале глубин 4600 – 5150 км). Однако высокоразрешающая глубинная сейсмология последних лет опровергла эти представления и доказала, что скорости упругих волн на глубинах 2891 и 5150 км возрастают скачкообразно, хотя выше обеих границ, действительно, наблюдается постепенное (градиентное) увеличение скоростей упругих волн. Это является исторической причиной пока существующего разрыва в сплошном буквенном обозначении

сейсмических оболочек твердой Земли: внутреннее ядро Земли обозначается как *оболочка G* из-за того, что в прежней классификации название оболочки F сохранялось за переходной зоной, существование которой к настоящему времени опровергнуто.

Таким представляется внутреннее строение Земли по данным сейсмологии. Понятно, что условия распространения упругих волн, которыми оперирует этот раздел геофизики, определяются сложным сочетанием различных параметров среды, через которую проходят волны, в первую очередь ее химическим составом, плотностью, температурой, агрегатным и фазовым состояниями. Геодинамику в конечном итоге интересует именно распределение этих параметров в различных оболочках твердой Земли.

Фундаментальное положение описанной выше скоростной модели Земли состоит в том, что наша планета является радиально симметричным телом и состоит из серии концентрических оболочек, представляющих железистое ядро (сейсмические оболочки E и G), силикатную мантию (B, C и D) и алюмосиликатную кору (A).

Плотность оболочек закономерно возрастает к центру Земли (рис. 1.2.2.2). Средняя плотность коры – единственной оболочки Земли, доступной, хотя и не целиком, для непосредственного наблюдения, составляет $2,67 \text{ г/см}^3$. Это значение несколько выше средней плотности магматических и метаморфических пород кислого и среднего составов, которыми, как известно, представлена верхняя часть континентальной коры (“гранитный слой”, или SIAL). В мантии плотность постепенно возрастает за счет сжатия силикатного вещества и фазовых переходов (см. раздел 1.2.4) от $3,3 \text{ г/см}^3$ в подкоревой части до $5,5 \text{ г/см}^3$ в низах нижней мантии. На границе Гутенберга (2891 км) плотность скачком увеличивается почти вдвое – до 10 г/см^3 во внешнем ядре. Еще один скачок плотности, но менее интенсивный – от $11,4$ до $13,8 \text{ г/см}^3$, происходит на границе внутреннего и внешнего ядра (5150 км). Нетрудно заметить, что эти два резких плотностных скачка в недрах Земли имеют различную природу: верхний отражает смену химического состава вещества (переход от силикатной мантии к железистому ядру), а нижний – смену его агрегатного состояния (переход от жидкого внешнего ядра к

твердому внутреннему). В центре Земли плотность вещества достигает $14,3 \text{ г/см}^3$.

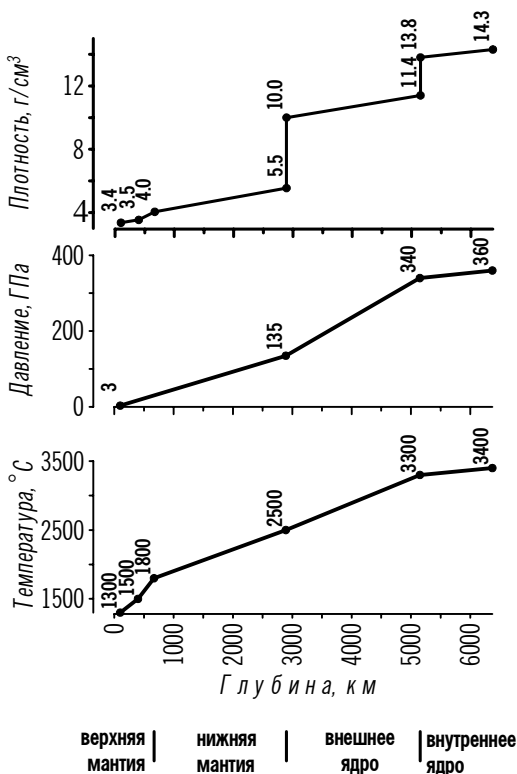


Рис. 1.2.2.2. Изменение физических параметров в недрах Земли.

Давление (см. рис. 1.2.2.2) в недрах Земли рассчитывается на основании ее плотностной модели. Учитываются, во-первых, сжатие однородной среды за счет веса вышележащих оболочек (литостатическое давление), во-вторых, фазовые переходы в однородных по химическому составу оболочках (в частности, в мантии) и, в-третьих, химические отличия оболочек (например, коры и мантии или мантии и ядра). На подошве континентальной коры мощностью 35 км и средней плотностью $2,67 \text{ г/см}^3$ давление составляет $0,9 \cdot 10^9 \text{ Па}$, или примерно 1 ГПа ($1 \text{ ГПа} = 10^9 \text{ Па} = 10^9 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-2}$). В мантии Земли давление растет в первом приближении по линейному закону и на ее подошве (границе Гутенберга) достигает 135 ГПа. Во внешнем ядре градиент роста давления увеличивается, а во внутреннем ядре, наоборот, уменьшается. Расчетные величины давления на границе между

внутренним и внешним ядрами и вблизи центра Земли составляют соответственно 340 и 360 ГПа.

Расчет *температуры* (см. рис. 1.2.2.2) в недрах Земли представляет наиболее сложную задачу, поскольку он сильно зависит от наших априорных представлений, во-первых, об источниках тепловой энергии Земли и, во-вторых, о механизме теплопереноса в ее глубоких недрах. Обе эти проблемы будут неоднократно обсуждаться в дальнейшем, пока же отметим, что они до настоящего времени не решены и остаются ключевыми для глобальной геофизики и геодинамики.

Исходя из того, что литосфера Земли, включающая кору и самую верхнюю часть мантии, является твердым телом, ее можно в первом приближении считать *тепловым погранслоем*, в котором отсутствуют собственные источники тепла (за исключением верхней коры), преобладает кондуктивный (молекулярный) механизм теплопереноса и наблюдаются максимальные температурные градиенты. По определению (см. раздел 2.2), подошва литосферы соответствует температуре солидуса мантийного вещества (примерно 1300°C). Соответственно это значение температуры можно принять для верхней мантии на глубине около 100 км. Температурный градиент в литосфере, таким образом, составляет в среднем около 10°C/км, в то время как в верхней коре, где присутствуют собственные источники тепла (радиоактивные элементы), геотермический градиент значительно выше и достигает 20 – 30°C/км.

В подлитосферной мантии Земли происходит переход к преимущественно конвективному механизму теплопереноса. Температура в слое, охваченном интенсивной конвекцией, увеличивается с глубиной приблизительно по *адиабатическому закону*, т.е. за счет сжатия вещества мантии под действием веса вышележащих слоев при отсутствии теплообмена с окружающей средой. Интенсивное перемешивание мантии конвекцией приводит к резкому снижению в ней температурного градиента. Кроме того, как будет показано в разделе 1.2.4, в химически однородной мантии существуют как минимум два фазовых перехода – на глубинах 400 км (граница Леман) и 660 – 670 км (граница верхней и нижней мантии). Фазовые переходы влияют на интенсивность конвекции и температуру пород. В предположении о том, что конвекция охватывает всю мантию, а в последней существуют две

фазовые границы, температура на глубине 400 км (граница Леман) определяется как 1500°C , на глубине 670 км (граница верхней и нижней мантии) – 1800°C , а на глубине 2891 км (граница “ядромантия”, или граница Гутенберга) – 2500°C . Температурный градиент в мантии составляет менее $1^{\circ}\text{C}/\text{км}$, в связи с чем мантию Земли в первом приближении допустимо считать *изотермичной*.

Используя тот же подход, можно рассчитать температуру в ядре Земли, конечно, учитывая при этом его железистый состав, принципиально отличающийся от состава силикатной мантии. На границе жидкого внешнего и твердого внутреннего ядра (5150 км) температура составляет 3300°C , а в центре Земли достигает примерно 3400°C .

Заметим, что в приведенных расчетах температуры мантии и ядра мы не привлекали никаких дополнительных источников тепла, кроме адиабатических, т.е. предполагали, что разогрев вещества мантии происходит исключительно за счет его сжатия и объясняется лишь работой, совершаемой силами давления над элементами среды при уменьшении их объема. Нашу оценку температур, таким образом, следует считать минимально возможной, но в то же время и наиболее вероятной, поскольку ни мантия, ни ядро, как будет показано в дальнейшем, не генерируют значительного радиогенного тепла. Но даже если предположить предельно высокие (при этом, конечно, реальные) содержания радиоактивных элементов в мантии и ядре, то приведенные выше оценки температур увеличатся примерно лишь на 20%: в частности, для центра Земли температура окажется равной не 3400°C , а чуть выше 4000°C .

Рассмотренная модель твердой Земли показывает, что наша планета представляет собой достаточно сложную механическую систему. Вращающийся толстостенный (кора и мантия, около 3000 км) шар имеет внутреннюю полость примерно такого же радиуса, заполненную тяжелой жидкостью (внешнее ядро). В этой полости находится небольшое шарообразное твердое внутреннее ядро, радиус которого (около 1200 км) немногим меньше радиуса нашей планеты-спутника Луны. Внутреннее ядро удерживается в центре системы силами тяготения, но может вращаться иначе, чем мантия, что служит причиной собственных колебаний Земли.

Рис. 1.2.2.3 позволяет сравнить массы основных оболочек

твердой Земли. Основная часть массы нашей планеты (около 68%) приходится на ее относительно легкую, но мощную мантию, из которой примерно 50% – на нижнюю мантию и около 18% – на верхнюю. Оставшиеся 32% общей массы Земли приходятся в основном на ядро, причем его жидкая внешняя часть (29% общей массы Земли) гораздо тяжелее, чем внутренняя твердая (около 2%). На кору остается лишь менее 1% общей массы планеты.

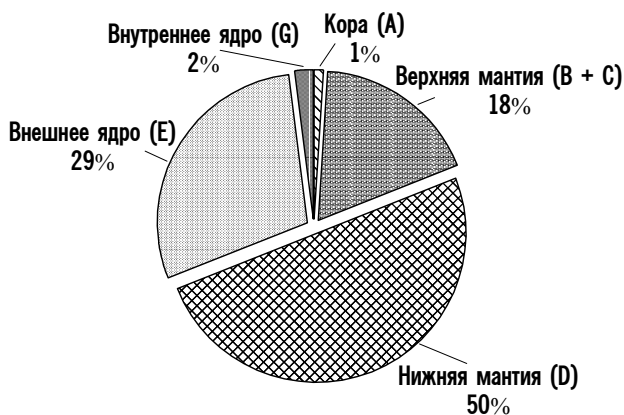


Рис. 1.2.2.3.
Массы основных оболочек твердой Земли.

Перейдем к более подробному описанию трех основных оболочек твердой Земли – ее коры, мантии и ядра.

1.2.3. Земная кора

Хотя земная кора – единственная оболочка твердой Земли, частично доступная для непосредственных наблюдений, большая часть представлений о коре в целом базируется на данных об изменении скоростей упругих волн с глубиной, соотнесенных с лабораторными определениями тех же скоростей в различных породах при давлениях и температурах, характерных для условий коры.

Существует два основных типа коры – *континентальная* и *океанская*, принципиально отличающиеся по структуре, составу, возрасту и генезису.

Континентальная кора имеет среднюю мощность около 35 км. Средняя высота континентальных областей, занимающих около 30% земной поверхности, составляет + 870 м над уровнем моря, при самой высокой точке + 8848 м (гора Эверест). Континентальная кора представлена породами, образовавшимися на протяжении интервала, охватывающего большую часть геологи-

ческой истории Земли – древнейшие на сегодняшний день радиологические датировки пород и минералов континентальной коры составляют 3,8 млрд лет (Гренландия) и 4,1 млрд лет (Австралия).

Структуры верхних горизонтов континентальной коры делятся на следующие главные типы: 1) денудированные материковые *щиты*, сложенные изверженными и высокометаморфизованными докембрийскими породами; 2) материковые *платформы*, на которых развит слабоскладчатый чехол сравнительно молодых осадочных пород, лежащих на докембрийском фундаменте; 3) молодые *складчатые пояса* (горы), в разрезе которых всегда присутствуют как сравнительно более древние сильнодислоцированные породы, так и молодые интрузивные и эффузивные породы.

Под материковыми платформами континентальная кора имеет наиболее полный разрез и состоит из трех слоев (рис. 1.2.3.1, а).

Верхний слой, как правило, представлен осадочными

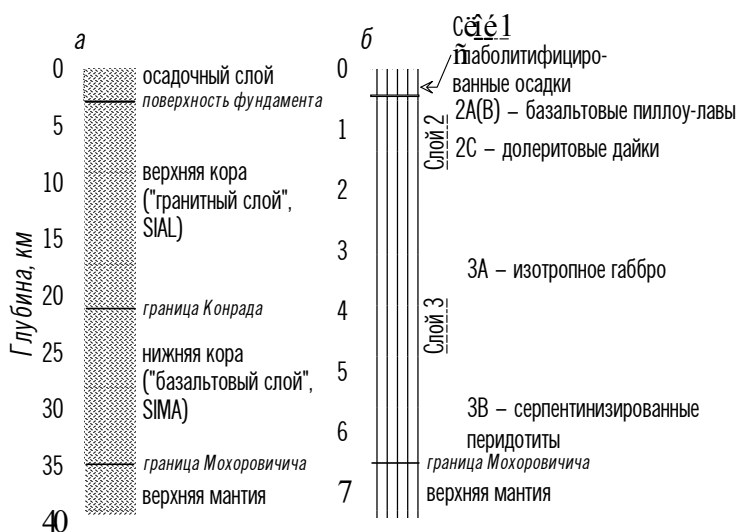


Рис. 1.2.3.1. Колонки континентальной (а) и океанской (б) коры.

породами, часто с подчиненными включениями вулканических и слабометаморфизованных пород, с диапазоном изменения скоростей Р-волн от 2 до 5 км/с. Этот слой условно называется *осадочным*, его средняя мощность около 2,5 км.

Под ним залегает собственно *верхняя кора* (в устаревшей терминологии – “гранитный слой”), характеризующаяся узким диапазоном изменения скоростей *P*-волн от 5,9 до 6,5 км/с. Составы интрузивных пород, которыми представлена верхняя кора, на самом деле значительно различаются и колеблются от средних диоритов (55 – 60% SiO₂) до гораздо реже встречающихся собственно гранитов (более 70% SiO₂), поэтому и средний состав верхней коры ближе к составу гранодиоритов. Подошвой верхней континентальной коры служит граница Конрада, а средняя мощность верхней коры составляет около 18,5 км.

В *нижней коре* (в устаревшей терминологии – “базальтовом слое”) скорости *P*-волн изменяются в интервале от 6,5 до 7,6 км/с. Состав нижней континентальной коры известен хуже, чем верхней, поскольку на поверхности Земли слагающие ее породы нигде не обнажаются. В настоящее время наиболее популярна модель, согласно которой нижняя кора большей части континентов сложена гранулитами среднего-основного состава (45 – 60% SiO₂). Средняя мощность гранулитовой нижней коры 14 км. Однако для объяснения природы нижней коры, например, современных складчатых поясов предлагаются другие, более сложные модели. Здесь состав нижней коры предполагается более основным (анортозитовым) за счет того, что при горообразовании нижняя кора нагревается и из нее выплавляются кислые магмы, мигрирующие в верхнюю кору. Анортозитовая модель нижней коры складчатых поясов обеспечивает тот же диапазон изменения в ней скоростей *P*-волн, что гранулитовая модель, но предполагает резкое увеличение мощности нижнекорового слоя. Следствием этого является и увеличение суммарной мощности континентальной коры под современными складчатыми поясами (до 80 км).

Океанская кора имеет среднюю мощность 6 – 7 км, причем на всем пространстве, где экспонирована океанская кора (а это около 70% земной поверхности), за исключением срединно-океанских хребтов, подводных гор и плато, ее мощность остается примерно постоянной. Средняя глубина океанских котловин – около 4,5 км (при максимальной глубине 11 022 м в Марианской впадине). Возраст древнейших пород океанского дна – чуть больше 160 млн лет (средняя юра). Это означает, что вся современная океанская кора образовалась в интервале времени, составляющем всего 3 – 4% от геологического возраста Земли.

В океанах выделяются три основные геоморфологические провинции: *срединно-океанские хребты* со средней глубиной гребней около 3 км; *океанские абиссали* со средней глубиной 6,5 км и *континентальные окраины*, которые могут быть *пассивными* или *активными* (в первом случае окраине соответствует *континентальный склон*, во втором – *глубоководный желоб*).

Наиболее полный разрез океанская кора имеет под абиссальями и состоит из трех слоев, для которых принято цифробуквенное обозначение (рис. 1.2.3.1, б).

Слой 1 представлен слаболитифицированными терригенными осадками, его средняя мощность 0,4 км. Столь незначительная мощность осадочного слоя океанской коры объясняется, с одной стороны, удаленностью большей части океанского пространства от источников сноса терригенного материала (окраин континентов), а с другой, – тем, что большая часть океанского дна расположена глубже уровня карбонатной компенсации, начиная с которого в океанской воде практически отсутствует свободный кислород, и карбонаты в ней растворяются. Соответственно на мощность терригенных осадков слоя 1 в открытом океане существенно влияют преобладающие направления ветров (эоловый разнос частиц осадков) и течений (переотложение осадков на океанском дне).

В среднем по всем океанам мощность слоя 1 закономерно возрастает в стороны от срединно-океанских хребтов, где кора имеет самый молодой (в рифтовых зонах хребтов – “нулевой”) возраст, и осадки попросту отсутствуют, поскольку не успевают накопиться. Напротив, вблизи континентальных окраин, где океанская кора наиболее зрелая, а источник сноса расположен близко, мощность осадочного слоя резко увеличивается, иногда до 12 – 15 км, а в разрезе осадочного слоя могут появляться подчиненные карбонатные прослои, поскольку континентальный склон частично расположен выше уровня карбонатной компенсации.

Скорость распространения *P*-волн в слаболитифицированных осадках слоя 1 океанской коры варьирует в диапазоне 1,6 – 2,5 км/с.

Слой 2 имеет среднюю мощность 1,4 км, изменяющуюся в пределах от 1,0 до 2,5 км. Скорость распространения *P*-волн в нем варьирует в пределах 3,4 – 6,2 км/с. Слой 2 в целом представлен оливиновыми базальтами (толеитами) с низким содержанием

калия, причем средний состав слоя 2 остается практически постоянным для коры всего Мирового океана.

Вместе с тем современные модели океанской коры предлагают разделение слоя 2 на три подслоя, соотношение (и даже присутствие) которых в разрезе океанской коры зависит от степени ее зрелости (возраста). Верхний *подслой 2А* присутствует только в современной коре рифтовых зон срединно-океанских хребтов, охваченной интенсивной гидротермальной циркуляцией. Мощность подслоя 2А изменяется от 0 до 1 км. Характерная форма пород подслоя 2А, образующихся в процессе мгновенного застывания базальтовой лавы при контакте с холодной океанской корой, закрепила за ними название *подушечных лав*, или *пиллоу-лав (базальтов)*. При изначально магматическом происхождении пористость и водонасыщенность пиллоу-лав подслоя 2А вызывает понижение в нем скоростей *P*-волн в среднем до 3,6 км/с (для самых верхних горизонтов только что образовавшихся толеитовых базальтов подслоя 2А зарегистрированы даже аномально низкие скорости до 2,1 км/с, позволяющие оценить пористость базальтов в 30 – 50%). Однако пористость и водонасыщенность базальтов быстро и резко снижаются почти сразу после их формирования, в связи с чем они преобразуются в *подслой 2В* с замещением пор вторичными минералами – кальцитом, кварцем и др. Скорости *P*-волн в подслое 2В возрастают до 4,8 – 5,5 км/с. Средняя мощность нижнего *подслоя 2С* составляет 1 км, он характеризуется скоростями *P*-волн 5,8 – 6,2 км/с и представлен интрузивными аналогами базальтов – пластинчатыми долеритовыми дайками.

Слой 3 имеет среднюю мощность около 5 км и в современных моделях океанской коры подразделяется на две части: верхний *подслой 3А* со скоростями *P*-волн 6,5 – 6,8 км/с и нижний более высокоскоростной *подслой 3В* (7,0 – 7,7 км/с). Подслоем 3А представлен *изотропным габбро*, кристаллизующимся на стенках магматической камеры, а подслоем 3В – *серпентинизированными перидотитами*, образующимися за счет гидратации верхней мантии в условиях интенсивной гидротермальной циркуляции. Таким образом, подслоем 3В в отличие от всей остальной океанской коры первично мантийного происхождения.

В самые последние годы океанским глубоководным бу-

рением установлено, что сейсмическая граница между слоями 2 и 3 может смещаться вверх по разрезу океанской коры и располагаться в пределах долеритов слоя 2С, отражая их уплотнение, связанное с уменьшением пористости. Если эта особенность универсальна (пока она зафиксирована только в одной из немногих скважин глубоководного бурения, проникших в глубокие горизонты океанской коры), то это означает, что между слоями 2 и 3 океанской коры существует постепенный петрологический переход.

Наши знания об океанской коре были бы неполными и, во всяком случае, гораздо менее детальными, если бы базировались только на данных драгирования (отбора образцов с поверхности) и глубоководного бурения собственно в Мировом океане. К счастью, на Земле есть объекты, гораздо более доступные для наблюдения, чем океанское дно, и вместе с тем позволяющие судить о строении и составе океанской коры. Это *офиолиты* – останцы океанской коры, сохранившиеся в современных и древних складчатых поясах, возникших на месте закрывшихся океанов. Об образовании офиолитов подробнее пойдет речь в разделе 4.1. Пока же отметим лишь, что в офиолитовых комплексах последовательно обнажаются все слои бывшей океанской коры и даже, что особенно важно, самых верхних слоев мантии, которая под океанами, конечно, совершенно недоступна для непосредственного наблюдения. Типичный разрез офиолитов и его аналогии со слоями современной океанской коры приведены в табл. 1.2.3.1. Сходство офиолитов с океанской корой и литосферой подчеркивается практически полной идентичностью химического состава по содержанию основных окислов с некоторыми отличиями в концентрациях редких элементов.

Данные о химическом составе двух основных типов коры, континентального и океанского, приведены в табл. 1.2.3.2. Прежде чем их анализировать, отметим, что сама возможность объективной оценки среднего состава коры появилась у геологов лишь сравнительно недавно (с конца 1960-х годов). До этого попытки определить состав коры были основаны на средневзвешенных значениях по всем разновидностям пород, найденным на поверхности Земли. Однако такой подход непригоден по двум причинам. Во-первых, что касается глубокозалегающих пород континентальной коры, то они были недостаточно изучены,

поскольку плохо представлены на поверхности, а во-вторых, о породах океанской коры, особенно ее глубинных частей, в то время имелись лишь самые туманные представления, а природа офиолитов попросту была неясна.

Данные, приведенные в табл. 1.2.3.2, выражены через основные окислы, а если показать содержание химических элементов по отдельности, то самыми распространенными в коре окажутся кислород (43,13%), кремний (26%) и алюминий (7,45%). Взятые вместе 10 наиболее распространенных окислов, приведенных в табл. 1.2.3.2, составляют более 99% земной коры по весу.

Таблица 1.2.3.1. Сопоставление типичного разреза офиолитового комплекса со слоями современной океанской литосферы

Офиолитовый комплекс	Океанская кора
Глубоководные осадки	Слой 1
Базальтовые (толеитовые) подушечные лавы, переходящие в долеритовые дайки	Слой 2
Габбро	Слой 3 (подслоя 3А)
Оливиновые габбро, пироксениты, перидотиты (частично серпентинизированные)	<u>Слой 3 (подслоя 3В)</u> <i>Граница М</i>
Гарцбургиты, лерцолиты, дуниты	Верхняя мантия

Таблица 1.2.3.2. Химический состав континентальной и океанской коры

Окислы	Содержание, %	
	Континентальная кора	Океанская кора
SiO ₂	60,2	48,6
TiO ₂	0,7	1,4
Al ₂ O ₃	15,2	16,5
Fe ₂ O ₃	2,5	2,3
FeO	3,8	6,2
MnO	0,1	0,2
MgO	3,1	6,8
CaO	5,5	12,3
Na ₂ O	3,0	2,6
K ₂ O	2,8	0,4

Видно, что континентальная кора резко отличается от океанской повышенным содержанием кремния и калия и пониженным – двухвалентного железа, магния и кальция. Кроме того, в верхней части континентальной коры (зоне изотопного

обогащения) отмечаются повышенные содержания главных долгоживущих радиоактивных изотопов – урана, тория и калия. Например, концентрация урана в гранитах достигает $3,5 \cdot 10^{-4} \%$, а в осадочных породах – $3,2 \cdot 10^{-4} \%$. Содержания радиоактивных элементов в различных породах континентальной коры могут сильно варьировать, но отношения $U/Th \approx 5$, $K/U \approx 10^4$ и $K/Th \approx 3 \cdot 10^3$ сохраняются приблизительно одинаковыми. В океанской коре радиоактивных элементов, напротив, ничтожно мало: в среднем около $1,42 \cdot 10^{-6} \%$ ^{40}K , $1,66 \cdot 10^{-7} \%$ ^{238}U и ^{235}U и $3,4 \times 10^{-6} \%$ ^{232}Th .

Продолжим анализ других принципиальных отличий континентальной и океанской коры, помимо химических.

Мощность континентальной коры, при среднем значении 35 км, изменяется в широких пределах – от 20 до 80 км. Океанская кора, во-первых, гораздо тоньше (6 – 7 км) и, во-вторых, реальные значения ее мощности на всем пространстве Мирового океана остаются примерно постоянными и мало отличаются от среднего значения.

Расслоенность континентальной коры выражена гораздо менее четко, чем у океанской. Граница Конрада, разделяющая верхнюю и нижнюю континентальную кору, не выражена глобально, во многих регионах она отсутствует. Напротив, три слоя океанской коры на всем пространстве Мирового океана выделяются достаточно четко, и, хотя мощность и природа каждого из них зависят от возраста океанской коры и могут изменяться, суммарная мощность коры остается постоянной.

Возраст континентальной коры может достигать 3,8 – 4,1 млрд лет (ранний архей), что сопоставимо с геологическим возрастом Земли (4,6 млрд лет). В первом приближении самая древняя континентальная кора представлена на материковых щитах, окруженных более молодыми складчатыми комплексами. Возраст же коры современных океанов нигде не превышает среднеюрского (160 – 170 млн лет) и закономерно увеличивается в стороны от осей срединно-океанских хребтов, где океанская кора рождается и соответственно имеет “нулевой” возраст. Около 50% коры современных океанов сформировалось за последние 65 млн лет (в кайнозой), а примерно 70% всей коры современной Земли (площадь глубоководной части Мирового океана) образовалось за период, составляющий всего 3,5% от геологического возраста нашей планеты.

1.2.4. Мантия

Мантия представляет собой наибольшую по объему и весу оболочку твердой Земли, простирающуюся от подошвы коры на минимальной глубине 6–7 км под осевыми зонами срединно-океанских хребтов до границы Гутенберга на глубине 2891 км. Современные модели Земли предполагают, что мантия в целом, как и ее отдельные оболочки, в первом приближении гомогенна по латерали, а это является следствием интенсивного перемешивания мантии конвективными течениями (см. раздел 2.5). Вертикальная расслоенность мантии определяется изменениями минералогии и структуры слагающих ее силикатов.

О веществе, из которого состоит мантия, мы не имеем почти никаких прямых данных, поэтому все сведения о ее составе черпаются в основном из косвенных источников с введением определенных физических ограничений, базирующихся на данных о скоростях распространения упругих волн в мантии, их производных – расчетных величинах плотности, температуры и давления (см. раздел 1.2.2), а также на лабораторных экспериментах по поведению силикатов в условиях высоких давлений и температур.

Кроме того, для определения состава мантии Земли широко используются материалы о метеоритах, позволяющие проверить предположения о возможных составах вещества, из которого состояла первоначальная гомогенная Земля до ее дифференциации на оболочки (см. раздел 1.1). Дополнительные и чрезвычайно важные сведения о составе мантии удастся почерпнуть из анализа состава офиолитов, а также ксенолитов (включений) магматических пород, имеющих мантийное происхождение – базальтов, кимберлитов, лампроитов и некоторых других (см. раздел 1.2.3).

Важно помнить, что состав любых объектов, доступных для непосредственного петрологического исследования, будь то офиолиты, метеориты или глубинные породы, все равно не идентичен составу современной мантии Земли. Последний может быть лишь *модельным*, восстановленным с определенной долей вероятности, которая, разумеется, тем выше, чем обширнее источники информации, которые мы используем для моделирования.

Наиболее правомерный подход к изучению состава верхней мантии – задаться вопросом, из какого вещества могут образоваться *базальты*. Эти породы, несомненно, имеют первично мантийное происхождение и, кроме того, слагают почти всю океанскую кору и чрезвычайно широко распространены на суше (в отличие, например, от кимберлитов или лампроитов, которые хотя и имеют более тесное “родство” с мантией, но зато распространены в земной коре несравненно меньше, чем базальты). Поиски такого исходного вещества сводятся к выбору между двумя типами пород – *перидотитами* и *эклогитами*. Главное различие между ними состоит в том, что эклогит – метаморфическая порода, содержащая больше граната (как минимум 30%) и относительно мало оливина, в то время как в перидотите – собирательном названии обширной группы ультраосновных пород, наоборот, преобладают оливин (около 80%) и пироксен. В обеих породах при температурах и давлениях, характерных для верхней мантии, обеспечивается распространение *P*-волн со скоростью около 8 км/с.

Несколько фактов свидетельствуют в пользу перидотитового состава верхней мантии. Во-первых, под океанами выявлена анизотропия скоростей сейсмических волн в верхней мантии, при которой скорости в направлении, перпендикулярном срединно-океанским хребтам, на 15% выше, чем в направлении их простираения. Это объясняется ориентировкой кристаллов оливина, длинные оси которых вытянуты в одном направлении, в то время как в эклогите отсутствуют породообразующие минералы со сколько-нибудь сильной анизотропией роста. Во-вторых, именно измененный перидотит присутствует в нижней части офиолитовых комплексов, а также во включениях базальтов. В-третьих, плотность эклогитов слишком велика, чтобы обеспечить изостазию океанской литосферы (см. раздел 1.3).

При восстановлении среднего состава мантии следует учитывать, что ее верхние слои могут быть *деплетированными* (обедненными, истощенными) в результате того, что часть первичных компонентов мантии выплавилась и ушла на формирование океанской коры. С этой точки зрения состав верхней мантии непосредственно под срединно-океанскими хребтами (т.е. как раз там, где она ближе всего подходит к земной поверх-

ности) должен существенно отличаться от ее среднего состава.

В настоящее время предложено несколько вариантов модельного состава мантии. В простейшем из них она состоит из трех частей дунита (мономинеральной породы, целиком состоящей из оливина и представляющей полностью деплетированную мантию) и одной части базальта. Такая гипотетическая порода называется *пиролитом* (пироксен-оливиновой породой) и существует в нескольких формах в зависимости от температуры и давления. Нормальная форма *пироксенового пиролита* характерна для глубин до 80 км (самая верхняя часть мантии под океанами), глубже она переходит в *гранатовый пиролит* на глубинах 80 – 400 км (до границы Леман).

В отличие от теоретической пиролитовой модели мантии более сложные модели, основывающиеся преимущественно на экспериментальных определениях состава пород, имеющих мантийное происхождение, предполагают в качестве исходного вещества недеплетированной мантии *гранатовый лерцолит* – ультраосновную породу, в которой преобладает оливин (около 60%) с добавкой пироксена (около 30%), а среди второстепенных компонентов – шпинель, гранат и плагиоклаз.

Наконец, существуют модели мантии, берущие в качестве исходного вещества Земли состав метеоритов, представленных углистыми и железистыми хондритами (см. раздел 1.1), а затем постулирующие уход ряда элементов в ядро (железо) и кору (кремний, калий), в результате чего после дифференциации первично гомогенной хондритовой Земли на оболочки остается мантия, состоящая из *хондритовых силикатов*.

Таблица 1.2.4.1, в которой приведен средний состав мантии по трем моделям, демонстрирует замечательную особенность, а именно – сходство абсолютно независимых оценок модельного состава мантии – пиролитовой, лерцолитовой и хондритовой. Видно, что независимо от принятой модели по крайней мере на 90% мантия состоит из окислов кремния, магния и двухвалентного железа. Еще 5 – 10% представлены окислами кальция, алюминия и натрия. Таким образом, на 98% мантия состоит всего из шести перечисленных окислов.

Содержания радиоактивных элементов в мантии еще более ничтожны, чем в океанской коре: в среднем около $10^{-8}\%$ U, $10^{-7}\%$ Th и $10^{-6}\%$ K.

При более тонком послойном расчленении мантии (см. раздел 1.2.2) в ней выделяется зона пониженных скоростей (верхняя астеносфера), ограниченная на глубине 400 км разделом Леман. Помимо значительного уменьшения скоростей *P*- и *S*-волн, эта зона характеризуется также повышенной электропроводностью (пониженным сопротивлением). Причинами перечисленных эффектов служат наличие в верхней астеносфере небольших (первые проценты) порций базальтового расплава, а также присутствие в ней воды, очень незначительное количество которой (десятые доли процента) тем не менее резко понижает температуру плавления силикатов.

Таблица 1.2.4.1. Химический состав мантии Земли

Окислы	Содержание, %		
	Пиролитовая модель	Лерцолитовая модель	Хондритовая модель
SiO ₂	45,2	45,3	48,1
TiO ₂	0,7	0,2	0,4
Al ₂ O ₃	3,5	3,6	3,8
FeO	9,2	7,3	13,5
MnO	0,14	0,1	0,2
MgO	37,5	41,3	30,5
CaO	3,1	1,9	2,4
Na ₂ O	0,6	0,2	0,9
K ₂ O	0,13	0,1	0,2

Таким образом, положение подошвы верхней астеносферы (границы Леман) контролируется той глубиной, выше которой в мантии может присутствовать свободная вода. Каким бы невероятным ни показалось на первый взгляд, что вода может присутствовать в какой-бы то ни было форме глубоко в мантии, последняя состоит в том числе из минералов, содержащих кристаллизационную воду, которая заключена в их силикатных структурах в виде гидроксильных групп (роговая обманка, флогопит и др.). При условии, что эти минералы присутствуют в породе хотя бы в виде незначительных примесей, при малейших изменениях термического режима они будут подвергаться разложению, в результате чего высвободится вода и станет возможным плавление верхней мантии, которое без присутствия свободной воды было бы невозможным.

Нижняя астеносфера ограничивается двумя скоростными

разделами сверху и снизу, соответственно на глубинах 400 и 670 км. Поскольку они достаточно резкие и наблюдаются в узком диапазоне глубин, то, скорее, связаны с фазовыми, чем с химическими, изменениями.

Предположение о том, что расслоенность мантии обусловлена фазовыми переходами силикатных минералов, не затрагивающими их химический состав, было высказано еще в 1930-х годах, но доказать это не удавалось из-за трудностей технического характера: до конца 1960-х годов было невозможно получить в лабораторных условиях те давления и температуры, которые существуют в мантии на глубинах более 200 км. Сейчас данная задача решена, и фазовые переходы в мантии представляются следующим образом (рис. 1.2.4.1).

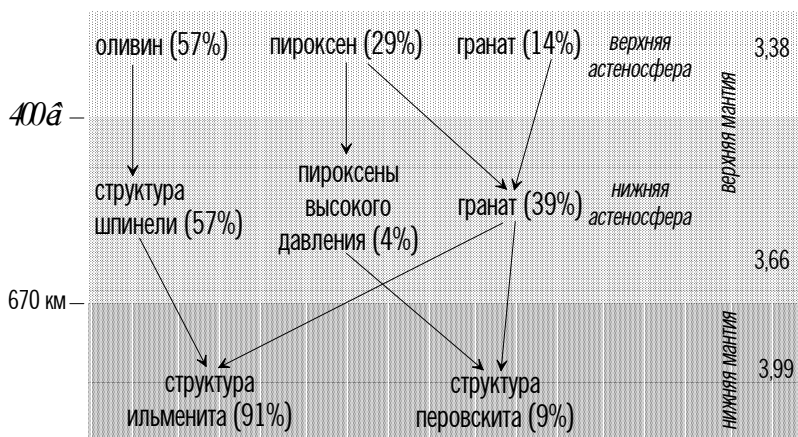


Рис. 1.2.4.1. Фазовые переходы в мантии.

Цифры – значения плотности, г/см³;
в скобках – содержание минеральных структур, %.

До глубины 400 км (верхняя астеносфера) мантия состоит из 57% оливина, 29% пироксена и 14% граната (лерцолитовая модель) и имеет плотность около 3,38 г/см³. На глубине 400 км оливин переходит в шпинель, а пироксен почти полностью – в гранат, в результате чего в интервале 400 – 670 км (нижняя астеносфера) образуется однородное вещество, состоящее из 57% шпинели, 39% граната и 4% пироксенов высокого давления. Плотность мантии в этом интервале увеличивается до 3,66 г/см³. Следующий фазовый переход имеет место на глубине 670 км (граница верхней и нижней мантии): шпинель и входящие в состав

граната силикаты магния, железа и алюминия принимают структуру ильменита (91%), а находящийся в составе граната силикат кальция и пироксены – структуру перовскита (9%). Последняя однородная смесь со средней плотностью в верхней части около $3,99 \text{ г/см}^3$ и представляет нижнюю мантию, в которой скорость сейсмических волн и плотность под действием давления вышележащих пород увеличивается монотонно, без скачков, до глубины 2891 км (см. рис. 1.2.2.2).

Самые нижние 200 – 300 км мантии над разделом Гутенберга (сейсмологи выделяют их в качестве слоя D'') характеризуются небольшим снижением скоростей сейсмических волн, предположительно обусловленным возрастанием температурного градиента вблизи границы ядра и мантии. Проведенные в самые последние годы лабораторные эксперименты позволяют предполагать, что в данном слое происходит реакция внешнего ядра с силикатной мантией, в результате которой перовскит и ильменит разлагаются на чисто металлическую и неметаллическую фазы. Этот процесс дифференциации очень важен, так как именно он, согласно одной из наиболее популярных моделей, приводит к росту железистого ядра Земли и перемешиванию ее мантийной оболочки, т.е. вызывает конвекцию (см. раздел 2.5).

Кратко просуммируем имеющуюся наиболее достоверную информацию о мантии Земли.

1. Вся мантия, за исключением верхних нескольких десятков километров, имеет один и тот же химический состав, подобный составу лерцолита – одной из разновидностей перидотита, состоящей в основном из оливина и пироксена.

2. В верхних нескольких десятках километров под раздвигающимися срединно-океанскими хребтами, где высоки температурные градиенты, лерцолит испытывает в больших объемах частичное плавление, причем в качестве остаточных пород (богатых оливином) кристаллизуются гарцбургит и дунит, которые и обнаруживаются в подошве надвинутых офиолитовых комплексов.

3. Во всех других местах верхней части мантии при более низких температурных градиентах происходит лишь ограниченное (первые проценты) частичное плавление лерцолита и образуются щелочные базальты. В этих случаях температура мантии

превышает температуру плавления влажного перидотита, чем и объясняется существование в верхней мантии зон пониженных скоростей и повышенной электропроводности.

4. Лерцолитовые минеральные ассоциации недеплетированной верхней мантии включают шпинель и гранат. Эти минералы характерны для ксенолитов базальтов и глубинных кимберлитовых трубок.

5. На глубине 400 км происходят фазовые изменения мантии, при которых оливин принимает структуру шпинели, а пироксен – граната; на границе верхней и нижней мантии (670 км) шпинель и гранат принимают соответственно структуры ильменита и перовскита. Эти фазовые изменения вызывают значительное повышение плотности, обусловленное перестройкой атомного каркаса минералов, без какого бы то ни было изменения химического состава.

1.2.5. Ядро

Ядро – сфероид со средним радиусом 3486 км, поверхность которого (раздел Гутенберга) расположена на глубине 2891 км, занимает центральную часть Земли. Раздел Гутенберга выражается резким изменением всех параметров (скорости и условий распространения сейсмических волн, плотности, градиентов давления и температуры), откуда следует однозначный вывод о химической природе границы мантии и ядра.

Прямые сведения о составе ядра отсутствуют, поэтому для его определения, помимо уже упоминавшихся условий распространения сейсмических волн, используются косвенные данные из нескольких источников. Достоверно известно, что: 1) ядро является наиболее плотной оболочкой Земли; 2) внешнее ядро (до глубины 5150 км) находится в жидком состоянии, а внутреннее – в твердом. Таким образом, проблема определения состава ядра состоит в том, чтобы подобрать подходящее вещество, которое при высоком давлении обладало бы установленной плотностью, а также объяснить, почему внутреннее ядро остается твердым, несмотря на его более высокую температуру по сравнению с внешним ядром.

Самая грубая оценка состава ядра может быть получена из хондритовой модели Земли (см. раздел 1.1.4), согласно которой

валовый состав гомогенной Земли до ее дифференциации на оболочки был близок к составу метеоритов-хондритов. Если из первичного хондрита убрать силикаты, которые впоследствии перешли в кору и мантию и состав которых, заметим, известен гораздо определеннее, чем состав ядра, то последнее должно состоять преимущественно из железа с добавкой некоторых других элементов: тем самым обеспечивается близкое совпадение с плотностью и другими наблюдаемыми параметрами ядра.

Есть еще один важный источник сведений, характеризующих ядро, – существование магнитного поля Земли, которое, как будет показано в разделе 1.5, генерируется во внешнем ядре по принципу работы динамомшины, приводимой в движение перемещением жидкости (конвекцией).

Наиболее простая модель (рис. 1.2.5.1, а) предполагает химически однородное ядро, состоящее из вещества, температура плавления которого возрастает с глубиной вследствие повышения давления быстрее, чем действительная температура. На границе мантии и ядра температура плавления падает в результате перехода от силикатов к железу. При условии, что кривая температуры плавления в ядре круче температурного градиента, жидкое состояние там должно смениться на твердое; это и определит границу между внешним и внутренним ядром.

Однако такое объяснение входит в противоречие с фактом существования магнитного поля Земли, для генерации которого температурный градиент в ядре должен быть по меньшей мере адиабатическим, в противном случае во внешнем ядре не будет поддерживаться конвекция, необходимая для возбуждения магнит-

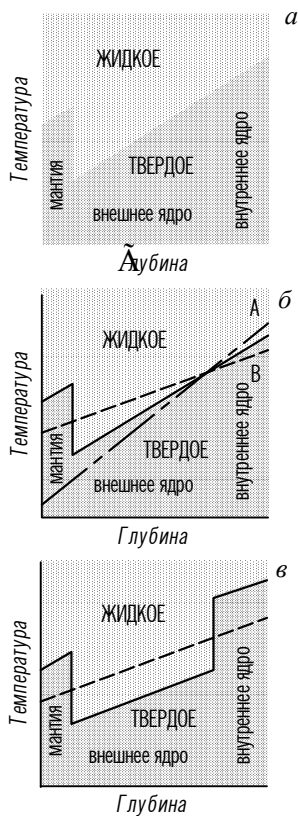


Рис. 1.2.5.1. Объяснение существования твердого внутреннего и жидкого внешнего ядра Земли (объяснение в тексте).

ного поля и его короткопериодных вариаций. Адиабата в однородном железном ядре будет круче, чем кривая температуры плавления (рис. 1.2.5.1, б). Иными словами, упрощенные оценки температуры в ядре были субадиабатическими (линия В), а линия А отображает минимальный температурный градиент, необходимый для существования конвекции во внешнем ядре. Однако взаимное расположение кривой температуры плавления однородного железного ядра и линии А на рис. 1.2.5.1, б ясно показывает, что внутреннее ядро в этом случае должно быть жидким, а внешнее — твердым, в полную противоположность тому, что наблюдается в действительности.

Таким образом, упрощенная модель однородного по химическому составу ядра оказалась несостоятельной и была отброшена. Более вероятная ситуация изображена на рис. 1.2.5.1, в. Показанная схема соответствует представлению, что внутреннее и внешнее ядро имеют, по-видимому, несколько различный химический состав и потому разные температуры плавления. При этом как внутреннее, так и внешнее ядро должно содержать в качестве основного компонента железо, как следует из хондритовой модели Земли, поскольку для генерации магнитного поля все ядро должно быть хорошим проводником, а другого достаточно распространенного на Земле элемента (вспомним, что ядро включает в себя треть массы нашей планеты), кроме железа, просто не существует.

Как было показано выше (см. рис. 1.2.2.2), плотность внутреннего ядра изменяется в интервале $13,8 - 14,3 \text{ г/см}^3$. Согласно результатам лабораторных экспериментов, в ходе которых создавались нужные давления (около 350 ГПа), эти значения плотности слишком велики для чистого железа. Единственно возможный дополнительный компонент, достаточно распространенный и имеющий подходящую плотность, — это никель, образующий, очевидно, во внутреннем ядре сплав с железом, как в железных метеоритах. Содержание никеля во внутреннем ядре составляет, по аналогии с метеоритами, 10 – 20%.

В то время как на внутреннее ядро приходится лишь 2% всей массы Земли, внешнее ядро имеет гораздо больший объем и массу (29%). Его плотность изменяется в интервале $10,0 - 11,4 \text{ г/см}^3$ (см. рис. 1.2.2.2). Лабораторные эксперименты показывают, что при давлениях около 140 ГПа, характерных для границы мантии и ядра, плотность чистого железа составляет около 11 г/см^3 .

Значит, для внешнего ядра чистое железо чересчур плотное и, в противоположность внутреннему ядру, оно должно быть разбавлено каким-то более легким веществом. На сегодняшний день единственным вероятным (достаточно распространенным) разбавителем железа во внешнем ядре представляется сера: ее 9 – 12%-ная смесь с железом и небольшой примесью никеля дает хорошее совпадение с плотностью внешнего ядра.

Кроме того, смесь железа и никеля с серой в указанных пропорциях начинает плавиться уже при 1000°C и оказывается полностью расплавленной при 1400°C, притом что чистое железо при соответствующих давлениях имеет более высокую температуру плавления (1535°C), а железо-никелевый сплав, из которого состоит внутреннее ядро, сохраняет твердое состояние до 4500°C. Таким образом, присутствие серы во внешнем ядре способно существенно понизить его температуру плавления. Этим удастся объяснить наличие более холодного, но жидкого внешнего ядра при более горячем, но твердом внутреннем ядре, как показано на рис. 1.2.5.1.

Суммируем имеющиеся сведения о ядре Земли.

1. Исходя из данных о плотности ядра, составе метеоритов и результатов лабораторных экспериментов, состав ядра определяется следующим образом: внутреннее твердое ядро, составляющее около 2% массы Земли, – железо-никелевый сплав (вероятно, около 20% Ni и 80% Fe); внешнее, находящееся в жидком состоянии ядро, составляющее 29% массы Земли, – смесь железа, серы и никеля (вероятно, 12% S, 86% Fe и 2% Ni).

2. Магнитное поле Земли накладывает ограничения на гипотезы об условиях в ядре, поскольку короткопериодные вариации поля указывают на динамичность его источника. Для того чтобы объяснить вариации магнитного поля Земли, необходимо допустить интенсивную конвекцию во внешнем ядре.

3. Результаты экспериментов по плавлению, экстраполированные в область давлений, характерных для ядра, показывают, что сплав Fe-Ni находится во внутреннем ядре в твердом состоянии, так как он плавится при температуре около 4500°C, которая не достигается, вероятно, даже в центре Земли. В то же время внешнее ядро находится в жидком состоянии, так как примесь серы понижает температуру плавления железа до 1000 – 1400°C.

1.3. Гравитационное поле и изостазия

Гравитационное поле, или *поле силы тяжести Земли*, – это силовое поле, создаваемое притяжением масс самой Земли, ее вращением, а также притяжением других космических тел. Основная характеристика поля – гравитационный потенциал W

$$W = V + U + Q, \quad (1.3.1)$$

где V – потенциал притяжения масс Земли; U – потенциал центробежных сил; Q – потенциал притяжения космических тел (Луны, Солнца и др.). Обычно притяжением космических тел (потенциалом Q) пренебрегают ввиду его малости, и выражение для потенциала гравитационного поля упрощается:

$$W = V + U. \quad (1.3.2)$$

Рассмотрим по отдельности две главные составляющие гравитационного поля, обусловленные ее массой (V) и вращением (U).

Если бы Земля не вращалась, а форма ее поверхности была идеальной сферой, то сила, действующая на единичную массу, расположенную на поверхности Земли, определялась бы из закона всемирного тяготения и второго закона динамики Ньютона как

$$g = \frac{fM}{R^2}, \quad (1.3.3)$$

здесь M – масса Земли, R – ее радиус, а f – гравитационная постоянная, в системе СИ равная $6,6732 \cdot 10^{-11} \text{ н} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{кг}^{-1}$.

Сила тяжести g имеет физический смысл и размерность ускорения; она также называется *ускорением свободного падения* и *ускорением силы тяжести*. Поскольку единицы, в которых в системе СИ измеряется ускорение ($\text{м}/\text{с}^2$), для целей практической гравиметрии слишком велики и потому неудобны, сила тяжести на поверхности Земли g обычно измеряется в миллигалах (мГал): $1 \text{ мГал} = 10^{-5} \text{ м}/\text{с}^2$.

Подставив в формулу (1.3.3) численные параметры Земли, приведенные в разделе 1.1.3, получим значение силы тяжести для идеальной сферической Земли, равное $9,8 \text{ м}/\text{с}^2$, или $980\,000 \text{ мГал}$.

Сравнивая величины силы тяжести на поверхности Земли и на поверхностях других планет Солнечной системы (рис. 1.3.1),

мы четко видим, что они определяются размерами и средней плотностью планет. Максимальная сила тяжести (около 23 м/с^2 , в два с лишним раза больше, чем на Земле) – на поверхности планеты-гиганта Юпитера, хотя его средняя плотность в четыре с лишним раза меньше земной. Зато у другого гиганта, имеющего самую низкую плотность среди планет Солнечной системы, – Сатурна – внешнее гравитационное поле сопоставимо с земным, хотя размеры Сатурна почти на порядок превышают размеры нашей планеты. Самые слабые внешние гравитационные поля в Солнечной системе – у плотных, но небольших планет земной группы, Марса и Меркурия – соответственно $3,72$ и $3,78 \text{ м/с}^2$.

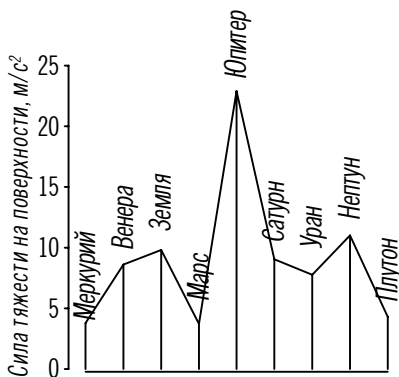


Рис. 1.3.1. Значения силы тяжести на поверхности планет Солнечной системы.

Поскольку Земля, как было показано в разделе 1.2.2, состоит из нескольких сферических оболочек, различающихся по плотности, заслуживает внимания вопрос, как будет изменяться сила тяжести внутри Земли. Является ли величина силы тяжести на ее поверхности максимальной, или же где-то в недрах Земли этот параметр выше?

Чтобы ответить на такой вопрос, возьмем за основу плотностную модель Земли, рассмотренную в разделе 1.2.2. Представим, что Земля состоит из произвольного числа бесконечно тонких сферических оболочек с однородной плотностью, а затем вычислим силу тяжести для каждой из оболочек. При этом будем иметь в виду, что в соответствии с законом всемирного тяготения (формула (1.3.3)) сила тяжести должна возрастать по мере приближения к центру масс (т.е. в нашем случае к центру Земли), но на каждом глубинном уровне результирующее значение силы тяжести будет являться разностью притяжения ниже- и вышележащих оболочек, обладающих различной плотностью.

Результаты расчетов представлены на рис. 1.3.2. Видно, что сила тяжести повышается от $9,8 \text{ м/с}^2$ на поверхности Земли до $10,1 \text{ м/с}^2$ вблизи границы верхней и нижней мантии (глубина

670 км) за счет приближения к центру масс. В нижней мантии сила тяжести сначала снижается из-за увеличения массы вышележащих оболочек, но с глубины около 1500 км вновь начинает расти, так как в этом глубинном интервале эффект приближения к центру масс уже “перевешивает” эффект возрастания массы вышележащих оболочек. Вблизи поверхности ядра (2891 км) сила тяжести достигает максимального значения $10,6 \text{ м/с}^2$, после чего начинается ее быстрое уменьшение: притяжение вышележащих оболочек, в число которых теперь к тому же включаются плотные области внешнего ядра, решительно “перевешивают” эффект приближения к центру масс. На границе внутреннего и внешнего ядра (5150 км) сила тяжести составляет всего $0,6 \text{ м/с}^2$, однако после перехода во внутреннее ядро за счет его высокой плотности и близости центра масс снижение силы тяжести замедляется. В центре Земли, естественно, сила тяжести равна нулю.

Поскольку Земля вращается вокруг своей оси с угловой скоростью $7,27 \cdot 10^{-5} \text{ рад/с}$, на единичную массу, расположенную на

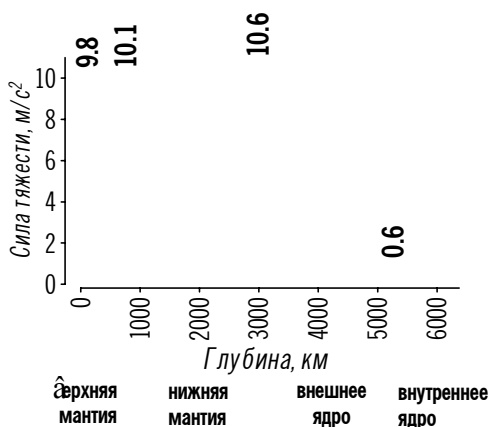


Рис. 1.3.2. Изменение силы тяжести в недрах Земли.

ее поверхности, действует, помимо силы тяжести g , центробежная сила (ускорение) C , равная

$$C = \omega^2 R \cos \varphi, \quad (1.3.4)$$

где ω — угловая скорость вращения Земли, а φ — географическая широта. Из (1.3.4) следует, что центробежная сила C максимальна

на экваторе и равна нулю на полюсах. Для оценки соотношения силы тяжести g и центробежной силы C положим $\varphi = 0$ (условия экватора, где сила C максимальна) и с учетом (1.3.3) и (1.3.4) запишем отношение

$$\delta = \frac{g}{C} = \frac{fM}{CR} = \frac{fM\omega^2}{R^3}. \quad (1.3.5)$$

Подставив в (1.3.5) численные параметры, приведенные в разделе 1.1.3, получим $C = 3,4 \cdot 10^{-2} \text{ м/с}^2$ и $\delta = 288,4$. Следовательно, даже на экваторе, где центробежная сила максимальна, она почти в 300 раз меньше силы тяжести.

Приведенные выше формулы получены для сферической Земли. Как уже сказано в разделе 1.1.3, более строго ее фигура аналитически описывается референц-эллипсоидом, полярная ось которого на 21 км короче экваториальной. Гравитационное поле референц-эллипсоида γ называется *нормальным гравитационным полем Земли*. Реальное поле g , измеренное на поверхности Земли, отличается от нормального на величину *гравитационной аномалии* Δg :

$$\Delta g = g - \gamma. \quad (1.3.6)$$

Гравитационные аномалии порождаются рельефом поверхности Земли, а также латерально неоднородной плотностью ее оболочек, т.е. именно теми факторами, которые в первую очередь интересуют геодинамику.

Сплюснутая форма Земли, вызванная ее вращением, обуславливает зависимость нормального гравитационного поля от географической широты φ :

$$\gamma = \gamma_0(1 + c_1 \sin^2 \varphi + c_2 \sin^4 \varphi), \quad (1.3.7)$$

где γ_0 – значение нормального гравитационного поля на экваторе, а также коэффициенты c_1 и c_2 определяются принятой моделью референц-эллипсоида. Согласно международному соглашению 1967 г., принята стандартная модель референц-эллипсоида *GRS67*, для которой $\gamma_0 = 9,78031846 \text{ м/с}^2$; $c_1 = 0,005278895$; $c_2 = 0,000023462$. Пользуясь моделью *GRS67*, легко определить, что на экваторе ($\varphi = 0^\circ$) нормальное значение силы тяжести на 5 мГал меньше, чем на полюсах ($\varphi = 90^\circ$).

Кроме теоретического описания фигуры Земли – референц-эллипсоида, существует также ее экспериментальное описание – геоид. *Геоид* – это одна из бесконечного множества эквипотенциальных поверхностей силы тяжести ($V = \text{const}$), совпадающая с невозмущенным уровнем Мирового океана. Высота ΔN геоида, измеряемая относительно референц-эллипсоида, называется вы-

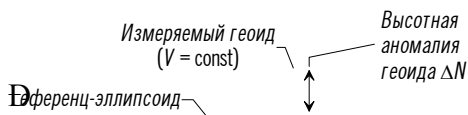


Рис. 1.3.3. Различие между геоидом и референц-эллипсоидом.

сотной *аномалией геоида* (рис. 1.3.3). Максимальные на Земле высотные аномалии геоида имеют порядок 100 м, что составляет примерно 0,5% от разности экваториального и полярного радиусов (21 км). Отсюда по-

нятно, что геоид, определяемый на основе спутниковых наблюдений с высокой точностью, очень мало отличается от аппроксимирующей поверхность Земли референц-эллипсоида, а это означает, что Земля имеет практически идеальную форму вращающегося жидкого тела.

Выше было рассмотрено изменение силы тяжести в недрах Земли (см. рис. 1.3.2). Обратимся теперь к анализу изменения гравитационного поля с удалением от поверхности Земли на высоту h , значительно меньшую радиуса Земли R . С учетом (1.3.3) закон изменения поля силы тяжести с удалением от поверхности Земли будет следующим:

$$\frac{dg}{dh} = \frac{dg}{dR} = -\frac{2fM}{R^3} = -\frac{2g}{R} \Rightarrow \delta g_h = \frac{-2gh}{R}. \quad (1.3.8)$$

Подставив в (1.3.8) численные значения g и R , получим

$$\delta g_h = -0,3086h, \quad (1.3.9)$$

где h выражено в метрах, а δg_h – в миллигалах. Таким образом, удаление от поверхности Земли всего на 100 м приводит к снижению интенсивности гравитационного поля на 30 мГал, что уже сопоставимо с амплитудой довольно крупной гравитационной аномалии, вызванной плотностной неоднородностью недр Земли. Гравитационные аномалии, вычисляемые по формуле (1.3.9), на-

зываются *аномалиями Фая*, или *аномалиями в свободном воздухе*. Они сильно коррелируют с рельефом Земли, поэтому использовать их для изучения плотностных неоднородностей ее недр неудобно: эффект от последних в гравитационном поле обычно гораздо слабее, чем от неровностей поверхности Земли, поскольку плотностной контраст между различными типами горных пород заведомо гораздо меньше, чем между любой горной породой и воздухом.

Другое дело, если, например, измерения силы тяжести ведутся на поверхности океана и требуется узнать рельеф его дна: для решения этой задачи аномалии Фая могут быть успешно использованы, так как основной вклад в них вносит плотностной контраст пород, слагающих океанское дно, и воды. Однако на суше рельеф ее поверхности, как правило, хорошо известен по геодезическим данным, поэтому аномалии Фая вместе с нормальным полем вычитают из наблюдаемого поля g , чтобы в остатке получить гравитационное поле, приведенное к единой поверхности геоида, т.е. чтобы в нем отсутствовали аномалии, связанные с разновысотностью измерений поля силы тяжести. Такая процедура называется *редуцированием*. С учетом (1.3.6) и (1.3.9) формула *редукции Фая*, или *редукции в свободном воздухе*, записывается в виде

$$\Delta g_{\phi} = g - (\gamma - 0,3086h) = g - \gamma + 0,3086h. \quad (1.3.10)$$

Обратим внимание на знак “плюс” в формуле (1.3.10). Он означает, что значение гравитационной аномалии в редукции Фая Δg_{ϕ} всегда увеличивается на ту величину, которой “недостает” в гравитационном поле из-за того, что оно измерено на высоте h *выше* поверхности геоида. Разумеется, в тех относительно редких случаях, когда измерения поля силы тяжести выполняются *ниже* поверхности геоида (например, под водой, в шахте и т.п.), поправка вводится с обратным знаком.

Сила тяжести, как правило, измеряется не в воздухе, а на реальной поверхности Земли. Это означает, что между уровнем, на котором выполняются измерения силы тяжести, и уровнем геоида (или референц-эллипсоида) присутствуют горные породы, плотность которых гораздо выше плотности воздуха. Чтобы в остатке получить гравитационные аномалии, связанные с распределением

плотности в недрах Земли, логично вычесть из наблюдаемого поля эффект притяжения горных пород, слагающих рельеф местности. Если эти породы аппроксимировать бесконечной горизонтальной пластиной мощностью h (превышение точки наблюдения над поверхностью геоида) и плотностью ρ_{nc} , то гравитационный эффект от такой пластины, называемой промежуточным слоем, составит

$$\delta g_{nc} = 2\pi f \rho_{nc} h. \quad (1.3.11)$$

Приняв в (1.3.11) некоторую постоянную среднюю плотность пород, слагающих рельеф Земли (например, среднее значение плотности континентальной коры $2,67 \text{ г/см}^3$), получим

$$\delta g_{nc} = 0,1119h, \quad (1.3.12)$$

где h выражено в метрах, а δg_{nc} – в миллигалах. Гравитационные аномалии, вычисляемые по формуле (1.3.12), называются *аномалиями Буге*. Соответственно измеренное гравитационное поле, из которого последовательно вычтены нормальное поле референц-эллипсоида γ , а затем эффекты от разновысотности наблюдений (аномалии Фая) и притяжения масс рельефа Земли (аномалии Буге), называется *полем силы тяжести в редукции Буге*:

$$\Delta g_B = g - (\gamma - 0,3086h + 0,1119h) = g - \gamma + 0,1967h, \quad (1.3.13)$$

где h выражено в метрах, а Δg_B – в миллигалах.

Понятно, что напрямую сопоставить можно только гравитационные аномалии в редукции Буге, вычисленные с одной и той же плотностью промежуточного слоя. Если, например, составляется карта гравитационного поля для материкового щита, то значение $\rho_{nc} = 2,67 \text{ г/см}^3$ окажется удобным, поскольку оно реально соответствует плотности горных пород, слагающих рельеф местности в данном регионе. В то же время для сводной карты гравитационного поля в редукции Буге на материковой платформе значение $\rho_{nc} = 2,67 \text{ г/см}^3$, скорее всего, окажется слишком высоким: реальные плотности осадочных пород, слагающих здесь рельеф местности, существенно меньше. И наоборот, если сводная карта составляется для региона, где рельеф местности слагают плотные породы основного и ультраосновного составов (например, для базальтового плато), то значение $\rho_{nc} = 2,67 \text{ г/см}^3$ окажется

слишком низким. В конкретных регионах при составлении карт поля силы тяжести используют индивидуальные значения ρ_{nc} , но при этом всегда указывают, для какой именно плотности промежуточного слоя вычислены аномалии Буге и выполнена редукция гравитационного поля.

Из сказанного выше понятно, что все редукции силы тяжести зависят от выбранной модели Земли – референц-эллипсоида с заданными параметрами и массой. Поэтому аномалии силы тяжести по своему физическому смыслу есть ничто иное, как показатель отклонения истинного распределения плотности в недрах Земли от того, которое принимается изначально.

Казалось бы, неровный рельеф земной поверхности, наличие на ней высоких гор и глубоких океанских впадин должны приводить к появлению крупных гравитационных аномалий. Согласно (1.3.12) горные цепи высотой тысячи метров должны обусловить гравитационные аномалии амплитудой сотни миллигал. Однако таких аномалий на Земле просто не существует, во всяком случае в тектонически спокойных регионах. В поле силы тяжести Земли, измеряемом со спутников, фиксируются лишь обширные низкоамплитудные (первые десятки миллигал) аномалии, связанные с неровностями поверхности геоида относительно референц-эллипсоида. Этот факт объясняется явлением *изостазии*, состоящим в том, что избыток или недостаток масс на поверхности Земли компенсируется обратным по знаку перераспределением масс в ее недрах. Механизм *изостатической компенсации* приводит к тому, что внешние оболочки Земли реагируют на приложенную к ним или снятую с них поверхностную нагрузку соответствующими вертикальными движениями и перераспределением масс в глубоких недрах.

Присутствие глубинной компенсации поверхностных масс подтверждается глобальным распределением аномалий гравитационного поля в редукции Буге (рис. 1.3.4). Над приподнятыми континентальными регионами это поле в целом отрицательно, а над океанами, наоборот, положительно. Поскольку, как уже сказано, по своему физическому смыслу гравитационное поле в редукции Буге отражает преимущественно глубинные плотностные неоднородности (из него, согласно (1.3.13), вычтен эффект от разновысотности наблюдений и плотности пород, слагающих

рельеф Земли), то остается предположить, что под континентами присутствует дефицит масс, а под океанами, наоборот, их избыток.

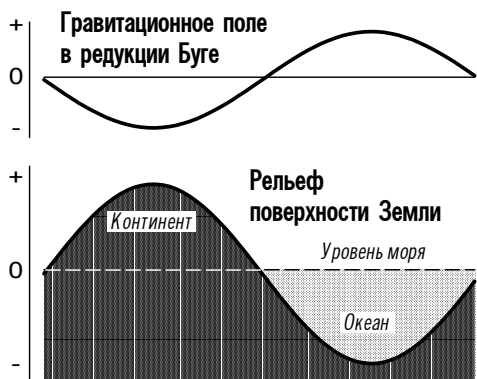


Рис. 1.3.4. Обратная корреляция между рельефом поверхности Земли и гравитационным полем в редукции Буге.

Принцип изостазии, таким образом, постулирует наличие в недрах Земли некоей поверхности (она называется *уровнем компенсации*), на которой давление вышележащих масс (а они для различных районов разные) всюду одинаково.

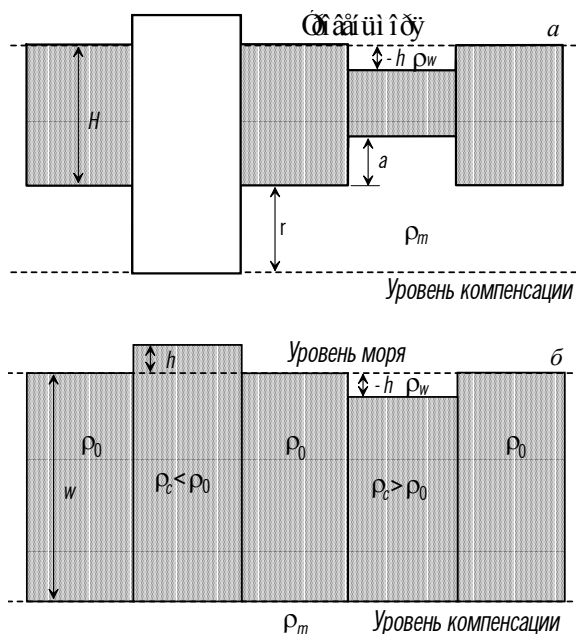


Рис. 1.3.5. Схемы изостатической компенсации.
а – по Эри,
б – по Пратту.

Существует несколько схем (моделей) изостатической компенсации, по-разному объясняющих ее механизм (рис. 1.3.5).

Схема Эри (рис. 1.3.5, а) предполагает, что внешняя оболочка Земли (земная кора) повсюду имеет одинаковую среднюю плотность ρ_c и подстиляется слоем с более высокой, но также постоянной плотностью ρ_m (верхней мантией). Неровный рельеф земной поверхности компенсируется в схеме Эри обратными по знаку ундуляциями подошвы коры (границы Мохоровичича). Толщина коры, поверхность которой совпадает с уровнем моря, равна H . Коровый блок, поверхность которого находится на высоте h над уровнем моря (геоида), имеет легкий “корень” плотностью ρ_c и толщиной r . На основании принципа гидростатического равновесия (закона Архимеда) можно оценить толщину “корня”:

$$r = \frac{\rho_c h}{\rho_m - \rho_c}. \quad (1.3.14)$$

Если на поверхности Земли имеется заполненная водой (плотность ρ_w) впадина, дно которой соответственно находится ниже поверхности геоида (h отрицательно), то под ней существует “антикорень” толщиной a :

$$a = \left(\frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_m - \rho_c} \right) h. \quad (1.3.15)$$

Таким образом, подошва коры (раздел Мохоровичича) в схеме Эри является как бы зеркальным отображением рельефа земной поверхности, а уровень изостатической компенсации располагается под самым глубоким “корнем”.

Схема Пратта (рис. 1.3.5, б) предполагает, что уровнем компенсации является подошва коры, глубина которой относительно уровня моря всюду одинакова и равна w , а неровности рельефа земной поверхности компенсируются плотностной неоднородностью коры. Например, под горными хребтами согласно этой схеме кора должна быть разуплотнена, а под океанскими впадинами – уплотнена. Переменная в горизонтальном направлении плотность коры $\rho(l)$ зависит от высоты рельефа h над уровнем моря (геоида):

$$\rho(l) = \rho_0 \frac{w}{w + h}, \quad (1.3.16)$$

где ρ_0 – “невозмущенная” плотность, соответствующая нулевому топографическому поднятию. Для поверхности ниже уровня моря (h отрицательно) переменная плотность коры определяется формулой

$$\rho(l) = \frac{\rho_0 w + \rho_w h}{w + h}. \quad (1.3.17)$$

Разумеется, ни одна из описанных выше схем изостатической компенсации нигде на Земле не выполняется “в чистом виде”. Понятно, что с геологической точки зрения совершенно нереальны ни одинаковая повсюду плотность коры, как в схеме Эри, ни одинаковая повсюду глубина залегания ее подошвы, как требует схема Пратта. Поэтому на самом деле изостатическая компенсация в любом регионе Земли обеспечивается сложным сочетанием многих факторов.

В глобальном плане взаимосвязь обеих схем изостазии вполне очевидна. Приведем в качестве примера уже рассмотренную в разделе 1.2.3 зависимость топографии, мощности и средней плотности двух основных типов земной коры, континентального и океанского. С одной стороны, высокое стояние поверхности континентов обеспечивается большей мощностью континентальной коры по сравнению с океанской, т.е. здесь наглядно просматривается действие схемы изостазии по Эри. Но, с другой стороны, различную топографию континентов и океанов можно объяснить разной средней плотностью континентальной и океанской коры, а это уже проявление изостазии по схеме Пратта.

Переходя от глобального масштаба к региональному, вспомним, что в большинстве случаев под горными сооружениями континентов наблюдаются утолщения коры (“корни гор”), а под осадочными бассейнами, верхняя часть коры которых представлена относительно легкими осадочными породами, наоборот, мощность коры сокращена. Это наглядное проявление схемы Эри. Однако на Земле встречаются и “бескорневые” горные сооружения, а фундамент осадочных бассейнов почти всегда характеризуется повышенной плотностью. Следовательно, изостазия таких регионов по крайней мере отчасти обеспечивается по схеме Пратта.

Одним словом, в каждом конкретном случае сложный реаль-

ный механизм изостатической компенсации может быть лучше понят, если его предварительно “расчленил” на абстрактные, но зато описываемые строгим физическим языком схемы Эри и Пратта.

Следующий принципиальный вопрос касается глубины уровня изостатической компенсации. В простейших схемах Эри и Пратта этому уровню примерно соответствует подошва коры. Действительно, резкий плотностной контраст на разделе Мохоровичича, казалось бы, должен играть ощутимую роль в изостатической компенсации. Но, как было показано в разделе 1.2, в качестве жесткой внешней оболочки Земли следует рассматривать не только кору, но и часть верхней мантии, объединяемые на основании близких реологических характеристик в литосферу. Под литосферой расположен ослабленный (астеносферный) слой верхней мантии, ведущий себя в геологических масштабах времени как жидкость, и именно в нем, судя по всему, должен находиться уровень изостатической компенсации, т.е. он расположен гораздо глубже, чем предполагается в упрощенных схемах Эри и Пратта.

Однако к настоящему времени установлено, что помимо глобально выраженной астеносферы дополнительные локальные ослабленные зоны выделяются также в нижней части континентальной коры (об этом подробнее см. раздел 4.3). В таких регионах изостатическая компенсация может осуществляться одновременно на двух уровнях – нижнем (астеносферном) и верхнем (коровом), причем в зависимости от локальной геодинамической обстановки тот или другой уровень компенсации может превалировать.

Объясняя физическую сущность явления изостазии, часто используют образную аналогию между блоками внешней жесткой оболочки Земли (коры или литосферы), находящимися в состоянии архимедова равновесия в подстилающем более плотном субстрате (астеносфере), и айсбергами, плавающими в океане. Чем выше поверхность айсберга над водой, тем больше его подводная часть (аналог “корня гор” в схеме изостазии по Эри). С современных позиций эту аналогию приходится частично пересмотреть. Например, неединственность уровней изостатической компенсации в недрах Земли, о которой шла речь выше, позволяет провести

такую аналогию: айсберг (литосферный блок) плавает в океане (астеносфера), но в нем самом имеется протаявшая область (верхняя ослабленная зона в нижней коре), в которой, в свою очередь, плавает небольшая льдина (верхнекоревый блок). Изостатическая компенсация в данном случае осуществляется независимо на двух совершенно разных уровнях.

Кроме того, аналогия со льдом не вполне состоятельна еще по одной причине. Дело в том, что по сравнению с большинством веществ вода является исключением, поскольку ее плотность в твердом состоянии (лед) меньше, чем в жидком. Следовательно, аналогия со льдом подходит для коры (она легче мантии, поскольку состоит из более легких пород – раздел Мохоровичича является в том числе геохимическим разделом), но никак не для литосферы. На подошве последней никаких геохимических изменений не происходит, а перидотит верхней мантии в литосферном (твердом) состоянии плотнее и тяжелее, чем в астеносферном (частично расплавленном). В таких условиях закон Архимеда, очевидно, перестает действовать – более плотная внешняя оболочка должна утонуть в менее плотном подстилающем субстрате. Легко объяснить, почему этого не происходит с континентальной литосферой – у нее всегда есть мощный и легкий “поплавок” (континентальная кора), плавучесть которого компенсирует избыточный вес подкоревой верхней мантии. Однако для океанской литосферы, имеющей очень тонкую и к тому же плотную кору, такое объяснение недостаточно, а потому требуются пересмотр и дополнение простейших схем изостазии.

Возвращаясь к схемам Эри и Пратта, легко заметить, что обе предполагают *локальную изостатическую компенсацию*, при которой каждый блок независимо реагирует на приложенную к нему или снятую с него нагрузку, опускаясь или, наоборот, поднимаясь. Но чтобы это условие выполнялось, надо допустить очень мелкую делимость коры и литосферы сквозными разломами, что крайне маловероятно. Поэтому современные модели предполагают *региональную изостатическую компенсацию*, при которой литосфера реагирует на приложенную или снятую нагрузку изгибом, амплитуда и скорость которого зависят не только от величины нагрузки, но и от изгибной *жесткости литосферы D*.

На рис. 1.3.6 показана схема региональной изостатической компенсации литосферы, к поверхности которой приложена наг-

рузка мощностью h , полушириной a и плотностью ρ_s . Амплитуда изгиба поверхности литосферы z составит

$$z_{\max} = h(\rho_s - \rho_w)(1 - e^{-\lambda a} \cos \lambda a) / (\rho_m - \rho_s), \quad (1.3.18)$$

где

$$\lambda = \sqrt[4]{(\rho_m - \rho_w)g / 4D}, \quad (1.3.19)$$

ρ_w и ρ_m – соответственно плотности воды и мантии, а g – сила тяжести.

Как прямо следует из (1.3.18) и (1.3.19), с увеличением жесткости литосферы $D \rightarrow \infty$, а $\lambda \rightarrow 0$, следовательно, абсолютно жесткая литосфера вообще не будет изгибаться под весом нагрузки. И наоборот, с уменьшением жесткости литосферы $D \rightarrow 0$, а $\lambda \rightarrow \infty$, при этом формула (1.3.18) превращается в формулу (1.3.15), описывающую изостатию по схеме Эри.

Как видно из рис. 1.3.6, упругий изгиб литосферы сопровождается оттоком от ее подошвы астеносферного материала, а

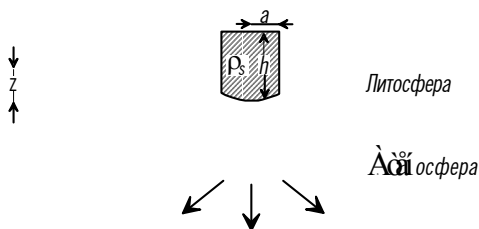


Рис. 1.3.6. Схема региональной изостатической компенсации.

также появлением характерных “вздутий” по периферии области приложения нагрузки. До тех пор, пока литосфера способна компенсировать приложенную к ней нагрузку своей упругостью (жесткостью D , или прочностью на изгиб), она будет находиться на поверхности Земли, стремясь к состоянию региональной изостатической компенсации или находясь в нем. Если же величина нагрузки превысит прочность литосферы на изгиб, в ней образуются сквозные расколы, после чего отдельные блоки литосферы либо перейдут в состояние локальной изостатической компенсации (если их средняя плотность меньше плотности астеносферы), либо утонут в подстилающем субстрате.

Амплитуда упругого изгиба литосферы, оцениваемая формулой (1.3.18), является предельной. Следовательно, какое-то

время после приложения нагрузки $z < z_{\max}$, а после снятия нагрузки, наоборот, $z > z_{\max}$. Литосфера в этот период *не полностью* изостатически скомпенсирована. В таких случаях говорят, что литосфера *стремится* к состоянию региональной изостатической компенсации.

По скорости восстановления изостазии (изостатического выравнивания) удается определить такой важнейший для геодинамики параметр, как вязкость астеносферы (см. раздел 2.2). Природа сама ставит для этого эксперименты: нарушение изостазии может происходить за счет, например, образования или таяния ледников, эрозии горных сооружений, осадконакопления. Если скорость любого из перечисленных процессов или хотя бы время его проявления удастся установить в каком-то регионе достаточно точно, а литосфера этого региона не полностью изостатически скомпенсирована, то по скорости изостатического выравнивания определяется вязкость астеносферной части верхней мантии, в которой это выравнивание происходит.

Например, уже в конце XIX века было установлено поднятие Фенноскандии, продолжающееся в течение 15 000 лет с максимальной скоростью до 10 мм/год, вызванное таянием плейстоценового ледника. В эпоху максимального оледенения мощность ледника здесь составляла более 2,5 км. Литосфера Фенноскандии реагировала на его нагрузку упругим изгибом амплитудой 600 – 700 м и латеральным оттоком астеносферы из-под подошвы литосферы (см. рис. 1.3.6). Позднее аналогичные исследования проводились в Антарктиде и Гренландии, где за счет веса ледовой нагрузки поверхность материков и в настоящее время погружена на 200 – 250 м ниже уровня моря. Проведенные наблюдения позволили оценить среднюю вязкость астеносферы под материками в 10^{21} Па · с.

1.4. Геотермия

Геотермия – один из наиболее спекулятивных разделов глобальной геофизики, поскольку все наши знания о распределении источников тепла и механизмах теплопереноса в Земле базируются на измерениях, выполненных на ее поверхности или вблизи нее. Однако это одновременно и один из самых важных разделов, так как распределение тепла в Земле прямо или косвенно определяет почти все проявления ее тектонической и магматической активности.

Хорошо известно, что большая часть тепла, попадающего на земную поверхность, приходит от Солнца, составляя 99,98% теплового бюджета поверхности Земли. Однако почти все это тепло излучается обратно в космос, не проникая в недра Земли глубже, чем на первые сотни метров и, таким образом, не оказывает почти никакого влияния на эндогенную активность Земли. Внутреннее тепло Земли, которое, собственно, и является предметом изучения геотермии, составляет всего около 0,02% от теплового бюджета земной поверхности, но именно оно и служит мерой эндогенной геодинамической активности нашей планеты.

Внутреннее тепло Земли имеет несколько главных источников.

По крайней мере часть его обязана своим происхождением радиоактивному распаду долгоживущих изотопов ^{40}K , ^{235}U , ^{238}U и ^{232}Th . Но содержания указанных радиоактивных изотопов в глубинных оболочках современной Земли (мантии и ядре) ничтожно малы (см. раздел 1.2 и главу 6). Одного радиоактивного распада явно не хватает для обеспечения современной геотермальной энергии. Однако не следует забывать, что за продолжительный период геологической эволюции часть радиоактивных изотопов испытала распад (а короткоживущие изотопы вообще распались полностью), а, значит, вклад радиогенного тепла в суммарный тепловой баланс молодой Земли был значительно выше современного.

Другая часть – это остаточное тепло, накопленное в недрах Земли еще с ранних стадий ее эволюции (в процессе начального разогрева, аккреционного, радиогенного и приливного, см. раздел 1.1.4), но пока не успевшее уйти в космическое пространство.

Наконец, наиболее мощным источником глубинного тепла Земли является гравитационная дифференциация ее недр (конвекция), начавшаяся на самых ранних стадиях эволюции Земли и продолжающаяся в настоящее время, часть энергии которой также переходит в тепло.

Таким образом, под *тепловым полем Земли* понимаются температура в ее недрах, с одной стороны, и плотность теплового потока на ее поверхности – с другой. Тепловое поле связано как с термическим режимом недр, так и со способностью различных оболочек Земли передавать глубинное тепло и самостоятельно его генерировать.

Тепловой поток Q – это то тепло, которое уходит из недр Земли через ее поверхность в атмосферу, а затем в космическое

пространство (те самые ничтожные 0,02% от теплового бюджета земной поверхности). Современная скорость потери тепла Землей примерно равна $4,3 \cdot 10^{13}$ Вт (Дж/с), или $1,35 \cdot 10^{21}$ Дж/год. Чтобы реальнее ощутить мощность Земли как тепловой машины, представьте себе 40 млрд обычных бытовых электронагревательных приборов, работающих вместе.

Естественно, что для геодинамики интерес представляют не только суммарные теплотери Земли, но и интенсивность, с которой они идут в различных регионах. Последняя характеризуется *плотностью теплового потока* q – удельной величиной, равной количеству тепла (джоулей), перенесенного за единицу времени (секунду) через единицу поверхности (квадратный метр) в определенном направлении. Соответственно плотность теплового потока q измеряется в $\text{Дж} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{м}^{-2}$ или в ваттах (Вт) на квадратный метр, причем для целей геотермии наиболее удобна дробная единица $1 \text{ мВт/м}^2 = 10^{-3} \text{ Вт/м}^2$. Иногда плотность теплового потока выражается в *единицах теплового потока (e.t.p.)*, где $1 \text{ e.t.p.} = 41,84 \text{ мВт/м}^2$.

Теплоперенос в Земле осуществляется преимущественно за счет двух механизмов – *молекулярного (кондуктивного)* и *конвективного*. Третий механизм *лучистого* теплопереноса, когда тепло переносится электромагнитным излучением, для недр Земли малосуществен, хотя перенос на Землю энергии от Солнца производится исключительно этим механизмом. Кондуктивный теплоперенос имеет место, когда в среде в каком-то направлении происходит передача энергии при столкновении между молекулами, без движения самой среды. Например, если с подошвой литосферы контактирует горячая астеносфера, то часть тепла последней неизбежно будет передаваться кондуктивным путем на поверхность литосферы, без какого-либо движения ее вещества. Конвективный же теплоперенос, напротив, связан с движением среды как целого. Его примерами в геологии служат, в частности, перенос тепла лавами вулканов и гидротермами.

Плотность кондуктивного теплового потока q на поверхности Земли описывается *законом Фурье*:

$$q = -k \frac{dT}{dz}, \quad (1.4.1)$$

где k – коэффициент теплопроводности, T – температура, а z – координата в направлении изменения температуры. Знак

“минус” в (1.4.1) отражает тот факт, что поток тепла направлен в сторону убывания температуры, т.е. из недр Земли по нормали к ее поверхности. Величина dT/dz характеризует скорость возрастания температуры с глубиной и называется *геотермическим градиентом*.

Геотермический градиент измеряется с помощью чувствительных приборов (термисторов), устанавливаемых на определенном вертикальном расстоянии друг от друга. На суше это делается обычно в буровых скважинах. Коэффициент теплопроводности k определяется либо в лаборатории по образцам керна, взятого из скважин, либо *in situ* по скорости повышения температуры при установке в скважине нагревательного устройства. На океанском дне обычно имеется достаточно мощный слой неконсолидированных осадков (см. раздел 1.2.3), позволяющий заглубить измерительный зонд длиной несколько метров. В зонде закрепляют термисторы, с помощью которых измеряют температуру, а значит, и геотермический градиент, в то время как сам зонд используется как пробоотборник: в его полости оказывается проба грунта, теплопроводность которого определяют уже в лаборатории на борту судна.

Коэффициент теплопроводности k (или *удельная теплопроводность*) измеряется в $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$ (или $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$) и служит мерой того, насколько легко тепло распространяется через материал, или, более строго, сколько тепла нужно подвести к нижней границе слоя единичной толщины, чтобы за единицу времени температура на его верхней границе изменилась на 1°C .

Простые эксперименты, которые ставит сама природа, показывают, что Земля очень плохо проводит тепло. Например, суточные вариации температуры едва ощущаются на глубине 1 м.

Благодаря этому, в частности, удается сохранять продукты жарким летом в деревенском погребе. Но напомним, что речь в данном случае идет лишь о кондуктивном теплопереносе, которому препятствует низкая теплопроводность почвы. Стоит оставить дверь в погреб открытой, как тепло проникнет туда конвективным путем вместе с нагретым воздухом, и продукты испортятся. Другой, более “геологический” пример низкой теплопроводности Земли – наличие в ней на глубине около 1 км слоя пониженной температуры, связанного с влиянием последнего оледенения, которое было, как известно, более 10 000 лет назад.

Зависимость распространения температурного возмущения от времени при нагревании или охлаждении материала определяется коэффициентом температуропроводности χ

$$\chi = \frac{k}{C_p \rho}, \quad (1.4.2)$$

где ρ – плотность материала, а C_p – его удельная теплоемкость. Величину χ можно использовать для получения полезных оценок некоторых термических эффектов в Земле. Температуропроводность литосферы, как уже отмечалось, чрезвычайно низка и составляет в среднем около $10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, а для проникновения температурных возмущений на расстояние l требуется время l^2/χ . Это значит, что если бы тепло в Земле распространялось только кондуктивным путем, то термическое событие, произошедшее на глубине 100 км (у подошвы литосферы), ощутилось бы на поверхности Земли лишь спустя $10^{16} \text{ с} \approx 300$ млн лет. На самом деле, для Земли характерен еще и конвективный механизм теплопереноса, и потому эффект от глубинных термических возмущений передается на поверхность гораздо быстрее, чем это следует из приведенной оценки.

Среднее по всем континентам значение плотности теплового потока (q_c) составляет $56,5 \text{ мВт}/\text{м}^2$, по океанам (q_o) – $102,2 \text{ мВт}/\text{м}^2$. Полный тепловой поток Q из недр Земли получается суммированием произведений континентального и океанского тепловых потоков на площади континентов (включая континентальные окраины) $S_c = 2 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$ и океанов $S_o = 3,1 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$:

$$Q = S_c q_c + S_o q_o = Q_c + Q_o = 4,3 \cdot 10^{13} \text{ Вт}. \quad (1.4.3)$$

Разделив глобальный тепловой поток Q на площадь поверхности Земли $S = 5,1 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$, получаем среднее значение плотности глобального теплового потока $q_{\text{ср}} = 84 \text{ мВт/м}^2$.

Средняя величина, а главное структура теплотока резко отличаются на континентах и в океанах. Основные причины этого – различная способность континентальной и океанской коры к генерации собственного тепла, а также то, что в континентальных и океанских областях преобладают разные механизмы теплопереноса.

Плотность теплового потока, генерируемого только в коре q_{cr} , может быть рассчитана по формуле

$$q_{\text{cr}} = \rho_c h_c H_c, \quad (1.4.4)$$

где ρ_c – плотность коры, h_c – ее мощность, а H_c – радиогенная теплогенерация на единицу массы.

Для океанской коры, состоящей главным образом из базальтов (см. раздел 1.2.3), примем $\rho_c = 2900 \text{ кг/м}^3$, $h_c = 6 \text{ км}$, $H_c = 2,6 \cdot 10^{-11} \text{ Вт/кг}$ (радиогенная теплогенерация океанской коры чрезвычайно низка из-за ничтожно малых содержаний радиоактивных элементов). Из (1.4.4) находим $q_{\text{cr}} = 0,45 \text{ мВт/м}^2$. Эта величина пренебрежимо мала (менее 0,5%) по сравнению со средней плотностью океанского теплового потока ($102,2 \text{ мВт/м}^2$). Следовательно, собственные источники тепла не дают заметного вклада в океанский поверхностный тепловой поток, а значит, основным его источником является глубинное тепло, идущее из мантии.

В соответствии с этим в океанах основной вынос тепла из недр происходит в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, где горячая астеносфера наиболее близко подходит к поверхности (рис. 1.4.1). Теплоперенос здесь идет в основном конвективным путем вследствие исключительно активных вулканизма и гидротермальной деятельности. Из-за этого в океанских рифтовых зонах наблюдается очень сильный разброс значений плотности теплового потока, а его величина достигает максимальных для поверхности Земли значений $400 - 500 \text{ мВт/м}^2$. Однако по мере удаления от рифтовых зон океанский тепловой поток быстро становится менее дифференцированным, а его интенсивность снижается до $50 - 60 \text{ мВт/м}^2$, что вдвое уступает среднему значению. Это проис-

ходит потому, что источник тепла (астеносфера) заглубляется, а основные и ультраосновные породы, из которых состоит океанская литосфера, очень плохо проводят глубинное тепло (характеризуются низким коэффициентом теплопроводности k).

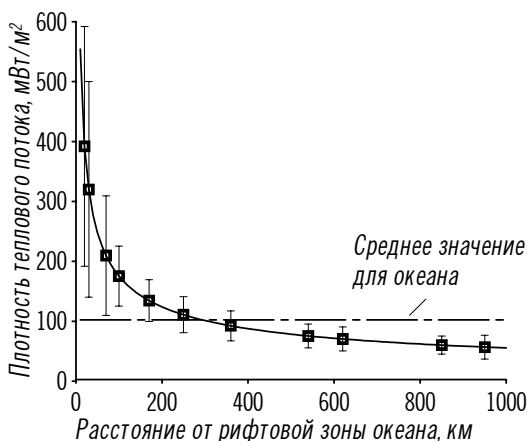


Рис. 1.4.1. Снижение плотности океанского теплового потока при удалении от рифтовой зоны срединно-океанского хребта.

В континентальной коре концентрация радиоактивных элементов значительно выше, чем в океанской. Приняв значение $H_c = 9,6 \cdot 10^{-10}$ Вт/кг (средняя радиогенная теплогенерация пород гранитного ряда), $h_c = 35$ км и $\rho_c = 2700$ кг/м³, с помощью (1.4.4) находим плотность поверхностного теплового потока $q_{cr} = 91$ мВт/м². Она значительно превышает среднюю плотность теплового потока на континентах (56,5 мВт/м²), откуда следует вывод, что концентрация радиоактивных элементов в континентальной коре должна понижаться с глубиной. Многочисленные эксперименты показали, что радиогенное тепловыделение уменьшается с глубиной примерно по экспоненциальному закону, а мощность зоны изотопного обогащения в континентальной коре составляет в среднем около 10 км. В таком случае доля радиогенного тепла составляет от 40 до 50% теплового потока, проходящего через поверхность континентальной коры любого возраста. Второй компонент континентального теплового потока — остаточное тепло от последних по времени термических возмущений, распространяющееся преимущественно кондуктивным путем. Его вклад изменяется от примерно 30% суммарного теплотока в

областях молодой (альпийской) складчатости до нуля в пределах древних щитов. Наконец, третий компонент – это “фоновый” поток глубинного тепла (20 – 50%), источником которого является тепловая энергия, выделяющаяся в процессе гравитационной дифференциации (конвекции) в мантии и ядре Земли.

На рис. 1.4.2 показан простой способ отдельной оценки различных компонентов теплового потока, проходящего через поверхность континентов. Измерения плотности теплового потока выполнены в пределах материковых щитов, где, как сказано выше, доля остаточного тепла (второго компонента) заведомо незначительна. Измеренные значения, естественно, отличаются, поскольку коровый тепловой поток сильно зависит от мощности, плотности и теплогенерации зоны изотопного обогащения, а эти параметры сильно варьируют в различных регионах. Однако видно, что экспериментальные оценки лежат вблизи прямой, параметры которой позволяют отдельно оценить вклад коровой и мантийной составляющих в суммарный тепловой поток континентов. Постоянный коэффициент прямой (та часть, которую она отсекает на оси ординат) соответствует величине мантийного (“фонового”)

теплового потока. Видно, что последняя для всех континентов примерно постоянна и составляет около 35 мВт/м^2 . Угол наклона прямой в соответствии с формулой (1.4.4) пропорционален мощности, плотности и теплогенерации зоны изотопного обогащения континентальной коры. Если какие-либо два параметра в конкретном регионе известны, то не составляет труда по углу наклона прямой, аппроксимирующей экспериментальные данные, определить третий параметр.

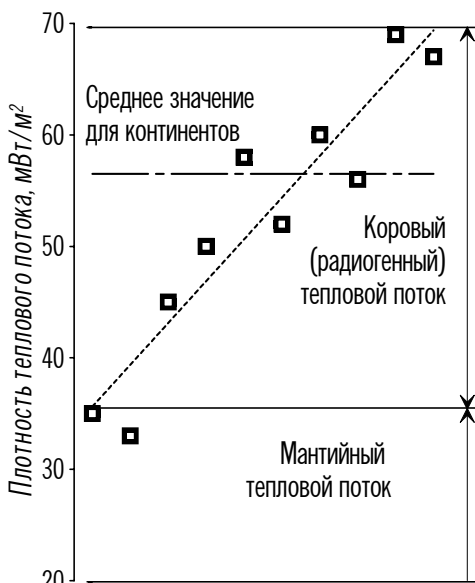


Рис. 1.4.2. Разделение суммарного теплопотока континентов на коровую и мантийную составляющие.

Таким образом, главным отличием океанского и континентального тепловых потоков является то, что первый в основном (на 99%) имеет мантийное происхождение и распространяется конвективным путем, тогда как второй в значительной степени радиогенного происхождения и распространяется, за исключением локальных областей, кондуктивным путем.

1.5. Геомагнетизм

Магнитное поле Земли создается замкнутыми электрическими токами в ее недрах и намагниченностью горных пород. Оно характеризуется двумя векторными величинами – напряженностью \mathbf{H} и магнитной индукцией \mathbf{B} , связанными уравнением

$$\mathbf{B} = \mu_0(\mathbf{H} + \mathbf{J}), \quad (1.5.1)$$

где μ_0 – магнитная проницаемость вакуума (скалярная величина), равная $4\pi \cdot 10^{-7} \text{Тл} \cdot \text{м} \cdot \text{А}^{-1}$, а \mathbf{J} – намагниченность среды (векторная величина).

Взаимосвязь \mathbf{B} и \mathbf{H} состоит в том, что любое намагничивающее поле напряженностью \mathbf{H} создает поток, плотность которого называется магнитной индукцией \mathbf{B} . Уравнения связи между двумя основными характеристиками магнитного поля записываются в виде

$$\mathbf{J} = \chi\mathbf{H}, \quad (1.5.2)$$

$$\mathbf{B} = \mu\mu_0\mathbf{H}, \quad (1.5.3)$$

здесь χ – магнитная восприимчивость вещества, а μ – его магнитная проницаемость, причем $\mu = 1 + \chi$.

Примерно на 90% геомагнитное поле аппроксимируется полем центрального диполя, ось которого на $11,5^\circ$ отклонена от оси вращения Земли (рис. 1.5.1), а магнитный момент M составляет $8 \cdot 10^{22} \text{А} \cdot \text{м}^2$. Ось центрального диполя проходит через центр Земли и пересекает ее поверхность в двух точках, которые называются *геомагнитными полюсами*. Геомагнитные полюса

являются, таким образом, антиподами и располагаются в точках с координатами 79° с.ш. и 71° з.д. (в Гренландии) и 79° ю.ш. и 109° в.д. (в Антарктиде).

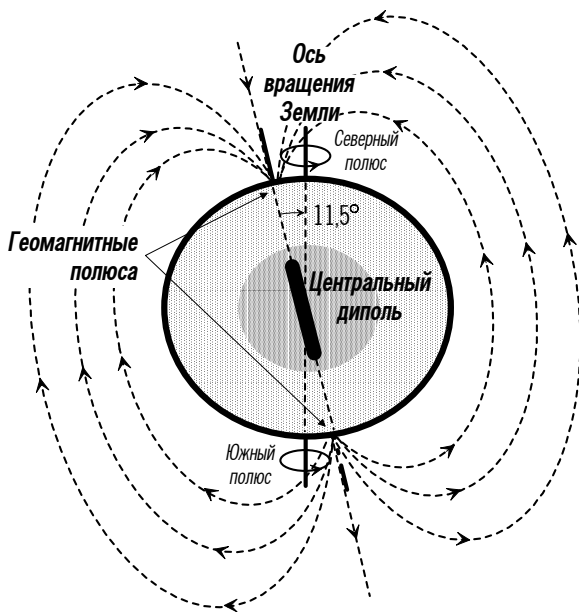


Рис. 1.5.1. Аппроксимация магнитного поля Земли полем центрального осевого диполя.

Полный вектор индукции геомагнитного поля \mathbf{B} может быть разложен на составляющие, например вертикальную Z и горизонтальную H (рис. 1.5.2). Угол между горизонтальной составляющей геомагнитного поля H и направлением на географический север называется *склонением* D , а угол между полным вектором \mathbf{B} и его горизонтальной составляющей H – *наклоением* I . Если бы геомагнитное поле было чисто дипольным, то на геомагнитных полюсах ($I = 90^\circ$) составляющая Z была бы максимальной, а составляющая H равнялась бы нулю; и наоборот, на геомагнитном экваторе ($I = 0^\circ$) Z равнялась бы нулю, а H достигала бы максимального значения.

Однако поле центрального осевого диполя – это лишь хорошая аппроксимация реального геомагнитного поля: последнее примерно на 10% все же отклоняется от дипольного. Вследствие

недипольности магнитного поля Земли на ее поверхности есть еще две важнейшие точки, где реально измеренное магнитное поле на-

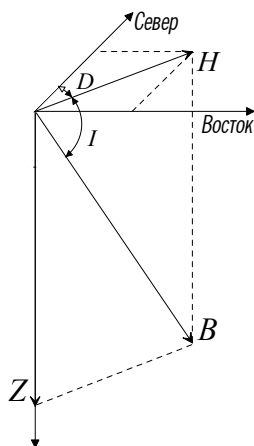


Рис. 1.5.2. Элементы геомагнитного поля.

правлено строго вертикально вверх или вниз. Эти точки называются *магнитными полюсами* и располагаются примерно на 76° с.ш. и 101° з.д. и 66° ю.ш. и 141° в.д. Магнитные полюса, в отличие от геомагнитных, антиподами не являются по причине недипольности полного магнитного поля Земли.

Магнитное поле центрального осевого диполя обладает круговой симметрией. Это значит, что, зная склонение I и наклонение D в какой-либо точке земной поверхности с координатами (φ, λ) , по ним можно однозначно определить координаты геомагнитного полюса (Φ, Λ) :

$$\sin \Phi = \sin \varphi \sin \varphi_m + \cos \varphi \cos \varphi_m \cos D, \quad (1.5.4)$$

$$\sin(\Lambda - \lambda) = \cos \varphi_m \sin D / \cos \Phi, \quad (1.5.5)$$

где φ_m – геомагнитная широта в точке наблюдения:

$$\operatorname{tg} \varphi_m = \frac{1}{2} \operatorname{tg} I \quad (1.5.6)$$

Принцип центрального осевого диполя имеет ключевое значение в *палеомагнитологии* – науке о древнем магнитном поле Земли. Пересчет по формулам (1.5.4) – (1.5.6) позволяет по измеренным элементам древней (остаточной) намагниченности (ее склонению и наклонению) определить кажущееся положение древнего геомагнитного полюса (см. раздел 5.3).

Как дипольная, так и недипольная составляющие геомагнитного поля со временем меняются по направлению и интенсивности. Это явление получило название *вариаций геомагнитного поля*. Периоды вариаций изменяются от миллионов лет до долей секунд. Причины длиннопериодных вариаций связывают с процессами, идущими в глубоких недрах Земли, а короткопериодных

– с процессами, протекающими в ее магнитосфере.

Для палеомагнитологии и геодинамики в целом чрезвычайно важно, что длиннопериодные (вековые) вариации геомагнитного поля носят циклический характер. Наклон оси центрального осевого диполя, а также наличие в геомагнитном поле недипольной составляющей в значительной степени исключаются при осреднении в ничтожных по геологическим масштабам временных интервалах порядка $10^3 - 10^4$ лет. Например, современное отклонение оси центрального диполя от оси вращения Земли на $11,5^\circ$ является “мгновенным” состоянием: если бы мы располагали измерениями, проведенными в течение 10 000 лет, а затем осреднили эти значения, то ось центрального диполя в точности совпала бы с осью вращения Земли, а геомагнитные полюса – соответственно с географическими. Точно так же недипольная составляющая относительно быстро меняется во времени – ее аномалии в различные периоды в одних местах усиливают, а в других – ослабляют дипольное геомагнитное поле. Кстати, интенсивность и направление геомагнитного поля относительно географических координат меняются и буквально на наших глазах – современное поле испытывает так называемый “западный дрейф”, из-за которого магнитные полюса мигрируют относительно геомагнитных, геомагнитные – относительно географических, а штурманы морских и воздушных кораблей вынуждены из-за этого вносить поправки в показания компаса. Следовательно, в геологических временных масштабах геомагнитное поле достаточно хорошо аппроксимируется полем центрального осевого диполя, ось которого совпадает с осью вращения Земли.

Если считать Землю шаром с радиусом R , то абсолютное значение индукции дипольной составляющей магнитного поля на ее поверхности дается выражением

$$B = \frac{\mu_0 M}{4\pi R^3} \sqrt{1 + 3 \sin^2 \varphi_m} . \quad (1.5.7)$$

Соответственно на геомагнитном экваторе ($\varphi_m = 0^\circ$) значение B минимально и составляет $3,1 \cdot 10^{-5}$ Тл, а на полюсах ($\varphi_m = \pm 90^\circ$) достигает максимума: $6,2 \cdot 10^{-5}$ Тл.

Как и при анализе гравитационного поля (см. раздел 1.3), в магнитометрии для практических целей полное геомагнитное поле

удобно разделять на *нормальное (главное)* и *аномальное*. При этом считается, что аномальная часть поля связана с неоднородной намагниченностью верхних оболочек Земли (коры), а нормальная (главная) – с эффектами протекания токов в ее глубинных оболочках (мантии и ядре). Однако в магнитометрии разделение полного поля на нормальное и аномальное гораздо условнее, чем в гравиметрии, по нескольким причинам. Во-первых, магнитные аномалии по амплитуде могут быть сопоставимы с нормальным полем и даже превышать его, в отличие от гравитационных аномалий, амплитуда которых всегда значительно ниже нормального поля референц-эллипсоида. Во-вторых, нормальное (главное) магнитное поле включает в себя как дипольную, так и длинноволновую часть недипольной составляющей. В-третьих, наконец, в гравиметрии нормальное поле является модельным, а аномалии – отклонениями от принятой модели, в то время как в случае магнитного поля обе его составляющие измеряемые величины.

Поэтому следует ясно сознавать, что методологически аналогами “модельных” полей служат поля референц-эллипсоида (в гравиметрии) и центрального осевого диполя (в магнитометрии), в то время как широко используемое в практике магнитометрии разделение полного поля на главное и аномальное проводится на практике чисто формально и базируется на частотно-амплитудных характеристиках геомагнитного поля. Для такого разделения в настоящее время используют преимущественно спутниковые данные – в частности, широко известную систему американских спутников *MAGSAT (MAGnetic SATellite)*. Магнитное поле измеряют со спутника, выведенного на заданную орбиту, с которой, как считается, уже неощутимы эффекты неоднородной намагниченности земной коры. Это поле рассматривают в качестве нормального (главного) и вычитают из полного геомагнитного поля, измеряемого на земной поверхности. Полученное в остатке поле считают *аномальным*.

При работе с аномальным магнитным полем единица индукции в системе СИ – тесла (Тл), оказывается неудобной, поэтому на практике используют дробную единицу нанотесла, $1 \text{ нТл} = 10^{-9} \text{ Тл}$.

Источником аномального магнитного поля, как уже сказано, является намагниченность горных пород в приповерхностных оболочках Земли. Любая горная порода, помещенная во внешнее

магнитное поле напряженностью \mathbf{H} , создает наведенное магнитное поле, или, что то же самое, приобретает намагниченность \mathbf{J} . Последняя, согласно (1.5.2), целиком определяется напряженностью внешнего поля и магнитной восприимчивостью χ , характеризующей способность той или иной горной породы намагничиваться.

Намагниченность, созданная современным геомагнитным полем, называется *индуцированной* (или *современной*) и обозначается \mathbf{J}_i . Ее направление в любой точке Земли может быть определено обратным пересчетом по формулам (1.5.4) – (1.5.6). Интенсивность (амплитуда) индуцированной намагниченности целиком зависит от магнитной восприимчивости породы χ , а последняя определяется содержанием в горной породе ферромагнитных минералов, таких, как магнетит Fe_3O_4 , гематит Fe_2O_3 и пирротин Fe_{1-x}S . Эмпирическим путем получены соотношения, определяющие магнитную восприимчивость горных пород:

$$\chi = 1,185p \quad (1.5.8)$$

для магматических пород, где p – объемная доля ферромагнитных минералов, и

$$\chi = 0,033V^{1,33} \quad (1.5.9)$$

для метаморфических пород, где V – объемное содержание ферромагнитных минералов (в процентах).

Магматические и метаморфические породы обычно имеют более высокие значения χ , чем осадочные, но диапазон вариаций столь велик, что идентифицировать типы пород только по их магнитной восприимчивости удастся довольно редко.

Постоянная намагниченность горных пород сохраняется лишь в ограниченном интервале температур. Если породу, содержащую ферромагнитные минералы, нагреть выше определенной температуры, называемой *температурой (точкой) Кюри* T_c , то порода потеряет способность намагничиваться, каким бы интенсивным ни было намагничивающее поле. Для магнетита, например, точка Кюри составляет около 560°C . У большинства магнетитсодержащих пород T_c значительно ниже ($300 - 400^\circ\text{C}$ и менее). Поскольку температура в Земле растет с глубиной (см. разделы 1.2.2 и 1.4), причем геотермический градиент в коре может

достигать $20 - 30^\circ\text{C}/\text{км}$, глубже 20 км существование источников аномального магнитного поля маловероятно. Этот глубинный интервал на континентах соответствует верхней коре, а в океанах – коре и самой верхней части мантии, хотя в последнем случае, вследствие более жестких термических условий, существование глубинных источников магнитных аномалий еще менее вероятно, чем на континентах.

Большинство горных пород, слагающих земную кору, кроме намагниченности \mathbf{J}_i , наведенной современным полем Земли, имеют *естественную остаточную (древнюю) намагниченность* \mathbf{J}_r (или *NRM – Natural Remanent Magnetization*). Величина \mathbf{J}_r в отличие от \mathbf{J}_i не связана с современным магнитным полем Земли ни в смысле направления, ни в смысле напряженности, а определяется тем древним магнитным полем, которое было на Земле в момент формирования породы. Поскольку, как уже говорилось, есть веские основания считать, что геомагнитное поле всю историю своего существования было в основном дипольным, как и сейчас, а геомагнитные полюса соответствовали географическим (хотя время от времени и менялись местами, о чем пойдет речь ниже), измерение направления остаточной намагниченности породы позволяет определить по формулам (1.5.4) и (1.5.5) широту, на которой она формировалась. Если эта широта отличается от современной, то можно предполагать, что соответствующий блок литосферы испытывал горизонтальные перемещения по поверхности Земли. На этом принципе базируется палеомагнитный метод реконструкции положения континентов, о котором подробнее пойдет речь в разделе 5.3.

Один из распространенных видов древней намагниченности, характерный в основном для магматических пород и имеющий наиболее важное значение для геодинамики, называется *термоостаточной намагниченностью* \mathbf{J}_T (или *TRM – Thermoremanent Magnetization*). Условия ее приобретения горной породой показаны на рис. 1.5.3. Как уже сказано, горная порода, нагретая выше точки Кюри, полностью теряет свои магнитные свойства. Теперь представим себе обратный процесс. Понятно, что магматические породы в момент своего извержения или излияния имеют температуру намного выше точки Кюри. Например, температура излияния базальтовых лав составляет около 1000°C . В процессе

охлаждения и кристаллизации магматические породы неизбежно проходят точку Кюри и сразу же после этого приобретают сильную термоостаточную намагниченность. При этом парциальная термоостаточная намагниченность (*PTRM*) приобретается при охлаждении в различных интервалах температур: в остывающей породе содержание магнетита не изменяется, а напряженность поля может быть даже выше, чем в момент ее извержения или излияния. Однако способность воспринимать намагниченность χ у остывшей породы не идет ни в какое сравнение с той, что была у нее при температурах вблизи точки Кюри. Поэтому максимальный вклад в полную термоостаточную намагниченность (*TRM*) породы вносят именно те парциальные компоненты намагниченности, которые порода приобрела вскоре (или сразу же) после своей кристаллизации.

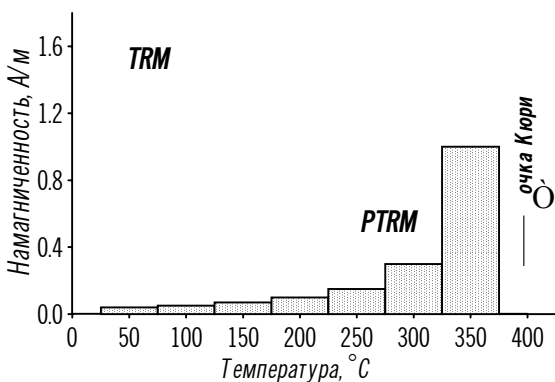


Рис. 1.5.3. Процесс приобретения горной породой термоостаточной намагниченности.

Отношение абсолютных величин остаточной намагниченности J_r к современной J_i называется отношением или фактором Кенигсбергера Q :

$$Q = \frac{J_r}{J_i} = \frac{J_r}{\chi H}. \quad (1.5.10)$$

Величина Q для осадочных и метаморфических пород, как правило, меньше 1 (т.е. их современная намагниченность больше древней), но для быстро кристаллизовавшихся магматических пород Q может достигать 50 – 100. Таким образом, породы,

имеющие высокую остаточную намагниченность, как бы несут в себе “отпечатки” древнего геомагнитного поля.

Общепринятым объяснением происхождения главного магнитного поля Земли является теория *магнитного гидродинамо*. Ее физической основой служат, во-первых, наличие в Земле хорошо проводящего электрический ток железистого ядра (см. раздел 1.2.5); во-вторых, наличие в ядре двух автономных частей – жидкой внешней и твердой внутренней; в-третьих, факт вращения Земли вокруг своей оси.

Существует несколько причин, по которым источник главного геомагнитного поля может находиться лишь в ядре Земли. Прежде всего наличие вековых вариаций магнитного поля Земли с периодами сотни и тысячи лет, источник которых явно располагается в недрах Земли, а не в ее магнитосфере, доказывает, что главное поле никак не может быть связано с какими-либо процессами в коре или мантии – движения вещества в этих оболочках недостаточно интенсивны, их характерное время измеряется миллионами лет. Следовательно, источник вековых вариаций главного геомагнитного поля может быть помещен только во внешнее ядро, где вещество находится в жидком состоянии и может быстро реагировать на приложенные к нему силы. Далее, ядро не может быть постоянным магнитом в условиях преобладающих в нем высоких температур (явно значительно выше точки Кюри). Следовательно, в качестве единственного возбудителя главного магнитного поля Земли остаются только электрические токи внутри ядра.

Но почему источник геомагнитного поля, признав его переменный характер, нельзя разместить, например, в коре и мантии? Дело в том, что для генерации столь сильного магнитного поля, как земное, требуется ток большой силы. Если бы такой ток протекал в мантийных и коровых породах, обладающих очень низкой электропроводностью, то он привел бы к выделению колоссального количества тепла – намного больше того, что наблюдается (см. раздел 1.4).

Таким образом, если главное магнитное поле Земли генерируется электрическими токами, то единственным местом их циркуляции может быть ядро Земли, состоящее из хорошо проводящих железо-никелевого сплава (внутренняя часть) и смеси железа, никеля и серы (внешняя часть).

Действие магнитного гидродинамо схематически показано на рис. 1.5.4. Проводящий диск, имитирующий внутреннее ядро, вращается в слабом магнитном поле. Первоначально это может быть “затравочное” поле, связанное с вращением Земли, но его одного недостаточно, поскольку таким образом удастся объяснить лишь 10^{-10} интенсивности полного геомагнитного поля. Следовательно, “затравочное” поле должно быть как-то усилено. В системе возникает разность потенциалов между краями и центром проводящего диска (внутреннего ядра), но ток не идет до тех пор, пока к системе не подключен внешний проводник. В качестве последнего выступает внешнее ядро. Теперь ток идет от оси к периметру диска, “затравочное” поле усиливается, так как в системе обеспечивается положительная обратная связь, необходимая для самовозбуждения и устойчивого функционирования динамо.

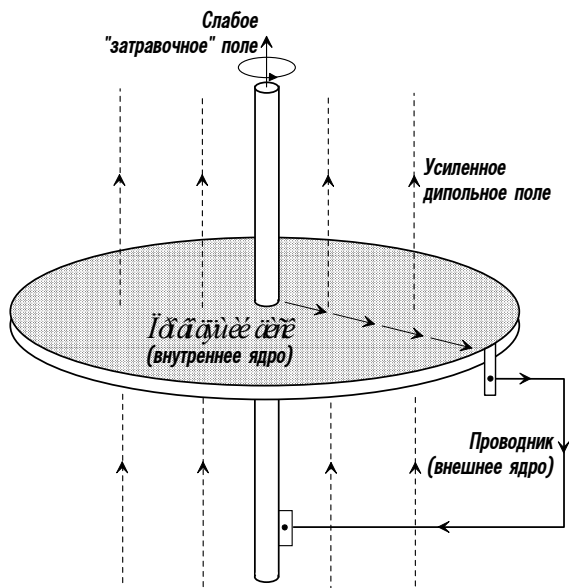


Рис. 1.5.4.
Принципиальная
схема магнитного
гидродинамо.

У магнитного гидродинамо возможны два устойчивых антипараллельных состояния, различающихся направлением “затравочного” поля в момент запуска. Принципиально важно, что, будучи один раз запущенным, динамо впоследствии может испытывать самопроизвольные обращения. Отсюда следует теоретическая возможность *инверсий* – быстрых (в геологических масштабах времени – мгновенных) смен полярности магнитного

поля Земли, при которых геомагнитные полюса меняются местами.

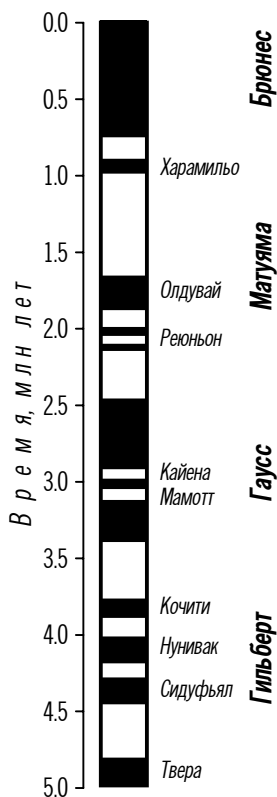


Рис. 1.5.5. Данные о полярности магнитного поля Земли за последние 5 млн лет.

Черное – прямая полярность.

1,87 млн лет) и Реюньон (2,04 – 2,14 млн лет).

Инверсии геомагнитного поля происходили, естественно, не только на протяжении последних 5 млн лет земной истории, но и все то время, когда у Земли существовало дипольное магнитное поле. Во всяком случае, “отпечатки” обратной полярности намагничивающего поля на сегодняшний день зафиксированы в породах

На рис. 1.5.5 приведены данные о полярности (инверсиях) геомагнитного поля на протяжении последних 5 млн лет. Нормальной, естественно, считается та полярность, которую магнитное поле Земли имеет в настоящее время. Инверсии геомагнитного поля имели разную частоту, и соответственно эпохи прямой и обратной полярности длились различное время. При этом важно, что характерное время существования поля какой-то одной полярности ($10^5 - 10^6$ лет) больше, чем время, за которое происходят инверсии ($10^3 - 10^4$ лет).

В палеомагнитологии принято называть эпохи какой-то одной преимущественной полярности именами выдающихся физиков и математиков. Сейчас мы, например, живем в эпоху прямой полярности Брюнес, длящуюся 780 тыс. лет (0,78 млн лет). Внутри эпох преимущественно одной полярности выделяются более короткие события (*ивенты*), когда полярность поля была противоположной. Для современной эпохи Брюнес таких ивентов не зафиксировано, но, например, в предшествующую эпоху обратной полярности Матуяма (интервал времени 0,78 – 2,6 млн лет) имели место по крайней мере три ивента прямой полярности: Харамильо (0,90 – 0,97 млн лет), Олдувай (1,67 –

вплоть до раннепротерозойского возраста (около 2,5 млрд лет назад). В числе прочего это означает, что уже в тот период геологической истории Земля обладала дипольным магнитным полем, а значит, уже имела железистое ядро, т.е. в значительной степени уже прошла плотностную и химическую дифференциацию (см. раздел 1.1.4 и главу 6).

Важно подчеркнуть, что теория магнитного гидродинамо лишь предсказывает вероятность инверсий геомагнитного поля, но ни в коем случае не доказывает их существование. Доказательство инверсий – чисто экспериментальное, оно состоит в том, что остаточная намагниченность разновозрастных горных пород в 95% случаев имеет одно и то же направление (естественно, с учетом полушария, в котором эти породы отобраны, а также возможного дрейфа континентов). Конечно, самообращение намагниченности горных пород может произойти и помимо инверсий за счет локальных факторов (например, специфических химических реакций), но невозможно себе представить, чтобы такие факторы проявлялись многократно и синхронно на всем земном шаре.

Явление инверсий геомагнитного поля исключительно важно для определения возраста океанской коры, о чем подробнее пойдет речь в главе 3.

Завершая рассмотрение теории магнитного гидродинамо, полезно сопоставить геомагнитное поле с магнитными полями других планет Солнечной системы. Разумеется, наши знания по этому предмету пока очень ограничены – в частности, о магнитном поле планет более далеких, чем Юпитер, вообще нет никаких сведений. Однако даже имеющиеся скудные данные очень показательны во многих отношениях.

Прежде всего можно с высокой степенью уверенности говорить, что ни у одной из внутренних планет Солнечной системы (кроме, возможно, Марса) нет дипольного магнитного поля, подобного земному. Магнитные моменты планет земной группы близки к $10^{19} \text{ А} \cdot \text{м}^2$, т.е. составляют лишь $10^{-3} - 10^{-4}$ магнитного момента Земли. Однако объясняется это для разных планет по-разному. Например, слабое магнитное поле Меркурия, очевидно, связано с изначальным недостатком в нем свободного железа из-за аккреции вне “хондритовой зоны” (см. раздел 1.1.4), а также с относительно медленным вращением. У Марса, вероятно, есть дипольное магнитное поле, но также очень слабое из-за

небольших размеров планеты. Венера, “сестра” Земли, имеет самые близкие к ней размеры и средний химический состав, очень похожую историю начальной аккреции и даже отдаленно напоминающий земной стиль тектонического развития (наличие на поверхности Венеры глобальных поясов растяжения). Но ее магнитное поле – самое слабое из планет земной группы, что объясняется чрезвычайно медленным вращением планеты.

Единственная внешняя планета Солнечной системы, магнитное поле которой известно, – Юпитер, но эта информация поистине уникальна. Притом, что Юпитер радикально отличается по составу от Земли и других планет земной группы, его магнитный момент почти в 20 000 раз (!) превышает магнитный момент Земли. Это не оставляет сомнений в том, что магнитное поле Юпитера имеет дипольный характер, несмотря на ничтожно малые относительные содержания железа в планете. Но Юпитер, во-первых, планета-гигант, так что железа в нем все-таки много, а, во-вторых, он очень быстро вращается, за счет чего и генерируется сильное магнитное поле планеты.

Одним словом, данные сравнительной планетологии помогают скорректировать представления о механизме генерации магнитного поля Земли. Теория магнитного гидродинамо пока далека от совершенства и остается объектом активных исследований. Хотя многие детали еще предстоит выяснить, по крайней мере можно считать твердо установленным, что магнитное поле Земли генерируется в ее ядре неким механизмом жидкого динамо и именно такой механизм генерации магнитного поля наиболее вероятен не только для Земли, но и для других планет.

1.6. Геохронология

Для геодинамики, занимающейся количественным описанием геологических процессов, принципиально важно иметь хронологическую шкалу, которая позволяла бы определить основополагающую величину в геологической науке – *абсолютный возраст* объектов и явлений.

Вспомним, что вплоть до XX века геология оперировала фактически единственной хронологической шкалой, основанной на изучении окаменелых ископаемых остатков в осадочных породах. По относительному положению этих ископаемых остатков в стратиграфической колонке строилась некалиброванная

относительная шкала геологического времени. Ее деления были связаны с несогласиями в осадочных разрезах, выше и ниже которых находились несходные ископаемые остатки.

Несомненно, методы определения относительного возраста горных пород сыграли важную роль в развитии геологии. Однако они имели естественные ограничения. Во-первых, в масштабах всей геологической эволюции появление ископаемых организмов – сравнительно “недавнее” событие, произошедшее только в последнюю часть истории Земли. Во-вторых, палеонтологические и стратиграфические датировки применимы только для определения относительного возраста осадочных пород – возраст магматических пород может быть установлен только по соотношению между ними и теми же осадочными слоями. В-третьих (и это главное), по ископаемым остаткам удастся установить лишь относительный возраст. По ним можно определить, что какая-то разновидность животных или растений существовала на Земле раньше или позже какой-то другой разновидности, а соответственно раньше или позже сформировались вмещающие эти ископаемые остатки осадочные породы, но никогда нельзя сказать, когда именно и как долго существовала та или иная разновидность ископаемой флоры или фауны.

Ситуация в методах относительной геохронологии примерно такая же, как была бы в человеческой истории, если бы мы вели летоисчисление не в годах, веках и тысячелетиях, а, например, в эпохах цивилизации и развития техники (как, кстати, иногда и делается для ранних исторических периодов). Конечно, нетрудно догадаться, что “бронзовый век” был после “каменного”, а “атомный” – после “бронзового”. Но при таком летоисчислении неминуемо сложилось бы впечатление, что все перечисленные периоды имеют одинаковую продолжительность – мы ведь почему-то обозначаем их одним и тем же термином “век”. На самом же деле “атомный век” длится десятилетия, а “каменный”, очевидно, насчитывал многие тысячелетия.

Точно так же одни и те же ранги относительной шкалы геологического времени имеют резко различную продолжительность: протерозойская эра длилась более 2 млрд лет, а мезозойская – менее 200 млн лет; меловой и каменноугольный периоды продолжались более 70 млн лет, а неогеновый – чуть больше 20 млн лет; раннемеловая эпоха длилась 49 млн лет, а раннетриа-

совая – 4 млн лет; визейский век карбона длился 17 млн лет, а коньякский век мела – 2 млн лет.

Таким образом, следуя достаточно субъективным представлениям об относительной важности разных эволюционных биологических скачков, палеонтологи разработали шкалу геологического времени, в которой длительность одинаковых по рангу делений отличается на порядок и больше. Разумеется, такую шкалу нельзя назвать удачной, и никакую количественную оценку геологических процессов с ее помощью проводить нельзя.

Именно поэтому геологи давно мечтали о возможности установить абсолютный возраст горных пород и геологических явлений. Такая возможность появилась лишь в начале XX века, после открытия естественной радиоактивности и долгоживущих изотопов. Великий английский физик Резерфорд в 1905 г. первым высказал предположение, что такие долгоживущие изотопы, как уран и торий, могут выступать в роли “часов”, измеряющих абсолютное геологическое время. К 1950-м годам были разработаны методы геологического датирования с использованием изотопных отношений радиоактивных элементов, содержащихся в горных породах. *Абсолютная (изотопная) геохронология*, таким образом, является одним из двух революционных направлений, развитием которых ознаменовалась геология XX века; вторым направлением стала тектоника плит, о которой пойдет речь в главе 2.

Все методы абсолютной геохронологии основаны на едином законе *радиоактивного распада*, согласно которому число атомов радиоактивного изотопа, распадающихся в единицу времени, пропорционально имеющемуся в данный момент общему количеству атомов этого изотопа:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N, \quad (1.6.1)$$

где N – число атомов радиоактивного изотопа, имеющих в наличии в момент t , а λ – постоянная распада. Период полураспада $\tau_{1/2}$ радионуклида – это период времени, в течение которого распадается половина его атомов, существовавших в момент времени $t = 0$:

$$\tau_{1/2} = \ln 2 / \lambda = 0,69315\lambda. \quad (1.6.2)$$

На константы распада не влияют ни физические условия (высокие температуры и давления), ни химическое состояние вещества (например, тип соединения в минералах). Таким образом, величины $\tau_{1/2}$ и λ даже для горных пород, находящихся в различных экстремальных условиях – при высоких температурах и под большим давлением в глубинах Земли, а также подверженных химическим преобразованиям – выветриванию и другим процессам, остаются постоянными и могут быть использованы в качестве надежных геологических часов.

Константы распада наиболее важных для геохронологии радиоактивных изотопов приведены в табл. 1.6.1.

Таблица 1.6.1. Продукты и константы распада радиоактивных изотопов, используемых в геохронологии

Реакция распада	Постоянная распада, лет ⁻¹	Период полураспада, лет
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8^4\text{He}$	$1,55 \cdot 10^{-10}$	$4,47 \cdot 10^9$
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb} + 7^4\text{He}$	$9,85 \cdot 10^{-10}$	$7,04 \cdot 10^8$
$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb} + 6^4\text{He}$	$4,95 \cdot 10^{-11}$	$1,40 \cdot 10^{10}$
$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$	$1,42 \cdot 10^{-11}$	$4,88 \cdot 10^{10}$
$^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}, ^{40}\text{Ca}$	$5,54 \cdot 10^{-10}$	$1,25 \cdot 10^9$

Чтобы понять, каким образом по концентрации радиоактивных изотопов и их дочерних продуктов определить возраст горной породы, рассмотрим простейший случай. Интегрирование выражения (1.6.1) по времени

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1.6.3)$$

позволяет выразить число атомов N через число радиоактивных атомов N_0 в момент $t = 0$. Предположим, что в начальный момент времени $t = 0$ в породе содержалось $N_0(P)$ исходных (материнских) радиоактивных атомов и нулевое количество дочерних. Если в течение всей истории существования породы материнские атомы не добавляются к ней и не уносятся из нее, а дочерние атомы возникают только за счет радиоактивного распада, то в момент t в породе будет присутствовать $N(P)$ материнских и $N(D)$ дочерних атомов:

$$N(P) = N_0(P) e^{-\lambda t}, \quad (1.6.4)$$

$$N(D) = N_0(P) - N(P). \quad (1.6.5)$$

Исключая из уравнений (1.6.4) и (1.6.5) величину $N_0(P)$, получаем следующее соотношение между числом материнских и дочерних атомов и возрастом породы:

$$N(D) = N(P)[e^{\lambda t} - 1]. \quad (1.6.6)$$

Измерив величины $N(D)$ и $N(P)$, с помощью соотношения (1.6.6) можно установить “возраст” породы t . Понятно, что он отсчитывается от того момента, когда материнские радионуклиды и дочерние продукты их распада становятся “вмороженными” в породу. И хотя константы распада, как уже говорилось, полностью независимы от физико-химических условий, определяемый с помощью (1.6.6) возраст может быть равен времени, прошедшему как после кристаллизации породы, так и после ее последнего метаморфизма.

Кроме того, радиодатировка реальной породы всегда не столь проста, как в описанном выше идеализированном случае, поскольку породы не являются полностью замкнутыми системами: между ними и окружающим материалом возможен некоторый обмен как материнскими, так и дочерними изотопами. Такой обмен может быть особенно существенным, если продуктом распада является газ – например, аргон.

На практике используется много разных методов радиологического датирования, использующих распады различных изотопов (см. табл. 1.6.1). Эти методы имеют разную точность и применяются для различных целей, поскольку высокая точность того или иного метода не обязательно приводит к более правильному определению возраста геологического события. Поэтому, для того чтобы экспериментально получить достоверные величины для возрастов, необходима не только точность определений, но и правильная оценка возможностей каждого из методов радиологического датирования.

Начнем обсуждение с калий-аргонового (*K-Ar*) метода, который исторически развивался первым. В этом методе для определения возраста породы используется материнский изотоп $^{40}\text{K}^{19}$, который претерпевает радиоактивный распад с образованием двух элементов: β -распад с потерей электрона, при котором атом дочернего изотопа $^{40}\text{Ca}^{20}$ смещается на одно место к концу

периодической системы относительно атома материнского изотопа (90%), и электронный захват, приводящий, наоборот, к смещению дочернего изотопа $^{40}\text{Ar}^{18}$ на одно место к началу периодической системы (10%). Обозначим соответствующую этому процессу общую постоянную распада $\lambda = \lambda_{\beta} + \lambda_p$. В соответствии с (1.6.6) получим

$$N(^{40}\text{Ar}) = \frac{\lambda_{\beta}}{\lambda} N(^{40}\text{K}) [e^{\lambda t} - 1]. \quad (1.6.7)$$

Теперь оценим допущения, которые приходится делать, применяя К-Аг метод датирования. Предположим, что магматические породы, возраст которых мы определяем, попали на поверхность в результате излияния или извержения и затвердели t лет назад. Строго говоря, современное число атомов $N(^{40}\text{Ar})$ в выражении (1.6.7) равно сумме исходного числа этих атомов в момент $t = 0$ и числа атомов, возникших в результате распада ^{40}K . Но поскольку аргон – газ, можно допустить, что при излиянии или извержении весь ^{40}Ar , содержащийся в магме, был из нее удален в атмосферу. Это первое допущение. После того, как порода кристаллизовалась, газ уже не улетучивается, и ^{40}Ar , возникший при распаде ^{40}K , весь сохраняется в породе. Это второе допущение. Если оба допущения выполняются, тогда значение $N(^{40}\text{Ar})$ в выражении (1.6.7) строго соответствует числу атомов ^{40}Ar , возникших при распаде ^{40}K за время t . Зная $N(^{40}\text{Ar})$ и $N(^{40}\text{K})$ в современной магматической породе, можно определить время ее излияния (извержения).

Главное достоинство К-Аг метода – его широкая применимость: калий присутствует почти во всех породах. Кроме того, период полураспада ^{40}K всего 1250 млн лет (см. табл. 1.6.1): меньше, чем у других долгоживущих изотопов, но сопоставимый с возрастом Земли. Таким образом, К-Аг метод можно применять при датировании практически любого геологического объекта, а возможный диапазон колебания возраста составляет $10^4 - 10^9$ лет в зависимости от содержания калия. Фактически это единственный метод, который можно применять для датировки пород с возрастом менее 10 млн лет.

Недостаток К-Аг метода связан с тем, что продукт распада ^{40}Ar является газообразным и легко улетучивается из пород,

особенно при повышении температуры. Из-за потерь Ar величина K-Ar возраста иногда оказывается завышенной по сравнению с истинной.

Кроме того, если K-Ar методом исследуются совсем молодые образования или породы, в которых очень мало калия, то следует убедиться в том, что весь содержащийся в них ^{40}Ar связан с распадом ^{40}K . В таких породах мало радиогенного ^{40}Ar , поэтому, если в них есть хотя бы мизерное количество унаследованного ^{40}Ar , его нельзя не принимать во внимание.

Среди изотопных геохронологических методов, изучающих самые молодые геологические процессы, особого упоминания, помимо K-Ar , заслуживает *радиоуглеродный метод*. Он применяется в основном для определения абсолютного возраста ископаемых остатков биологических организмов.

Известно, что природный углерод представлен двумя стабильными изотопами – ^{12}C и ^{13}C , относительная распространенность которых соответственно 98,89 и 1,11%. В земной атмосфере к этим двум стабильным изотопам углерода добавляется еще и радиоактивный изотоп ^{14}C , относительная распространенность которого, правда, чрезвычайно мала и составляет в атмосфере лишь около 0,0000001% (одна десятиллионная доля процента!) от общего содержания углерода.

Изотоп ^{14}C является весьма короткоживущим – период его полураспада составляет всего лишь 5570 лет. Поэтому само присутствие изотопа ^{14}C в составе углерода земной атмосферы указывает на то, что его содержание постоянно возобновляется вследствие каких-то природных процессов. К настоящему времени установлено, что изотоп ^{14}C непрерывно образуется из широко распространенного изотопа ^{14}N в результате ядерных превращений, происходящих в самых верхних слоях атмосферы под воздействием космических лучей. Этот процесс, однако, не приводит к уменьшению содержания азота в земной атмосфере, поскольку весь ^{14}C в конечном счете превращается снова в ^{14}N , а общее количество радиоактивного углерода, одновременно существующего во всей земной атмосфере, поддерживается на постоянном уровне около 400 т.

Радиоактивный изотоп ^{14}C неотличим по своим химическим свойствам от обычного углерода и быстро перемешивается с ним. Как и стабильные изотопы ^{12}C и ^{13}C , он присутствует в атмосфере

в составе углекислого газа и принимает участие во всех биохимических реакциях. До тех пор, пока происходит обмен веществ между живым организмом и окружающей средой, содержание радиоактивного углерода в организме остается постоянным – взамен распавшегося ^{14}C организм получает ровно столько же ^{14}C , новообразованного в атмосфере. Однако после смерти прекращается и обмен веществ, после чего концентрации стабильных изотопов ^{12}C и ^{13}C в органических остатках не меняются, тогда как содержание радиоактивного ^{14}C начинает закономерно уменьшаться. Значит, измерив, какую долю от общего количества углерода в органических остатках составляет короткоживущий изотоп ^{14}C , можно определить, насколько давно наступила смерть изучаемого организма, причем ошибка измерений в благоприятных случаях составляет первые десятки лет.

Как уже сказано, радиоуглеродный метод применяется для датирования недавних событий – как правило, не древнее нескольких десятков тысяч лет. Так, по органическим остаткам, захороненным в ледниковых отложениях (вспомним мамонтов) или погребенным под вулканическим пеплом (вспомним гибель Помпеи), удастся проследить в деталях историю последних оледенений и определить, когда именно в недавнем прошлом происходили крупные извержения вулканов. Именно поэтому радиоуглеродный метод нашел широкое применение не только в геологии, но и в археологии, поскольку он дает возможность установить возраст различных предметов, изготовленных из материалов растительного или животного происхождения – например, древесины, тканей, шкур и костей.

В *рубидий-стронциевом (Rb-Sr) методе* используется изотоп $^{87}\text{Rb}^{37}$, который претерпевает β -распад с потерей электрона и смещением дочернего изотопа $^{87}\text{Sr}^{38}$ на одно место к концу периодической системы. Поскольку стронций – твердый, а не газообразный элемент, он изначально содержится в расплаве, из которого кристаллизуется магматическая порода, и не улетучивается из нее при извержении (излиянии), как газообразный аргон. Следовательно, измеряемый в образце стронций состоит из радиогенного ^{87}Sr , возникшего при распаде ^{87}Rb после кристаллизации породы, и ^{87}Sr , унаследованного от магматического резервуара:

$$N(^{87}\text{Sr}) = N_0(^{87}\text{Sr}) + N(^{87}\text{Rb})[e^{-\lambda t} - 1], \quad (1.6.8)$$

где $N_0(^{87}\text{Sr})$ – число атомов первичного (унаследованного) ^{87}Sr . Поэтому для определения возраста Rb-Sr методом необходимо отделить от измеренного $N(^{87}\text{Sr})$ ту его часть, которая имеет радиогенное происхождение. Для этого применяется *метод изохрон*, суть которого состоит в следующем.

Обе части равенства (1.6.8) делятся на число атомов стабильного изотопа стронция $N(^{86}\text{Sr})$, содержание которого в породе не меняется с течением времени. Следовательно, $N(^{86}\text{Sr}) = N_0(^{86}\text{Sr})$, и равенство (1.6.8) приобретает вид

$$\frac{N(^{87}\text{Sr})}{N(^{86}\text{Sr})} = \frac{N_0(^{87}\text{Sr})}{N(^{86}\text{Sr})} + \frac{N(^{87}\text{Rb})}{N(^{86}\text{Sr})} [e^{\lambda t} - 1]. \quad (1.6.9)$$

Отношение $N_0(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ называется *исходным изотопным отношением*, и оно, наряду с возрастом t , очень информативно в геохронологии. Поскольку в уравнении (1.6.9) два неизвестных параметра, найти возраст t породы с помощью одного анализа невозможно. Если предположить, что все минералы в породе кристаллизовались из общего расплава, то можно считать, что изотопные отношения в каждом минерале совпадают с изотопными отношениями в расплаве. Это состояние называется *изотопным равновесием*. Если равновесия нет, то в различных минералах будут разные отношения $N_0(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ и по уравнению (1.6.9) будет невозможно найти возраст t .

Существует или нет изотопное равновесие – это как раз и позволяет выяснить метод изохрон. Он состоит в том, что из породы, возраст которой мы хотим определить Rb-Sr методом, выделяют по крайней мере три различных минерала и в каждом из них измеряют отношения $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ и $N(^{87}\text{Rb})/N(^{86}\text{Sr})$. Затем их наносят на график, где по оси ординат отложено $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$, а по оси абсцисс – $N(^{87}\text{Rb})/N(^{86}\text{Sr})$ (рис. 1.6.1). Из уравнения (1.6.9) следует, что если все минералы в породе образовались одновременно (в одно и то же время t) и если в это время существовало изотопное равновесие (все минералы имеют одинаковое исходное изотопное отношение), то результаты измерений лягут на прямую линию, тангенс угла наклона которой будет равен $e^{\lambda t} - 1$. Такая линия называется *изохроной*. Возраст t

породы можно найти по тангенсу угла наклона ее изохроны. На оси ординат графика изохрона отсекает отрезок, равный исходному изотопному отношению в породе.

Применение Rb-Sr метода более ограничено, чем K-Ag метода. Это связано с периодом полураспада ^{87}Rb , который почти в 50 раз больше, чем у ^{40}K (см. табл. 1.6.1). Кроме того, содержание рубидия в горных породах составляет всего лишь сотую долю от калиевого.

Но хотя Rb-Sr метод уступает K-Ag по широте применения, у него есть большое преимущество, которое отсутствует у K-Ag метода. Как уже говорилось, обычно Rb-Sr возрасты определяют по изохроне (см. рис. 1.6.1). Предположим, что в результате различных нарушений геологических условий произошел обмен Rb и Sr между породой и внешней средой. С помощью Rb-Sr метода было бы невозможно установить истинное значение возраста таких образцов. Если бы действительно были проведены эксперименты с образцами, претерпевшими подобные изменения, и полученные результаты нанесены на диаграмму, то прямой линии (изохроны) не получилось бы. Другими словами, линейность изохроны сама по себе гарантирует истинность возрастов: Rb-Sr методу датирования как бы свойствен внутренний контроль, определяющий значение результатов эксперимента.

Достоинства Rb-Sr метода становятся еще очевиднее в случае анализа метаморфических пород. Метаморфизм не приводит к полному переплавлению исходной породы, поэтому, если рассматривать метаморфическую породу в целом, можно считать, что образец размером в несколько десятков сантиметров представлял собой при метаморфизме закрытую систему – по сравнению с количеством атомов в этом образце привнесом и выносом элементов можно пренебречь. Следовательно, Rb-Sr возраст такого

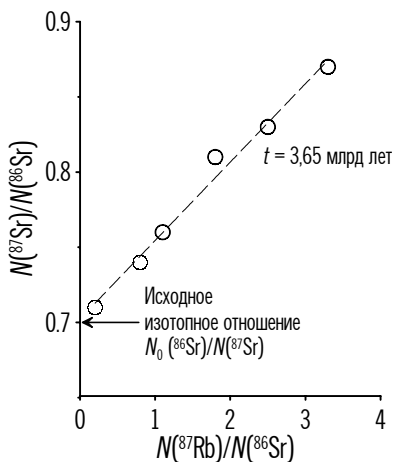


Рис. 1.6.1. График Rb-Sr изохроны, построенной для гнейсов юго-западной Гренландии (одна из древнейших пород, найденных на Земле).

образца будет соответствовать возрасту исходной породы. Однако если для радиологического датирования использовать не метаморфическую породу в целом, а извлеченные из нее минералы, обязанные своим происхождением метаморфизму, то найденный таким образом Rb-Sr возраст будет указывать на время метаморфизма.

На рис. 1.6.2 показан пример использования Rb-Sr метода для метаморфической породы. Когда была построена Rb-Sr изохрона по извлеченным из породы мусковиту, биотиту и калиевому полевому шпату (минералам, возникшим при метаморфизме), возраст составил 412 ± 5 млн лет.

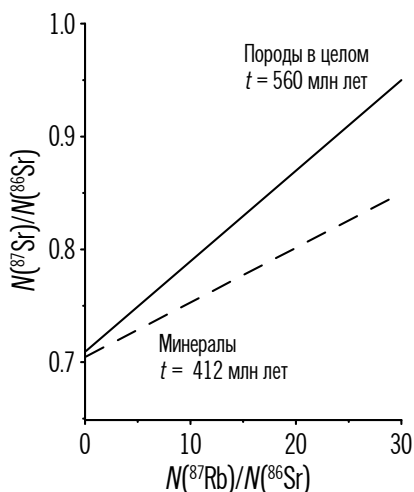


Рис. 1.6.2. Графики Rb-Sr изохрон для метаморфических пород в целом и их отдельных минералов.

метаморфизме в результате даже незначительных изменений термического режима, нарушая таким образом условия замкнутости системы. Когда К-Аг метод применяют к метаморфическим породам, получают только время метаморфизма, независимо от того, что представляет собой исследуемый образец — породу в целом или ее минералы.

Rb-Sr метод позволяет не только определять возраст породы по углу наклона изохроны, но и предоставляет очень важную информацию о происхождении пород — исходное изотопное отношение $N_0(^{87}Sr)/N(^{86}Sr)$, которое наглядно выражается точкой

дала возраст 560 ± 10 млн лет. Интерпретация этих данных такова: исходная интрузивная порода внедрилась 560 млн лет назад, позже (412 млн лет назад) она испытала метаморфизм, в результате которого образовалась метаморфическая порода, существующая в настоящее время.

В отличие от Rb-Sr метода результаты описанного ранее К-Аг датирования для минералов и пород в целом невозможно различить. Это, как уже говорилось, происходит оттого, что аргон — газ, который легко улетучивается из породы при

пересечения изохроны с осью ординат (см. рис. 1.6.1 и 1.6.2). Дело в том, что Rb легче концентрируется в земной коре, чем Sr. Поэтому полагают, что коровое отношение Rb/Sr более чем в 10 раз превышает мантийное. Величина $N_0(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$, определенная по Rb-Sr изохроне, – это отношение, присущее веществу, окружавшему породу при ее формировании. Поэтому, если порода образовалась в земной коре, ее исходное изотопное отношение будет иметь характерное для коры высокое значение, а в породах, источником которых является мантия, оно будет в целом низким.

В качестве примера на рис. 1.6.3 показаны отношения $N_0(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ для различных пород. Молодые вулканы срединно-океанских хребтов, только недавно выплавленные из мантии в областях с тонкой земной корой (см. раздел 1.2.3), характеризуются “мантийным” значением $N_0(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$, которое намного ниже, чем в других коровых породах. Таким образом, исходное изотопное отношение – исключительно важная величина, если речь идет о таких проблемах, как происхождение вещества, в частности о мантийной или коровой природе магматических пород, что играет большую роль в петрологических исследованиях.

Завершим обзор методов изотопной геохронологии рассмотрением урано-свинцового (U-Pb) метода датирования. Его успешному применению способствует то, что

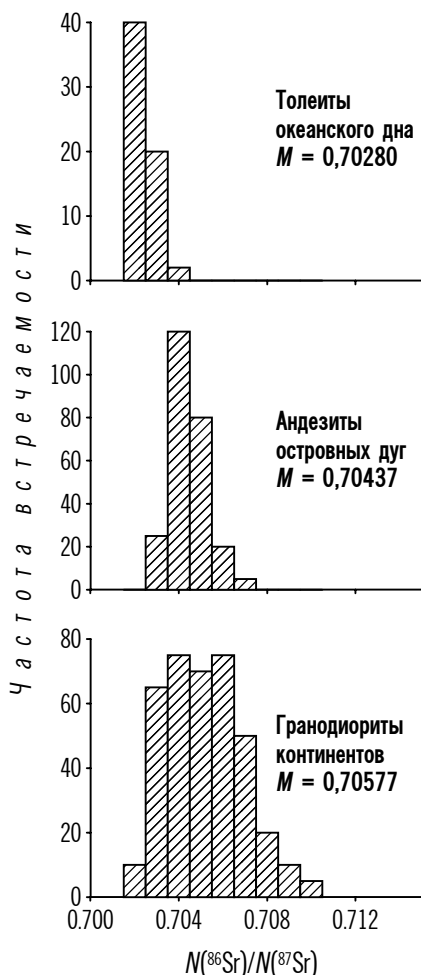


Рис. 1.6.3. Исходные изотопные отношения стронция (M) в различных типах горных пород.

Его успешному применению способствуют то, что имеются два не-

зависимых ряда α -распада изотопов ^{238}U и ^{235}U (см. табл. 1.6.1). Конечным продуктом распада ^{238}U является стабильный изотоп свинца ^{206}Pb , а дочерним продуктом распада ^{235}U – также изотоп свинца, но радиоактивный – ^{207}Pb .

Для замкнутой системы, в которой возникновение свинца есть результат только распада урана, формула (1.6.6) дает

$$\frac{N(^{206}\text{Pb})}{N(^{238}\text{U})} = \exp[\lambda(^{238}\text{U})t] - 1 \quad (1.6.10)$$

и

$$\frac{N(^{207}\text{Pb})}{N(^{235}\text{U})} = \exp[\lambda(^{235}\text{U})t] - 1. \quad (1.6.11)$$

Разделив (1.6.10) на (1.6.11), получим

$$\frac{N(^{206}\text{Pb}) / N(^{238}\text{U})}{N(^{207}\text{Pb}) / N(^{235}\text{U})} = \frac{\exp[\lambda(^{238}\text{U})t] - 1}{\exp[\lambda(^{235}\text{U})t] - 1}. \quad (1.6.12)$$

Графическое изображение уравнения (1.6.12), приведенное на рис. 1.6.4, называется *конкордией*, или кривой согласованных значений возраста породы, установленных по различным процессам распада урана. Теоретически каждая точка конкордии соответствует определенному возрасту породы. Однако часто анализ содержаний изотопов урана и свинца в реальной породе приводит к несогласованным (дискордантным) значениям возраста, т.е. значениям, не лежащим на конкордии. Обычно это связано с потерями свинца из системы. В таких случаях возможные потери свинца приходится учитывать посредством того или иного моделирования этого процесса. Следовательно, U-Pb методу, как и описанному выше Rb-Sr методу, свойствен внутренний контроль.

Применение различных методов радиологического (изотопного) датирования к разнообразным и разновозрастным геологическим объектам позволило калибровать относительную шкалу геологического времени, составленную на основе палеонтологических и стратиграфических данных, и создать, таким образом, *абсолютную геохронологическую шкалу*, упрощенный вариант которой приведен в табл. 1.6.2.

Естественно, что наиболее весомый вклад изотопная геохронология внесла в датировку *докембрийских* событий – периода,

составляющего 88% истории Земли, когда на ней еще не существовало организмов, обнаруживаемых в виде окаменелостей и используемых палеонтологами для целей датировки. Здесь изотопная геохронология остается ведущим и единственным методом измерения геологического времени, поскольку основной принцип периодизации докембрийской истории Земли – выделение *фаз диастрофизма (складчатости)*, сопровождавшихся интенсивнейшими магматизмом и метаморфизмом, датировать которые, как было показано выше, удастся изотопными методами.

Каждому рубежу докембрийской истории Земли соответствует грандиозный эволюционный скачок в геологическом развитии нашей планеты.

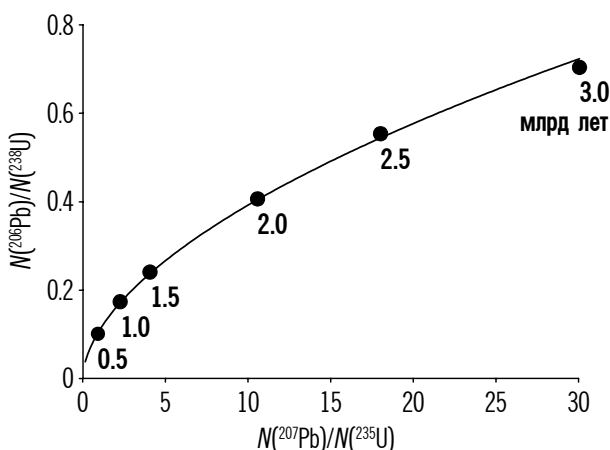


Рис. 1.6.4. Теоретическая конкордия для процессов распада $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ и $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$.

Самая ранняя *катархейская* эра не оставила следов в геологической летописи. Предполагается (см. раздел 1.1.4 и главу 6), что в это время Земля проходила первичную химическую дифференциацию и меняла внешние источники энергии геодинамических процессов на внутренние.

В *архее* появилась первая континентальная кора, но ее было так мало, что настоящих крупных континентов еще не существовало. Однако уже на мелких протоконтинентах возникла первая суша, и за счет этого в архее впервые началась терригенная седиментация. Разумеется, настоящего животного и растительного мира в эти отдаленные времена еще не существовало, но уже на

Земле зародились первые примитивные организмы, в том числе синезеленые водоросли (цианобиты), научившиеся разлагать воду и выделять кислород.

Таблица 1.6.2. Абсолютная геохронологическая шкала (по Harland et al. A Geologic Time Scale, 1989, с упрощениями)

Эра	Период	Начало, млн лет	Продолжительность, млн лет	Главные фазы диастрофизма и их возраст, млн лет
Кайнозой	Четвертичный	1,64	1,64	<i>Герцинская (260)</i>
	Неоген	23,3	21,66	
	Палеоген	65,0	42,0	
Мезозой	Мел	145,6	80,6	
	Юра	208,0	62,4	
	Триас	245,0	37,0	
Палеозой	Пермь	290,0	45,0	
	Карбон	362,5	72,5	
	Девон	408,5	46,0	
	Силур	439,0	30,5	
	Ордовик	510,0	71,0	
	Кембрий	570,0	60,0	
Протерозой	Венд	610	40	
	Рифей	1650	1040	
		2500	850	
Архей		4000	1500	
Катархей		4600	600	

В начале *протерозоя*, после кеноранской фазы диастрофизма (2700 млн лет), континентальные массивы укрупнились, образовав протоплатформы, между которыми возникли складчатые пояса. Состав осадочных пород на Земле в то время достиг максимального разнообразия. Появились фотосинтезирующие и железобактерии. После карельской фазы диастрофизма (1900 млн лет) облик земной поверхности стал напоминать современный. К тому времени из отдельных архейско-раннепротерозойских континентальных глыб сформировалось большинство древних платформ, в том числе Восточно-Европейская. Уже в раннем протерозое на Земле появились первые организмы с обособленными ядрами в клетках – эукариоты, а в позднем протерозое, после гренвильской

фазы диастрофизма (1050 млн лет), – первые многоклеточные организмы.

Начиная с этого времени основным методом геологического датирования становятся уже ископаемые организмы, присутствующие в осадочных горных породах. Однако методы изотопной геохронологии и тут не теряют своей исключительной значимости, поскольку лишь они позволяют калибровать палеонтологические датировки. В позднем протерозое по сходным ископаемым остаткам выделены два периода, рифей и венд, но только методы радиологического датирования позволили установить, что продолжительность рифея в 25 с лишним раз превышает продолжительность венда.

Естественно, точность датировок ухудшается в глубь геологической летописи. Для раннего докембрия она, как правило, не превышает ± 100 млн лет (больше, чем продолжительность любого периода *фанерозоя*, включающего в себя *палеозойскую*, *мезозойскую* и *кайнозойскую* эры, а в этой части современная геохронологическая шкала, конечно, гораздо детальнее, чем показано в табл. 1.6.2). В рифее точность датировок уже достигает ± 50 млн лет, в венде и раннем палеозое – ± 20 млн лет, а в позднем палеозое и мезозое – ± 10 млн лет. Отсюда видно, что скачок в возрастании точности датировок относится к рифею – венду, т.е. времени, с которого исследование ископаемых остатков становится основным (хотя и по-прежнему относительным) методом геохронологии, а изотопные датировки – дополнительным.

Глава 2 ТЕКТОНИКА ПЛИТ

2.1. Становление идей мобилизма в геологии

Появлению новых идей в естественных науках предшествуют длительные периоды накопления фактических данных, большинство из которых не укладывается в рамки старых концепций о физической сущности природных явлений и процессов. Не менее длительным оказывается и процесс восприятия новых научных теорий. Это связано с тем, что революционные изменения в науке, как правило, затрагивают давно устоявшиеся и ставшие привычными представления. Новую теорию еще необходимо доказывать, а для этого требуется много времени на постановку контрольных экспериментов и всестороннее сопоставление теории с практикой. Не меньшее время уходит и на простое переучивание и переубеждение большинства членов существующего научного сообщества.

Первые идеи о дрейфе континентов родились в умах людей вскоре после того, как был открыт Новый Свет и составлены первые географические карты континентов по обе стороны Атлантики. На сходство береговых линий Африки, Европы и Америки обратил внимание в 1596 г. *Абрахам Ортелиус (Abraham Ortelius)* и в 1620 г. *Фрэнсис Бэкон (Sir Francis Bacon)*. Но это были скорее гениальные догадки, чем начало новой теории, поскольку в конце XVI – начале XVII века геология как наука еще не существовала.

По-видимому, первой научно обоснованной гипотезой, позволившей искать причинно-следственные связи в геологических явлениях, была *контракционная гипотеза* французского геолога *Эли де Бомона (Elie de Beaumont)* (1830-е годы). Она исходила из представлений о горячем (огненно-жидком) происхождении Земли и объясняла тектоническую активность нашей планеты ее постепенным остыванием и сжатием, за счет которых на поверхности Земли возникают горные сооружения и складчатость. Хотя контракционная гипотеза оказалась физически несостоятельной, она буквально заморозила геологов и благодаря этому господствовала почти 100 лет, вплоть до 30-х годов XX века.

Несмотря на это, уже в конце XIX века появились первые научно обоснованные мобилистские идеи, кардинально пересматривающие устоявшуюся контракционную гипотезу. Они

принадлежали английскому физику *Освальду Фишеру (Oswald Fisher)* (1889 г.), который за основу геодинамической модели развития земной коры принял закономерности движения лавовых корок, образующихся при остывании магмы в лавовых озерах кратеров вулканов на Гавайских островах. Эти корки перемещались от открытых трещин, заполняемых жидкой магмой (из которой при остывании и формировались сами корки), к местам их торшения и погружения в глубины расплавленной магмы лавового озера. Экстраполируя свои наблюдения на земную кору, Фишер заключил, что океанская кора также образуется за счет излияния базальтов из трещин в зонах ее растяжения, а поглощается в зонах сжатия, где океанское дно пододвигается под островные дуги и активные окраины континентов. Движущим механизмом, перемещающим блоки земной коры, служили, по Фишеру, конвективные течения подкорового субстрата.

Поразительно, что за 80 лет до появления современной тектоники литосферных плит была нарисована столь близкая к ней модель развития геологических процессов на Земле. Однако идеи Фишера слишком опередили свою эпоху и не были по достоинству оценены современниками. Теперь остается только гадать, насколько быстрее пошло бы развитие современной геологии, если бы идеи Фишера были восприняты научным сообществом, но этого не случилось.

Следующий крупный шаг в развитии мобилизма сделал выдающийся немецкий метеоролог *Альфред Вегенер (Alfred Wegener)* (1912 г.), предложивший свою знаменитую гипотезу дрейфа континентов. Он не просто предположил возможность горизонтальных перемещений континентов, но и привел целую систему обоснованных доказательств данного явления. Помимо уже упоминавшегося сходства очертаний западных и восточных береговых линий Атлантического океана, Вегенер указал на однотипность геологического строения смежных материков, окружающих этот океан, общность древней палеозойской и мезозойской фауны и флоры на разобщенных ныне материках, а также на следы почти одновременного позднепалеозойского покровного оледенения в Южной Америке, Африке, Индии и Австралии.

К сожалению, с трагической гибелью Вегенера в Гренландии в 1930 г. его смелая гипотеза была предана забвению. Этому

было несколько причин. Во-первых, Вегенер не был геологом, и после его смерти научное сообщество получило возможность безответной критики оппонента, к тому же не относящегося к “их цеху”. Во-вторых, науке свойствен естественный консерватизм, иногда, кстати, вполне оправданный, поскольку он защищает науку от принятия легковесных гипотез. В-третьих, наконец, Вегенер не смог правильно объяснить механизм дрейфа континентов: он предполагал, что перемещения материков происходят за счет ротационных сил, связанных с вращением Земли, и приливных взаимодействий Земли с Луной. Очень скоро (1934 г.) знаменитый английский геофизик *Гарольд Джеффрис (Harold Jeffreys)* показал, что предложенные Вегенером механизмы на много порядков слабее тех сил, которые могли бы сместить материки.

Почему Вегенер не воспользовался для объяснения дрейфа континентов механизмом конвекции, который за 20 лет до него предложил Фишер? У биографов есть подозрение, что Вегенер плохо владел английским языком, из-за чего просто “пропустил” труды своего английского предшественника. Если бы не это, возможно, современная геологическая теория была бы создана на 30 лет раньше. Но случилось иначе, и парадокс ситуации состоял в том, что в 30-х годах вместе с ошибочным механизмом вегенеровской гипотезы “выплеснули за борт” и его совершенно правильные доводы в пользу реальности самого факта дрейфа континентов – ведь ни один из геологических аргументов Вегенера так никогда и не был опровергнут.

Для возрождения идей мобилизма потребовалось длительное время накопления новых фактов, убедительно подтвердивших не только дрейф континентов, но и открывших новое явление – разрастание (спрединг) океанского дна. Это произошло только в конце 1950-х годов после проведения палеомагнитных исследований на континентах и широкомасштабного геолого-геофизического изучения океанского дна.

Изучение магнитных свойств горных пород показало, что последние способны “запоминать” древнее геомагнитное поле (см. раздел 1.5). Когда накопилось достаточное количество палеомагнитных определений по палеозойским породам разных континентов, то оказалось, что, если расположить все материки таким образом, чтобы их палеомагнитные полюса совпали с современными географическими полюсами, Атлантический океан

“закрывается”, и получается реконструкция суперконтинента Пангеи (см. раздел 5.3), модель которой построил Вегенер задолго до появления самих палеомагнитных данных.

Интенсивное исследование океанского дна, начатое еще во время Второй Мировой войны и продолженное в 1950-е годы ВМС США, привело к открытию крупнейшей системы подводных хребтов, переходящих из океана в океан и опоясывающих всю Землю непрерывной цепью длиной около 70 000 км. Оказалось, что вдоль гребней этих хребтов располагаются глубокие трещины растяжения, со дна которых всегда извлекаются только молодые базальты (см. раздел 3.3). Возраст же океанского дна в целом, судя по возрастам океанских островов и донных осадков, всегда оказывался сравнительно молодым (не более 150 – 160 млн лет).

После этих открытий гипотеза дрейфа континентов стала быстро возрождаться, но уже на совершенно новом уровне. В 1961 г. вице-адмирал ВМС США и одновременно профессор геологии Принстонского университета *Гарри Хесс (Harry Hess)* и американский геофизик *Роберт Дитц (Robert Ditz)* повторно высказали идею Фишера об образовании океанской коры в осевых зонах срединно-океанских хребтов, о молодости и растекании (спрединге) океанского дна, а также о погружении океанской коры в мантию в пределах сопряженных структур глубоководных желобов с островными дугами или активными окраинами континентов. Сам Хесс назвал свою идею спрединга “опытом геопоззии”, но на этот раз идея была воспринята научным сообществом и стала быстро овладевать умами геологов.

В 1963 г. английские геофизики, аспирант Кембриджского университета *Фредерик Вайн (Frederic Vine)* и его научный руководитель *Драммонд Мэтьюз (Drammond Matthews)*, выдвинули смелое предположение о том, что линейные магнитные аномалии океанов представляют собой запись инверсий геомагнитного поля на океанском дне (см. раздел 3.4). Это позволило американскому геофизику *Джиму Хейртцлеру (Jim Heirtzler)* из Ламонтской обсерватории в 1966 г. составить первую хронологическую шкалу магнитных инверсий и аномалий (она так и стала известной под названием Ламонтской шкалы), а в 1968 г. теоретически рассчитать возраст дна всего Мирового океана и, таким образом, подтвердить геологическую молодость его коры.

В 1965 г. канадский геолог *Джордж Вилсон (George Wilson)* первым сформулировал предположение о том, что жесткая оболочка Земли, ее литосфера, разбита на ряд плит, оконтуренных

тремя типами границ – расхождения, схождения и скольжения. В том же году английский геофизик *Эдвард Буллард (Edward Bullard)* впервые использовал компьютеры для построения количественных реконструкций положения дрейфующих континентов в прошлые геологические эпохи.

Наконец, в 1968 г. американский геофизик *Джасон Морган (Jason Morgan)* и французский геофизик *Ксавье Ле Пичон (Xavier Le Pichon)* выделили наиболее крупные литосферные плиты Земли и рассчитали параметры их движения по поверхности земного шара. От даты публикации статьи Моргана “*Rises, trenches, great faults and crustal blocks*” в журнале *Journal of Geophysical Researches* и отсчитывает свою историю современная тектоника плит, хотя плиты в этой статье еще называются блоками. Термин “плиты” был применен впервые англичанином *Дэном Маккензи (Dan McKenzie)* годом позже в совместной с Морганом статье.

В 1970 г. английские геологи *Джеймс Дьюи (James Dewey)* и *Джордж Берд (George Bird)* впервые объяснили с точки зрения тектоники плит процесс образования горных поясов Земли, а японский геофизик *Сэйя Уеда (Seiya Uyeda)* подробно изучил механизмы погружения океанских литосферных плит в мантию под островными дугами и активными окраинами континентов (см. раздел 4.1).

Тектонике плит, очевидно, повезло больше, чем любой другой научной гипотезе, – она практически мгновенно подверглась проверке, причем с положительным результатом. Речь идет о глубоководном бурении, начатом в том же 1968 г., когда печатались первые основополагающие статьи по тектонике плит.

Любопытно, что проекту глубоководного бурения предшествовал более амбициозный американский проект *MOHOLE* (от англ. *MOho* – Мохо, граница коры и мантии, и *HOLE* – дыра, скважина), целью которого, как и следует из названия, было вскрытие мантии и определение характера ее границы с корой. Но по мере удорожания работ возникли сомнения в целесообразности их продолжения, так как геологи резонно полагали, что вскрытие мантии в одном лишь пункте не может в достаточной степени характеризовать ее всю, учитывая вероятную латеральную

неоднородность. В результате на базе сданного в архив проекта *MOHOLE* возник более реалистичный проект морского бурения *JOIDES (Joint Oceanographic Institution for Deep Earth Sampling)*, в осуществление которого включились крупнейшие научные организации и нефтяные компании США. С 1968 г. бурение в океане велось судном “Гломар Челленджер”, первоначально созданным американскими военными для подъема советской атомной подводной лодки, затонувшей вблизи Гавайского архипелага, а затем переоборудованным в специальное буровое судно (чем не пример удачной конверсии?). С 1983 г. на смену устаревшему “Гломар Челленджер” пришло более крупное и совершенное судно “Джойдес Резолюшн”, которое и эксплуатируется в настоящее время. За 25 лет (данные на ноябрь 1994 г.) по программе глубоководного бурения были пробурены 952 скважины, осветившие почти всю площадь Мирового океана, кроме его арктических вод, круглый год покрытых льдами. В рейсах “Гломар Челленджер” и “Джойдес Резолюшн” в разные годы участвовали и советские геологи, а в настоящее время вместе со специалистами нашей страны разрабатываются проекты глубоководного бурения в Арктике.

В Советском Союзе восприятие мобилистских идей в геологии происходило с большими трудностями. Это объясняется несколькими причинами.

Во-первых, Советский Союз с его необъятными просторами почти целиком расположен на стабильной континентальной коре, из-за чего у советских геологов выработалось “континенталистское” мышление, при котором материка принимались за первичные образования, а океаны – за вторичные, производные.

Во-вторых, в первой половине XX века в Советском Союзе сохранилась сильная тектоническая школа, и практически всеобщее признание получило классическое геосинклинальное учение, согласно которому развитие земной коры происходит *in situ*, в рамках отдельных блоков со строго фиксированным положением на земной поверхности. “Фиксистский” подход способствовал выработке соответствующего мировоззрения у многих советских геологов, что сильно затрудняло восприятие новых мобилистских идей. К сожалению, сказался и традиционный для советской науки изоляционизм, при котором геологи не знали о новейших зарубежных достижениях, но неизменно считали советскую науку

самой передовой, а потому встречали “в штыки” любые научные веяния, идущие с Запада.

В-третьих, наконец, далеко не последней причиной нашего длительного и существенного отставания от мирового уровня геологии был административно-командный стиль управления советской наукой. Обстоятельства сложились так, что советской геологией руководили люди, негативно относившиеся к мобилистским идеям, особенно к созданной в середине 1960-х годов тектонике плит. Естественно, что такое отношение сказалось самым отрицательным образом на общем уровне развития геологических наук и особенно геологического образования в нашей стране.

По этим и некоторым другим причинам тектоника плит внедрялась в советскую геологию трудно и нередко драматично, не по государственным планам, а скорее вопреки и в обход них, за счет усилий отдельных энтузиастов и коллективов. Тем не менее следует признать, что, несмотря на все трудности, вклад советских ученых в разработку тектоники плит оказался достаточно весомым.

Один из самых выдающихся и последовательных геологов-мобилистов в Советском Союзе и России *Виктор Ефимович Хаин*. Начиная с 1950-х годов он отстаивал и пропагандировал идеи тектоники плит. Уже в начале 1960-х годов им были написаны и читались в Московском государственном университете курсы геотектоники на мобилистской основе, а в 1970-х годах был издан многотомный труд “Региональная геотектоника”, содержащий первую попытку описания геологии Советского Союза с позиций тектоники плит.

В середине 1960-х годов группа ленинградских магнитологов под руководством *Алексея Никитича Храмова* создала первые признанные во всем мире реконструкции дрейфа континентов в фанерозое на основе палеомагнитных данных.

В 1969 г. советский геолог *Александр Вольдемарович Пейве* первым высказал идею о том, что встречающиеся во многих горных поясах мира офиолитовые покровы представляют собой фрагменты древней океанской коры (см. раздел 1.2.3). Обоснование этого предположения позволило получить представления о строении океанской коры еще до начала глубоководного бурения в Мировом океане.

С начала 1960-х годов советские геологи и геофизики совместно с Военно-морским флотом СССР начали широкомасш-

табную программу изучения Северного Ледовитого океана. В середине 1960-х годов ленинградские геофизики *Раиса Михайловна Деменицкая* и *Аркадий Михайлович Карасик* по магнитным аномалиям восстановили историю раскрытия Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана – арктического продолжения Срединно-Атлантического хребта. Это, пожалуй, единственный в истории мировой науки пример, когда силами одной страны (причем относительно небольшой группы геологов и геофизиков) был “открыт” целый океан. К сожалению, результаты данных работ долгое время были засекречены – впервые некоторые из них удалось опубликовать только в начале 1970-х годов.

В 1973 г. *Олег Георгиевич Сорохтин* первым дал количественную оценку механизма образования океанской литосферы и теоретически описал рельеф срединно-океанских хребтов. Им же совместно с *Леопольдом Исаевичем Лобковским* в 1976 г. было теоретически предсказано явление затягивания осадков в зоны субдукции.

В середине 1970-х годов *Александр Петрович Лисицын* дал фундаментальное описание процессов седиментации в океане и использовал ее признаки для определения направлений и скоростей движения океанских плит. Позднее под его руководством в СССР были также начаты широкомасштабные исследования процессов гидротермальной циркуляции в океане, приводящей к образованию “черных курильщиков”.

С конца 1970-х годов в СССР начались активные подводные работы с применением глубоководных обитаемых аппаратов: сначала это были приобретенные в Канаде аппараты “Пайсис” с глубиной погружения до 2000 м, а с 1987 г. – изготовленные по советскому проекту в Финляндии аппараты “Мир” с глубиной погружения до 6000 м (очевидно, многим запомнились отснятые с них впечатляющие кадры подводных съемок затонувшего лайнера “Титаник”, вошедшие в одноименный голливудский фильм). До настоящего времени в мире существуют всего несколько автономных обитаемых аппаратов с глубиной погружения 6000 м, кроме российских “Миров”, – американский “Алвин”, французский “Наутилус” и японский “Синкай”.

Наряду с экспедиционными в Советском Союзе интенсивно проводились и теоретические исследования в области тектоники плит. В 1978 г. группа ученых под руководством *Льва Павловича Зоненшайна* впервые обобщила широкий комплекс геолого-

геофизических данных по континентам и океанам и составила на этой основе глобальные палеогеодинамические реконструкции континентов и океанов, наиболее совершенные для того времени. Венцом последующих глобальных и региональных палеогеодинамических исследований стал двухтомник Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузмина и Л.М. Натапова “Тектоника литосферных плит территории СССР”, описывающий с позиций тектоники плит геологию России и сопредельных стран. Книга была издана у нас в стране в 1990 г., а годом позже – на английском языке Американским геофизическим союзом. Эта фундаментальная работа в настоящее время является настольной книгой любого отечественного и зарубежного исследователя, занимающегося геологией России.

В конце 1970-х – начале 1980-х годов появилась серия ярких работ группы ученых из Музея земледования Московского государственного университета. *Сергей Александрович Ушаков* и *Юрий Иванович Галушкин* выполнили первую глобальную кинематическую увязку движений литосферных плит на современной Земле. *Александр Ильич Шеменда* провел физическое моделирование поведения литосферы Земли в различных геодинамических обстановках. *Александр Александрович Ковалев* первым выполнил металлогенический анализ территории СССР на базе тектоники плит. *Евгений Павлович Дубинин* систематизировал данные по трансформным разломам океанской литосферы.

Эти и многие другие достижения советских геологов и геофизиков привели к тому, что с начала – середины 1980-х годов идеи тектоники плит прочно овладели умами советских геологов. Мировоззрение отечественного геологического сообщества, хотя и с опозданием на 20 лет, стало мобилистским. Очаги “фиксизма” к этому времени еще кое-где сохранялись, однако быстрое развитие геологической теории и практики на новой мобилистской основе способствовало тому, что очень скоро “фиксизм” стал представлять лишь исторический интерес.

Последовавшие вскоре глубокие политические и экономические реформы в СССР вернули отечественную геологию в

мировое научное сообщество. Начались интенсивные контакты российских геологов с зарубежными. Интерес западных геологов к нашей стране диктовался, во-первых, недостатком общей геологической информации по территории Советского Союза (советские ученые до этого очень мало публиковались в международных изданиях, а западные ученые, как правило, не читали советской геологической литературы) и, во-вторых, начавшимся участием зарубежных добывающих компаний в совместном освоении недр России.

Примечательно, что к начавшейся в начале 1990-х годов интеграции в мировую науку российская геология оказалась достаточно хорошо подготовленной. Никакого отставания в теоретической области от мирового уровня у российских геологов не было уже в то время (во многом благодаря трудам энтузиастов-исследователей, активно пропагандировавших достижения мобилизма в советские годы), а неизбежное техническое отставание от Запада наиболее энергично работающим научным группам удалось преодолеть буквально за несколько лет. В результате в настоящее время российские геологи прочно вошли в мировое научное сообщество и занимают в нем достойное место, активно работая как у нас в стране, так и за рубежом.

Какие проблемы остаются в центре внимания на современном этапе развития мобилизма?

Прежде всего это проблемы динамики глубоких недр Земли. Примерно до середины 1970-х годов тектоника плит фактически занималась описанием лишь перемещений литосферных плит и процессов формирования литосферы континентов и океанов. О механизме, приводящем в движение плиты, было известно только, что он, вероятнее всего, представляет собой конвекцию. В последующие годы в центре внимания оказались именно процессы, происходящие в глубоких недрах Земли – ее мантии и ядре. Решающий вклад в развитие этого направления внесли в том числе и российские ученые. Еще в 1974 г. *Андрей Сергеевич Монин* и *О.Г. Сорохтин* предложили и детально исследовали механизм химико-плотностной дифференциации Земли, приводящей к выделению железистого ядра и к перемешиванию (конвекции) мантийной оболочки – непосредственной причине движения литосферных плит Земли. В конце 1980-х годов удалось выполнить численное моделирование этого механизма. В начале 1990-х годов

О.Г. Сорохтин и С.А. Ушаков предложили фундаментальную оценку энергетики Земли и объяснение ее уникальной тектонической активности. В своей последней книге “Палеогеодинамика”, написанной совместно с М.И. Кузминым и изданной уже посмертно в 1993 г., Л.П. Зоненшайн систематизировал глобальные данные о “горячих точках” и “горячих полях” Земли, источник которых, как предполагается, расположен на границе нижней мантии и ядра.

В 1980-е годы ученые впервые смогли “увидеть” проявления тектоники плит и глубинной геодинамики: первые – за счет прямого измерения движений литосферных плит методами высокоточных лазерных измерений на поверхности Земли и с искусственных спутников, вторые – благодаря появлению метода сейсмической томографии, позволяющего обнаружить небольшие изменения скорости распространения упругих волн на различных уровнях в мантии и ядре Земли.

Общий акцент последних лет на глубинные причины и механизмы дрейфа литосферных плит, а также уже достигнутые на этом пути результаты привели к тому, что тектоника плит к настоящему времени стала частью более общей науки – *геодинамики*.

Значительно расширилось в последние годы наше понимание ранней (докембрийской) геодинамики. Классическая тектоника плит описывала в основном процессы, имевшие место на протяжении фанерозоя, т.е. за последние 600 млн лет истории Земли. Для количественного анализа более ранних геологических событий просто не хватало данных. Однако быстрый прогресс в изотопной геохронологии изменил такое положение. Геологи получили возможность применить модели тектоники плит к ранней (архейской и протерозойской) истории Земли. Оказалось, что классическая тектоника плит адекватно описывает процессы эволюции Земли лишь примерно с начала протерозоя (последние 2,5 млрд лет геологической истории). Что же касается архейской и особенно катархейской (более 4 млрд лет) геодинамики, то она существенно отличалась от современной как по стилю тектонических процессов, так и по их энергетике (см. главу 6). Немалый вклад в понимание динамики ранней Земли вносят на современном этапе также данные сравнительной планетологии.

Кроме того, за последние годы открылись совершенно новые области применения тектоники плит для прогноза различных полезных ископаемых, прежде всего нефти и газа. За рубежом

соответствующее направление получило название “бассейнового анализа” (англ. *basin analysis*). На первых порах он включал лишь набор методов интерпретации геолого-геофизических данных с позиций тектоники плит, а также численное моделирование погружения осадочных бассейнов различного типа и их геотермической истории. Однако к настоящему времени уже исследуются возможности полномасштабного геодинамического анализа осадочных бассейнов, при котором их нефтегазоносность ставится в зависимость от численно моделируемых процессов заложения и развития.

Таким образом, родившись как гипотеза почти столетие назад, тектоника плит в 1960-х – 1970-х годах получила всесторонние подтверждения и стала геологической теорией. Ее значение для геологии XX века вполне сравнимо с вкладом квантовой механики в физику или генетики в биологию. Позднее тектоника плит вошла органичной составной частью в более общую науку – геодинамику. По-видимому, недалек тот день, когда геология, благодаря геодинамике и ее неотъемлемой составной части – тектонике плит, превратится из чисто описательной науки в науку гораздо более высокого методологического уровня. Это превращение происходит на наших глазах. Для того чтобы ощутить его, необходимо знать основы современной тектоники плит, изложению которых посвящены последующие разделы данной главы.

2.2. Литосфера и астеносфера

Как было показано в разделе 1.3, все крупные поверхностные структуры Земли (горные сооружения, океанские впадины и т.п.) почти идеально изостатически скомпенсированы. Если бы это условие не выполнялось, то, во-первых, реальная фигура Земли (геоид) существенно отличалась бы от теоретической модели (референц-эллипсоида), и, во-вторых, на поверхности Земли наблюдались бы интенсивные региональные гравитационные аномалии, отражающие избыток или дефицит масс поверхностных структур.

Строго говоря, *почти идеальная* изостатическая компенса-

ция крупных структур земной поверхности означает, что они в незначительной степени все же отклоняются от состояния полного архимедова равновесия, но *стремятся* к нему. Это стремление проявляется прежде всего как реакция на внешнюю (поверхностную) нагрузку. Крупные участки земной поверхности погружаются, если их вес увеличивается (например, за счет накопления осадков), и воздымаются, если их вес уменьшается (например, за счет таяния ледников). Восстановление изостатического равновесия происходит по геологическим меркам чрезвычайно быстро – за первые десятки тысяч лет. Поэтому для каждого интервала геологической истории (в том числе для современного) характерна почти идеальная изостатическая компенсация крупных поверхностных структур глубинными плотностными неоднородностями.

Феномен изостазии был бы невозможен, если бы в глубинах Земли не существовал глобально выраженный ослабленный слой (точнее, сферическая оболочка), ведущий себя в геологических масштабах времени как вязкая жидкость. Отсюда вытекает представление о наличии в верхней мантии Земли реологической границы, отделяющей вышележащую литосферу от подстилающей астеносферы.

Литосфера – это внешняя жесткая оболочка планеты, сохраняющая упругие свойства в течение длительных по геологическим масштабам промежутков времени. Она состоит из континентальной и/или океанской коры (сейсмическая оболочка А) и части верхней мантии (оболочка В). Породы литосферы имеют низкую температуру и потому не претерпевают значительных деформаций в течение временных интервалов вплоть до 10^9 лет.

Под литосферой находится *астеносфера* (оболочка С), породы которой ничем не отличаются по составу от пород нижней части литосферы (обе оболочки В и С объединяются в верхнюю мантию), но имеют достаточно высокую температуру. За счет этого в астеносфере может идти процесс *твердотельной ползучести*, т.е. под действием внешних сил породы астеносферы текут в геологических масштабах времени подобно жидкости.

По определению, подошва литосферы является изотермой – поверхностью постоянной температуры. Температура на границе “литосфера – астеносфера” приблизительно равна 1300°C , что соответствует температуре плавления (*солидуса*) мантийного

материала при литостатическом давлении, существующем на глубинах первые сотни километров. Породы, лежащие в Земле над этой изотермой, достаточно холодны и ведут себя как жесткий материал, в то время как нижележащие породы того же состава достаточно нагреты и относительно легко деформируются. Следовательно, переменная мощность литосферы объясняется в первую очередь неодинаковым геотермическим режимом в различных областях земного шара.

Наиболее простое и естественное объяснение природы подошвы литосферы состоит в следующем (рис. 2.2.1). Литостатическое давление увеличивается с глубиной в первом приближении по линейному закону и, следовательно, также линейно растет с глубиной температура солидуса мантийных пород T_s . Температура верхней мантии T_m возрастает с глубиной быстрее, чем температура солидуса пород, из которых она состоит. Положение астеносферы соответствует интервалу глубин, где кривая температуры мантии T_m ближе всего подходит к кривой солидуса мантийного материала T_s .

Ни в коем случае не следует представлять дело так, будто астеносфера представляет собой чистый расплав. Это, конечно, не так, хотя бы потому, что в астеносфере, за редким исключением, все же распространяются поперечные упругие колебания (S -волны). Просто вещество верхней мантии (перидотит) состоит из нескольких компонентов с различной температурой плавления. Изотерма же 1300°C отмечает лишь точку плавления наименее тугоплавкой базальтовой составляющей мантийного вещества, заполняющей межгранулярные пространства более тугоплавкого упругого каркаса мантии. По этой причине суммарная доля расплава в астеносфере колеблется в пределах всего лишь 1 – 10%.

Из рис. 2.2.1 очевидно, что существенную долю расплава астеносфера содержит лишь под срединно-океанскими хребтами,

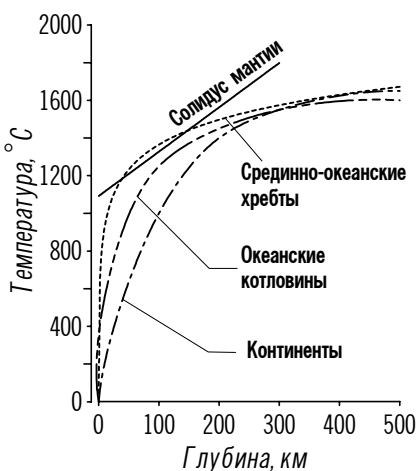


Рис. 2.2.1. Природа астеносферного слоя в мантии Земли.

где кривая температуры верхней мантии пересекает кривую температуры ее солидуса и, таким образом, $T_m > T_s$. Здесь максимально полному плавлению астеносферы способствует вдобавок максимально высокий подъем ее кровли и, как следствие, низкая температура солидуса, связанная с минимальным литостатическим давлением. Во всех остальных случаях, как видно из рис. 2.2.1, кривая T_m не достигает кривой T_s , вследствие чего астеносфера залегает гораздо глубже и содержит лишь очень незначительную долю расплава.

Именно по указанным выше причинам астеносфера в различных районах земного шара неодинаково хорошо “прощупывается” существующими геофизическими методами, основные из которых сейсмология (сейсморазведка) и глубинная электроразведка. По сейсмическим данным астеносфера отмечается как *зона пониженных скоростей* (в англоязычной литературе для ее обозначения часто применяется аббревиатура *LVZ – Low Velocity Zone*). В редких случаях, как уже было сказано, аномальное плавление астеносферы приводит, наряду с резким уменьшением скорости *P*-волн, к полному исчезновению *S*-волн. По данным глубинных электромагнитных зондирований астеносфере соответствует слой пониженного сопротивления, наличие которого объясняется добавлением ионной проводимости, свойственной исключительно расплавам, к электронной проводимости твердых пород.

Однако часто (особенно в континентальных районах, см. рис. 2.2.1) степень плавления астеносферы так низка, а положение ее кровли, наоборот, так глубоко, что астеносферу не удается зафиксировать инструментально. Значит ли это, что астеносферы в таких районах не существует? Отнюдь нет, поскольку если бы астеносфера не была выражена глобально, то, как показано в начале данного раздела, не удалось бы объяснить ни близость Земли к фигуре вращающегося жидкого тела, ни феномен практически идеальной изостатической компенсации рельефа Земли.

Кроме того, следует помнить, что успех любой попытки инструментального обнаружения астеносферы определяется в первую очередь физическими основами и разрешающей способностью применяемых для этой цели методов. Например, незначительной степени плавления астеносферы может оказаться

достаточно для появления в ней зон высокой электропроводности, но недостаточно для сколько-нибудь существенного понижения в ней скорости распространения упругих волн. В этом случае результаты интерпретации экспериментальных данных геоэлектрики и сейсмоки войдут в противоречие, и по ним одним принять решение о наличии или отсутствии астеносферы под конкретным районом будет невозможно без привлечения дополнительных, уже сугубо теоретических построений.

Еще раз повторим, что для геодинамики в данном случае принципиально важны два обстоятельства. *Первое* – даже оставаясь в твердом состоянии, породы астеносферы механически ослаблены и могут испытывать твердотельную ползучесть, за счет которой астеносфера в геологических масштабах времени ведет себя как вязкая жидкость. *Второе* – астеносфера выражена глобально, хотя глубина ее кровли, мощность и физические свойства варьируют в широких пределах.

Литосфера, естественно, также не является абсолютно жесткой оболочкой, вовсе не испытывающей вязких деформаций и идеально передающей упругие напряжения (согласно физике сплошных сред абсолютно упругих сред в природе просто не существует). По современным представлениям, только верхняя часть литосферы (кора, да и то не вся, а лишь верхняя ее часть) является достаточно жесткой, так что упругие напряжения в ней не релаксируют за временные интервалы $10^6 - 10^9$ лет. Эта часть литосферы называется *упругой литосферой*. И в нижней части коры, и в нижней, наиболее прогретой литосфере, называемой *неупругой*, также развиваются процессы твердотельной ползучести, хотя, конечно, гораздо менее интенсивные, чем в астеносфере. Однако фундаментальное понятие о литосфере и астеносфере остается краеугольным камнем тектоники плит, о чем подробнее пойдет речь в дальнейшем.

Мощность литосферы Земли (или, что то же самое, глубина поверхности астеносферы) минимальна под океанами. Здесь она изменяется от первых десятков километров под осевыми зонами срединно-океанских хребтов до примерно 100 км под океанскими котловинами (абиссалиями). Под древними щитами континентальных платформ мощность литосферы достигает максимальных значений – до 300 – 350 км. Как правило, на таких глубинах кровля астеносферы уже не “прощупывается” даже самыми

глубинными геофизическими методами, поэтому положение границы раздела литосферы и астеносферы рассчитывается теоретически. Наиболее резкие изменения мощности литосферы наблюдаются вблизи границ континент – океан, под которыми проходит контакт литосферы двух принципиально различных типов – континентальной и океанской, а также вблизи срединно-океанских хребтов.

Подшовой астеносферы (сейсмической оболочки С) и одновременно границей между верхней и нижней мантией, как уже говорилось в главе 1, служит резкий сейсмический раздел (несогласие) на глубине 660 – 670 км. Он имеет важнейшее значение для геодинамики и будет неоднократно упоминаться в дальнейшем. Пока же подчеркнем, что глубина 660 – 670 км соответствует глубинам гипоцентров самых глубокофокусных землетрясений, зафиксированных в сейсмически активных зонах Земли.

Как известно из физики, основным параметром, характеризующим реологию среды, является ее *вязкость* – коэффициент пропорциональности между механическим напряжением и скоростью деформации (течения). Чем более вязкой является среда, тем большее напряжение требуется для того, чтобы поддержать течение в ней. В системе СИ единицей вязкости служит $\text{Па} \cdot \text{с}$ (в системе СГС, иногда используемой в геодинамике, – пуаз, $10 \text{ П} = 1 \text{ Па} \cdot \text{с}$).

Данные сейсмологии позволяют предполагать реологическую неоднородность астеносферы как по вертикали, так и по латерали.

Во многих местах астеносфера подразделяется по крайней мере на два слоя с границей раздела на глубине около 400 км. Этот раздел называется границей Леман. Выше него находится *верхняя астеносфера*, средняя вязкость которой ($10^{19} \text{ Па} \cdot \text{с}$) примерно на порядок меньше, чем у расположенной под границей Леман *нижней астеносферы* ($10^{20} \text{ Па} \cdot \text{с}$). При этом вся астеносфера в целом, верхняя и нижняя, остается ослабленным слоем мантии, так как характеризуется значительно меньшей вязкостью, чем подстилающая ее нижняя мантия ($10^{23} - 10^{24} \text{ Па} \cdot \text{с}$) и, разумеется, чем перекрывающая ее литосфера (более $10^{28} \text{ Па} \cdot \text{с}$).

В последние годы во многих районах земного шара установлен слоистый характер астеносферы, при котором более

ослабленные слои (соответственно с меньшей вязкостью, пониженными скоростями упругих волн и повышенной электропроводностью) чередуются с относительно жесткими слоями. Эти факты легли в основу *модели двухфазной слоистой астеносферы*, суть которой состоит в следующем.

Эксперименты по частичному плавлению ультраосновных (мантийных) пород при высоких давлениях показали, что порции базальтового расплава образуют взаимосвязанную систему микроканалов при сохранении более тугоплавкого скелета (матрицы) породы. Под действием литостатического давления базальтовая магма, образовавшаяся в порах такого двухфазного астеносферного слоя, выжимается вверх по разрезу (рис. 2.2.2). Однако

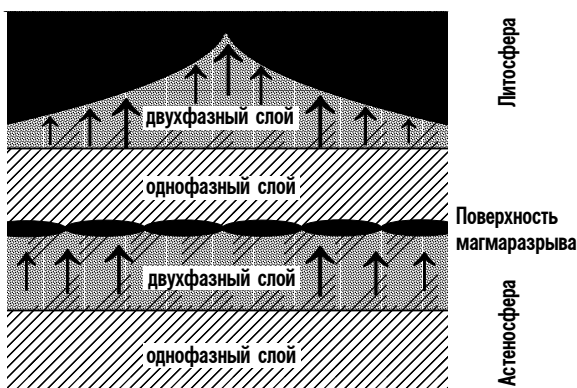


Рис. 2.2.2. Модель двухфазной слоистой астеносферы.

мощность двухфазного слоя не может превышать некоторой предельной величины, при достижении которой у кровли слоя происходит магмаразрыв скелета породы поровым давлением каверн, заполненных расплавом.

Условия магмаразрыва, а следовательно, и характерная мощность двухфазных астеносферных слоев могут быть определены следующим образом. Магмаразрыв не происходит до тех пор, пока литостатическое давление в слое мощностью h не превысит предел прочности ультраосновных пород σ , приблизительно равный $3 \cdot 10^8$ Па:

$$\Delta \rho g h \leq \sigma, \quad (2.2.1)$$

где $\Delta \rho$ – разница плотностей базальтового расплава в кавернах и жесткого скелета мантийного перидотита, приблизительно равная 500 кг/м^3 ($0,5 \text{ г/см}^3$), а g – ускорение свободного падения (10 м/с^2).

Подставляя в формулу (2.2.1) указанные величины, получаем характерную мощность двухфазного астеносферного слоя, равную 60 км. Выше отмечающей его кровлю поверхности магма-разрыва могут существовать лишь изолированные магматические камеры в однофазной среде (см. рис. 2.2.2). Еще выше может вновь появиться двухфазный слой с сообщающимися порами, и так далее.

Таким образом, описанная модель объясняет существование слоистой астеносферы (или *полиастеносферы*) с чередованием двухфазных и однофазных слоев. Как показывает оценка характерной мощности двухфазного слоя (около 60 км), даже в одну лишь верхнюю астеносферу до границы Леман могут “уместиться” пять-шесть чередующихся слоев с различными реологическими свойствами. Естественно, что при попытках “прощупать” такую полиастеносферу геофизическими методами, мы получим ощутимые изменения соответствующих физических характеристик (в частности, уменьшение скорости упругих волн) лишь в двухфазных слоях.

В последних, как уже говорилось, допускается вертикальная фильтрация базальтовой магмы. В кровле двухфазных слоев расплав локализуется в макрокаверны, соединяющиеся системой горизонтальных каналов в практически сплошные слои. Для таких интервалов разреза при попытках “прощупать” астеносферу сейсмическими методами возможно даже полное исчезновение S -волн, свидетельствующее о наличии жидкой среды.

Латеральная реологическая неоднородность типична преимущественно для верхней астеносферы. Ее вязкость зависит главным образом от геотермического режима конкретной территории. Наименьшие значения вязкости около 10^{18} Па · с характерны для астеносферы под срединно-океанскими хребтами, континентальными рифтовыми зонами и молодыми горными сооружениями. Наибольшие значения – до 10^{21} Па · с – предполагаются под древними материковыми щитами. Таким образом, вязкость верхней астеносферы варьирует в пределах трех порядков, перекрывая при этом диапазон вязкости нижней астеносферы, но все же не достигая значений, характерных для нижней мантии и тем более литосферы.

Чтобы реальнее ощутить реологические свойства мантии, в том числе наименее вязкой ее части – астеносферы, полезно срав-

нить ее с вязкостью жидкостей, реология которых известна из бытовых примеров. Например, вязкость воды равна $0,001 \text{ Па} \cdot \text{с}$, густого меда – $10 \text{ Па} \cdot \text{с}$, а текущей лавы – $10^3 \text{ Па} \cdot \text{с}$. Следовательно, даже минимальная вязкость астеносферы на 22 порядка (!) превышает вязкость воды, а по своей твердости астеносфера сопоставима с прочнейшими титано-молибденовыми сплавами, из которых делают броню танков и корпуса подводных лодок. Это лишний раз показывает, что астеносферу можно считать жидкостью лишь условно, оперируя геологическими масштабами времени $10^6 - 10^9$ лет.

2.3. Деление литосферы на плиты и типы межплитовых границ

Литосфера Земли не является сплошной оболочкой. Она разделена на небольшое число относительно тонких жестких плит, движущихся по поверхности планеты под воздействием конвективных течений в ее мантийной оболочке и взаимодействующих друг с другом своими краевыми частями.

Скорости перемещения литосферных плит по порядку величины составляют несколько сантиметров в год. Хотя эти скорости кажутся незначительными, большая часть всех происходящих на планете землетрясений, вулканических извержений и горообразовательных процессов происходит именно в области межплитовых границ. Соответственно именно современная сейсмическая и вулканическая активность является основным критерием выделения границ литосферных плит.

На рис. 2.3.1 показана одна из существующих схем разделения литосферы Земли на жесткие плиты. По характеру взаимодействия смежных плит границы между ними могут относиться к одному из трех типов – *дивергентному*, *конвергентному* или *трансформному* (рис. 2.3.2, см. вклейку).

Там, где литосферные плиты расходятся, освобождающееся между ними пространство заполняется поднимающимся снизу веществом астеносферы и его выплавками. Такие границы называются *дивергентными*. В океанах им соответствуют *срединно-океанские хребты* с рифтовыми зонами на гребнях. Если дивергентная граница пересекает материк, то над ней возникает *континентальная (материковая) рифтовая зона*.

Там, где литосферные плиты, наоборот, сходятся, возможны две ситуации. Если взаимодействуют континентальная и океанс-

кая литосфера, то более тяжелая и плотная океанская поддвигается под более легкую континентальную. В таких местах возникают сопряженные системы *глубоководных желобов с островными дугами* или *активными континентальными окраинами*, в пределах которых идет поглощение океанской литосферы в мантии. Этот процесс называется *субдукцией*. Если же плиты сталкиваются континентальными краями, то субдукция невозможна, поскольку легкая континентальная литосфера не может погрузиться в мантию на значительную глубину. В таких случаях происходит “торошение” континентальных краев плит, за счет которого воздымаются молодые горные сооружения. Этот процесс называется *коллизией*. Субдукционные и коллизионные зоны соответствуют *конвергентным* границам литосферных плит.

В геологической литературе дивергентные границы плит часто называют *конструктивными*, поскольку на них идет наращивание океанской коры, а конвергентные – *деструктивными*, поскольку на них, напротив, океанская кора (и литосфера в целом) погружается в мантию на переплавку. Однако данные термины не слишком удачны. Действительно, хотя на дивергентных границах океанская кора наращивается, этому неизбежно предшествует деструкция континентальной коры (именно такой процесс идет в материковых рифтовых зонах, которые также относятся к дивергентным межплитовым границам). Напротив, на конвергентных границах океанская литосфера уничтожается, но за счет ее переплавления в мантии рождается континентальная кора (см. главу 4). По указанным причинам предпочтительно употреблять термины дивергентные и конвергентные границы, отражающие лишь направление движения смежных плит, а не процессы, происходящие на межплитовых границах.

Третий и последний тип границ литосферных плит – *трансформный*. На трансформных границах не происходит ни наращивания, ни поглощения литосферы, плиты просто скользят друг относительно друга. Свое название они получили из-за того, что, как правило, соединяют (трансформируют) границы других типов – чаще всего дивергентные, реже конвергентные или дивергентные с конвергентными.

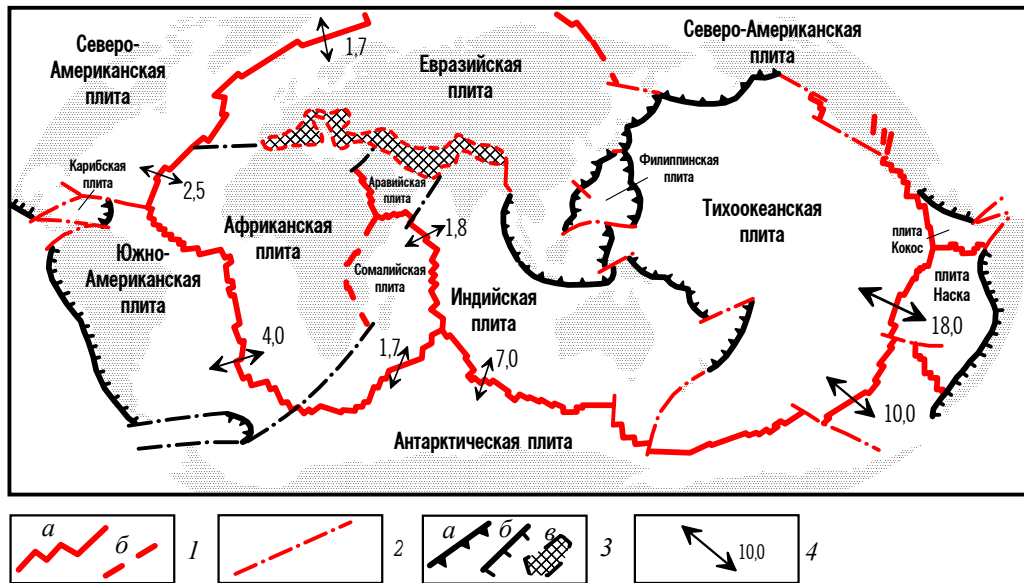


Рис. 2.3.1. Литосферные плиты Земли.

1 – дивергентные границы (а – срединно-океанские хребты, б – континентальные рифты); 2 – трансформные границы; 3 – конвергентные границы (а – островодужные, б – активные континентальные окраины, в – коллизионные); 4 – направления и скорости (см/год) движения плит.

На Земле выделяются 13 главных литосферных плит (см. рис. 2.3.1): 7 крупных – *Евразийская, Северо-Американская, Южно-Американская, Тихоокеанская, Африканская, Индийская и Антарктическая*, а также 6 средних – *Аравийская, Сомалийская, Карибская, Филиппинская, Наска и Кокос*.

Существуют более генерализованные модели с меньшим, чем 13, числом выделяемых литосферных плит. Дело в том, что сейсмичность, магматизм и скорость взаимодействия плит на разных границах имеют различную интенсивность. Четкие критерии того, насколько значимым должен быть каждый из перечисленных показателей, чтобы проводить межплитовую границу, отсутствуют. Например, раздвиговые движения по дивергентной границе, разделяющей Африканскую и Сомалийскую плиты (Восточно-Африканской рифтовой системе), относительно малоинтенсивны, поэтому часто связанную с этой границей тектоно-магматическую активность рассматривают как внутриплитовую и, следовательно, отдельную Сомалийскую плиту не выделяют, считая ее частью Африканской (см. рис. 2.3.1).

Наоборот, при детализации геолого-геофизических исследований часто возникает соблазн привлечь к рассмотрению большее число плит, особенно в районах зон коллизии, где континентальная литосфера подвергается дроблению и оказывается разбитой на значительное количество *микроплит* с сейсмически, а часто и магматически активными границами.

Однако такой подход с геодинамической точки зрения часто не оправдан по двум причинам. Во-первых, в случае с микроплитами нет уверенности, что их деление осуществляется на уровне литосферы, а не на уровне, например, коры или даже верхней части коры (о чем подробнее пойдет речь в разделе 4.3). В этом случае пропадает одно из важнейших условий, придающих строгость тектонике плит – постулат о жесткости (монолитности) литосферы. Во-вторых, даже если допустить делимость микроплит на уровне литосферы, то механизм перемещений и взаимодействий крупных и средних литосферных плит с поперечными размерами, на порядок превышающими мощность, и микроплит, у которых поперечные размеры и мощность сопоставимы, оказывается существенно различным.

Поэтому в обсуждаемой строгой классической постановке проблемы деления литосферы Земли на плиты имеет смысл

ограничиться рассмотрением небольшого числа плит, на которые разделена литосфера Земли.

Следует иметь в виду, что понятие “литосферная плита” ни в коем случае не тождественно понятию “материк”, даже если первая и второй имеют одинаковые названия. Как видно на рис. 2.3.1, почти все литосферные плиты имеют смешанный тип и включают в себя как континентальную, так и океанскую части.

Например, Африканская литосферная плита включает в себя отнюдь не весь Африканский материк: его восточная часть отделена континентальной рифтовой системой (дивергентной границей) и относится к смежной Сомалийской плите. Но зато Африканская литосферная плита захватывает почти всю восточную часть Атлантического океана до Срединно-Атлантического хребта, а также часть Южного океана. Никакой межплитовой границы под Атлантическим побережьем Африки не проходит – здесь расположена пассивная континентальная окраина. Таким образом, границы Африканской плиты имеют следующие типы: на западе, юге, востоке и северо-востоке – дивергентные (Срединно-Атлантический хребет, Африкано-Антарктический хребет Южного океана, Восточно-Африканская континентальная рифтовая система, молодой океанский рифт Красного моря); на северо-западе – трансформная (Азоро-Гибралтарский разлом); на севере – конвергентная (зона коллизии в Средиземном море). Африканская плита граничит с шестью смежными литосферными плитами, против часовой стрелки – Северо-Американской, Южно-Американской, Антарктической, Сомалийской, Аравийской и Евразийской.

Есть даже плита (Индийская), захватывающая сразу два материка – частично Евразию (Индостан) и целиком Австралию.

Можно назвать лишь три почти чисто океанских плиты – самую крупную литосферную плиту Земли Тихоокеанскую и две более мелких – Кокос и Наска. Есть одна почти чисто континентальная плита – Аравийская. Все остальные литосферные плиты Земли, как уже говорилось, имеют смешанный тип.

2.4. Кинематика плит

Все литосферные плиты непрерывно перемещаются друг относительно друга. Анализ их перемещений выполняется в геодинамике на строгом количественном уровне. В этом состоит

одно из главных преимуществ, которые дала геодинамике тектоника плит. Сразу же отметим, что ниже рассматриваются лишь *методы* анализа движений плит, но не *причины* движений, о которых пойдет речь в следующих разделах.

2.4.1. Постулаты кинематики плит

В основе кинематики литосферных плит лежат два фундаментальных постулата: об *абсолютной жесткости плит* и о *неизменности радиуса Земли*.

Постулат об абсолютной жесткости плит состоит в том, что литосферные плиты в геологических масштабах времени ведут себя как упругие тела, способные передавать прилагаемые к ним напряжения на любые расстояния, не испытывая внутренние пластические деформации. Действительно, как было показано в разделе 2.2, вязкость литосферы на несколько порядков превышает вязкость подстилающей ее астеносферы. Кроме того, предположение о жесткости литосферных плит может быть проверено увязкой их движений в глобальном масштабе. Если плиты жесткие, то движение какой-либо одной плиты относительно другой неизбежно должно вызвать относительные движения смежных плит, а следовательно, и всего ансамбля литосферных плит Земли (см. рис. 2.3.1). Таким образом, величина общего расхождения плит (векторная сумма движений на дивергентных границах) должна равняться суммарной величине их схождения (конвергенции). Действительно, такое равенство в первом приближении существует.

В то же время понятно, что постулат об абсолютной жесткости плит применим лишь в глобальном масштабе. Геологам хорошо известны складчатые деформации орогенных поясов, сопровождающиеся пластическим течением горных пород. Эти процессы идут на границах плит (конвергентных, коллизионного типа), так что никаких противоречий с базовыми постулатами тектоники плит здесь нет. Однако сами коллизионные границы в отличие от межплитовых границ всех других типов имеют значительную ширину и размытые очертания в плане. Поэтому в региональном, а тем более в локальном масштабе исследований постулат об абсолютной жесткости плит уже нельзя принимать безоговорочно.

Постулат о неизменности радиуса Земли предполагает, что в

геологических масштабах времени объем и площадь поверхности нашей планеты оставались примерно постоянными. Действительно, некогда популярная гипотеза о сжатии (контракции) Земли в настоящее время полностью отвергнута. Альтернативная гипотеза расширяющейся Земли противоречит многим фактам и также не может быть принята в ее максималистском виде. В частности, если принять, что образование современных океанов, занимающих две трети поверхности нашей планеты, обусловлено только расширением Земли (без поглощения океанской литосферы в зонах субдукции), то это требует увеличения радиуса Земли на 1000 км за последние 200 млн лет, т.е. со скоростью 2 см/год (!). Такое предположение совершенно нереально хотя бы потому, что столь сильное увеличение радиуса Земли сказалось бы в заметном возрастании ее момента инерции и, значит, в изменении продолжительности суток. В то же время при изучении колец роста ископаемых кораллов установлено, что момент инерции Земли, по крайней мере с девона (последние 400 млн лет), составлял не меньше 0,994 современной величины.

Таким образом, можно допустить лишь крайне незначительное увеличение радиуса Земли, обусловленное уменьшением во времени гравитационной постоянной и идущее со скоростью всего 0,002 см/год. Следовательно, радиус Земли за последние 200 млн лет мог увеличиться всего лишь на 4 км (0,06%), а такой величиной при глобальном анализе движений литосферных плит, естественно, можно пренебречь.

2.4.2. Относительные и абсолютные движения

В кинематике плит различают *относительные* и *абсолютные* движения. В первом случае подразумевается движение какой-либо одной литосферной плиты по отношению к другой, а во втором – движение плиты (или ансамбля плит) относительно географической (абсолютной) системы координат.

Относительные движения плит однозначно восстанавливаются по наблюдениям процессов, идущих на межплитовых границах. Следует только всегда специально оговаривать выбранную систему отсчета, т.е. указывать, по отношению к чему определяется движение плиты – к другой ли плите, или к их общей границе, или к какой-то другой выбранной точке.

Например, как видно из рис. 2.3.1, Африканская и Южно-Американская литосферные плиты имеют общую дивергентную

границу – Срединно-Атлантический хребет. По ней указанные плиты расходятся примерно в широтном направлении со скоростью около 4 см/год (в южной части Атлантического океана). Можно сказать, что Африканская плита отодвигается от Южно-Американской на восток со скоростью 4 см/год. Правильным будет и утверждение, что Южно-Американская плита отодвигается от Африканской с той же скоростью, но на запад. Любую из двух плит, имеющих общую границу, можно условно принять в качестве неподвижной и анализировать по отношению к ней движение другой плиты.

Однако при этом сама межплитовая граница (Срединно-Атлантический хребет) не стоит на месте. Принимая в качестве условно неподвижной Южно-Американскую плиту, можем утверждать, что по отношению к ней Срединно-Атлантический хребет движется на восток со скоростью 2 см/год (половина той скорости, с которой в том же направлении от Южно-Американской плиты отодвигается Африканская). И наоборот, по отношению к условно неподвижной Африканской плите Срединно-Атлантический хребет движется на запад, также со скоростью 2 см/год.

При изложенном подходе всегда можно выбрать из всего ансамбля литосферных плит Земли какую-то одну, условно принять ее неподвижной и в дальнейшем рассматривать движения остальных плит по отношению к ней. В качестве отсчетной (условно неподвижной) может быть взята любая плита, но следует помнить, что движения в такой системе отсчета относительны, и обязательно надо указывать – по отношению к какой плите эти движения описываются.

Расшифровка абсолютных движений литосферных плит по поверхности Земли – гораздо более сложная и неоднозначная задача. Как уже отмечалось, в качестве абсолютных рассматриваются движения, привязанные к какой-то системе отсчета, которая так или иначе остается неподвижной в течение геологического времени по отношению к оси вращения Земли. Пока единственными методами абсолютных реконструкций остаются палеомагнитный и палеоклиматический, о которых более подробно пойдет речь в главе 5. Однако их общим недостатком

является то, что они дают только широтную составляющую абсолютных движений, причем более или менее точному измерению поддается только остаточная намагниченность пород, направление которой позволяет судить о палеомагнитной широте литосферной плиты и ее ориентировке относительно полюса (см. раздел 1.5), а данные по палеоклиматической зональности почти всегда крайне приближительны.

В последние годы делаются попытки реконструировать абсолютные движения плит по следам *горячих точек* – системы восходящих мантийных струй, поднимающихся с границы ядра и мантии и не смещающихся друг относительно друга в течение длительных по геологическим масштабам интервалов.

Подробнее о горячих точках и мантийных плюмах пойдет речь в разделах 2.5 и 5.3. Здесь же остановимся лишь на роли горячих точек для анализа кинематики плит. Она состоит в том, что литосферная плита, проходя над горячей точкой в мантии, как бы прожигается ею насквозь, и след ее прохождения запечатлевается в виде вулканических поясов, в пределах которых возраст пород закономерно удревняется по простиранию по мере движения от современной вулканической области, т.е. от современного положения горячей точки под литосферной плитой. Простирание вулканического пояса совпадает с направлением прохождения литосферной плиты над горячей точкой и, следовательно, маркирует абсолютное движение плиты по отношению к неподвижной (относительно мантии) системе горячих точек.

К сожалению, физическая природа горячих точек в настоящее время остается не до конца выясненной. Кроме того, пока не доказана и “абсолютная” неподвижность горячих точек как по отношению друг к другу, так и всей системы горячих точек по отношению к оси вращения Земли за длительные геологические интервалы. Приходится признать, что на современном этапе геодинамика достигла больших успехов в анализе относительных перемещений литосферных плит, но пока лишь ищет пути к изучению их абсолютных движений. При этом методы описания кинематики плит, рассматриваемые в данном разделе, едины и не зависят от того, какие движения, относительные или абсолютные, описываются.

2.4.3. Мгновенные и конечные движения

В кинематике плит различаются также *мгновенные* и *конечные* движения.

Под мгновенными понимаются движения, происходящие за какой-то крайне ограниченный по длительности промежуток времени. В геологических масштабах за такой промежуток принимается в разных случаях интервал от 1 до 10 млн лет. Следует отметить, что за последние годы, благодаря техническому прогрессу, появилось большое число методов инструментального наблюдения именно мгновенных движений литосферных плит: к ним относятся высокоточные геодезические методы, методы анализа смещений реперных точек земной поверхности из космоса, а также методы решения механизмов землетрясений, происходящих на межплитовых границах.

В качестве конечных рассматриваются общие, суммарные движения литосферных плит за любой длительный промежуток времени.

Понятно, что разделение движений плит на мгновенные и конечные во многом условно. Любое конечное движение есть сумма мгновенных, но каждое частное мгновенное движение совсем не обязательно соответствует суммарному конечному по скорости и направлению. Любую точку земной поверхности можно перевести из одного положения в другое (конечное перемещение), строго говоря, бесконечным числом способов (мгновенных перемещений). В то же время любое движение плит, принимаемое за мгновенное, может оказаться суммарным (конечным), т.е. состоящим из серии более мелких мгновенных перемещений.

Наконец, следует иметь в виду, что ключевым параметром анализа любых движений литосферных плит являются возрастные геологические датировки, а точность последних уменьшается в глубь геологической истории. Поэтому один и тот же временной интервал (например, 10 млн лет) будет, скорее всего, рассматриваться как конечный, если изучаются движения плит в кайнозое (последние 60 млн лет земной истории), но этот же интервал наверняка окажется мгновенным, если речь пойдет о кинематике докембрийских литосферных плит (более 600 млн лет назад).

2.4.4. Описание движений плит

Движения литосферных плит по сфере постоянного радиуса описываются *теоремой Эйлера*. Она гласит, что перемещение любой точки по поверхности сферы описывается как чистое вращение вокруг оси, проходящей через центр сферы и пересекающей ее поверхность в двух точках, называемых *полюсами Эйлера* (*эйлеровыми полюсами*), или *полюсами вращения плит* (рис. 2.4.4.1). Надо помнить, что в сферическом пространстве все перемещения являются вращениями, они происходят по дугам окружностей, а кратчайшее расстояние между двумя точками – не прямая, как на плоскости, а *дуга большого круга* с центром, расположенным в центре сферы. Все другие дуги на поверхности сферы, центр которых находится не в ее центре, называются *малыми кругами*.

Чтобы лучше понять невозможность поступательных движений на сферической поверхности, представим себе глобус. Если

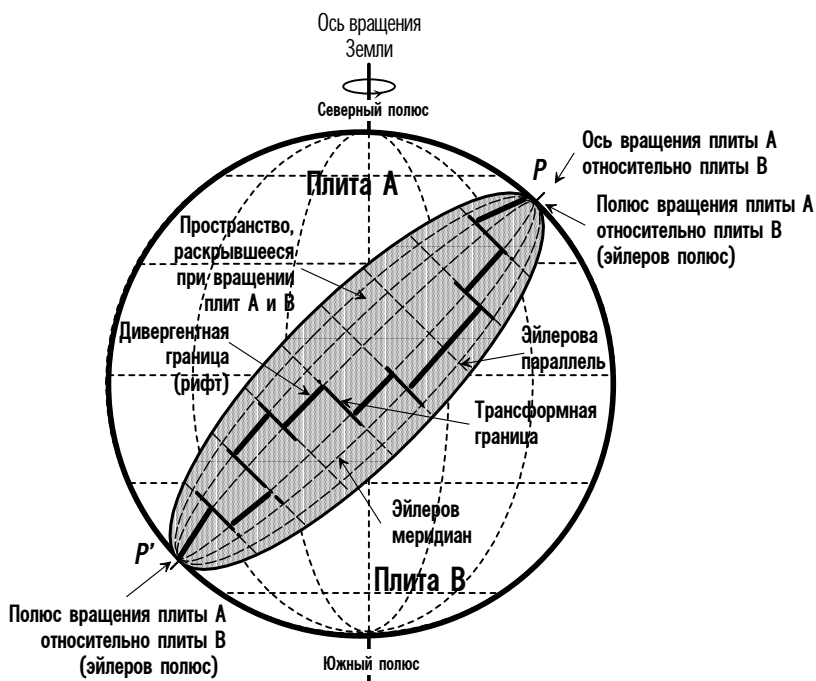


Рис. 2.4.4.1. Вращение плит на сферической Земле.

нам кажется, что какая-то плита на нем движется поступательно,

то на самом деле это означает, что она вращается вокруг удаленного эйлерова полюса. Если же нам, наоборот, кажется, что плита вращается на месте, то эйлеров полюс такой плиты находится близко или даже в пределах самой плиты.

Система вращения любой конкретной литосферной плиты представляет собой два эйлеровых полюса-антипода и связанную с ними систему эйлеровых параллелей и меридианов (см. рис. 2.4.4.1). Такая система подобна географической сетке, но смещена относительно нее, поскольку ось вращения плиты, соединяющая эйлеровы полюса, в общем случае не совпадает с осью вращения Земли. Каждой литосферной плите соответствует своя индивидуальная система вращения. Если рассматриваются две смежные плиты с общей границей, то у них будет общая система вращения, но направление вращения для каждой из смежных плит будет противоположным.

Подобно географической сетке, все эйлеровы меридианы являются большими кругами, а все параллели – малыми кругами, за исключением эйлерова экватора, отстоящего от обоих полюсов на 90° . При этом ориентировка дивергентных границ, где плиты расходятся, в идеале отвечает эйлеровым меридианам, а ориентировка трансформных границ, по которым плиты скользят друг относительно друга, – эйлеровым параллелям.

Количественной характеристикой движений плит является *угловая скорость вращения* ω . Но следует иметь в виду, что при постоянной угловой скорости различные точки вращающейся плиты движутся с разными *линейными скоростями* V . Чем дальше находится точка плиты от полюса вращения, тем больший путь при повороте на одинаковый угол она будет проходить по сравнению с другими точками той же плиты, расположенными ближе к полюсу вращения и соответственно тем большей будет линейная скорость этой точки. Линейная скорость возрастает пропорционально синусу угла между точкой плиты и полюсом ее вращения (косинусу эйлеровой широты) и достигает максимального значения на эйлеровом экваторе, т.е. на одинаковом расстоянии от эйлеровых полюсов-антиподов (рис. 2.4.4.2).

Таким образом, первая и основная задача кинематики литосферных плит состоит в нахождении по экспериментальным данным о направлениях и линейных скоростях движений плит в разных точках их общей границы главных параметров движения –

географических координат эйлеровых полюсов и угловых скоростей вращения.

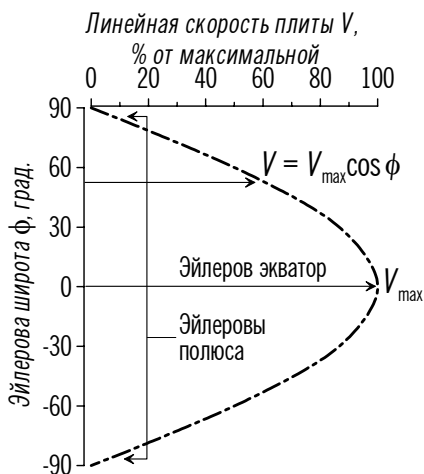


Рис. 2.4.4.2. Изменение линейной скорости плиты при удалении от полюса вращения.

Задача решается следующим образом. Пусть хотя бы в двух точках межплитовой границы $A(\varphi_1, \lambda_1)$ и $B(\varphi_2, \lambda_2)$ известны азимуты движения плит α_1 и α_2 и хотя бы в одной точке — линейная скорость V этого движения. Координаты полюса вращения плит $P(\varphi_0, \lambda_0)$ находятся решением системы двух уравнений

$$\begin{aligned} \sin \varphi_0 &= \sin \varphi_1 \cos x + \cos \varphi_1 \sin x \sin(90^\circ - \alpha_1), \\ \sin \varphi_0 &= \sin \varphi_2 \cos y + \cos \varphi_2 \sin y \sin(90^\circ - \alpha_2), \end{aligned} \quad (2.4.4.1)$$

где

$$\begin{aligned} \cos x &= \sin \varphi_0 \sin \varphi_1 + \cos \varphi_0 \cos \varphi_1 \cos(\lambda_0 - \lambda_1), \\ \cos y &= \sin \varphi_0 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_0 \cos \varphi_2 \cos(\lambda_0 - \lambda_2). \end{aligned}$$

При вычислениях следует помнить, что на сфере существуют два полюса-антипода, расположенных в противостоящих друг другу точках земного шара.

Определив координаты полюса вращения и зная хотя бы одно значение линейной скорости плит V , легко вычислить угловую скорость их вращения

$$\omega = \frac{V}{0,01745R \sin \theta}, \quad (2.4.4.2)$$

здесь ω – угловая скорость, град/год; V – линейная скорость, см/год; R – радиус Земли, км; θ – расстояние (в градусах дуги большого круга) от полюса вращения до точки, в которой измерена линейная скорость; 0,01745 – коэффициент перевода из градусов в радианы.

Угловое расстояние θ между точками с географическими координатами (φ_1, λ_1) и (φ_2, λ_2) вычисляется по формуле

$$\theta = \arccos [\sin v_1 \sin v_2 \cos(\lambda_1 - \lambda_2) + \cos v_1 \cos v_2], \quad (2.4.4.3)$$

где $v = 90^\circ - \varphi$, а линейное расстояние S по дуге большого круга составляет

$$S = R\theta, \quad (2.4.4.4)$$

R – радиус Земли, а θ выражено в радианах.

Простой и наглядный способ графического определения полюса вращения двух плит с общей дивергентно-трансформной границей показан на рис. 2.4.4.3. Как уже говорилось, трансформные участки межплитовых границ, по которым вращающиеся плиты скользят друг относительно друга, соответствуют эйлеровым параллелям (дугам малых кругов). Следовательно, если восстановить перпендикуляры к эйлеровым параллелям (т.е. построить эйлеровы меридианы, каждый из которых будет отрезком большого круга), то последние в идеале пересекутся в точке, которая и является искомым полюсом вращения двух плит (эйлеровым полюсом).

Понятно, что экспериментальные данные о движении плит всегда несут в себе какую-то погрешность. Поэтому оптимален статистический способ оценки параметров вращения литосферных плит, при котором вычисления по формулам (2.4.4.1), (2.4.4.2) или геометрические построения (см. рис. 2.4.4.3) проводятся многократно, с использованием серий экспериментальных данных в разных точках межплитовой границы. Достоверность определения полюса в данном случае оценивается *эллипсом доверительной вероятности*.

Каждому полюсу и, следовательно, каждой паре плит, для которых он получен, соответствует свой эллипс одной и той же доверительной вероятности. Причем доверительная вероятность (критерий качества статистической оценки положения полюса)

задается единой для всех анализируемых плит. Например, если используются эллипсы 95%-ной доверительной вероятности, то это означает, что для каждой пары плит можно с вероятностью 95% ожидать нахождения полюса их вращения внутри эллипса.

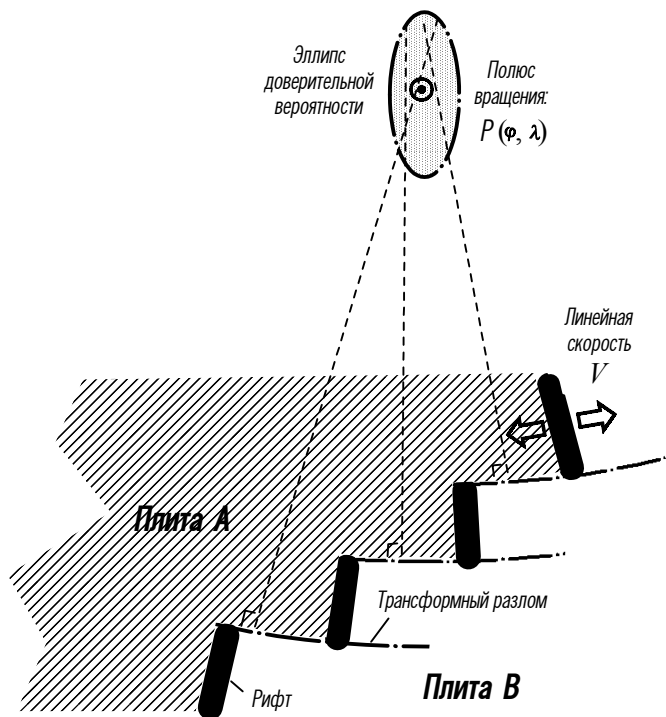


Рис. 2.4.4.3. Графическое определение полюса вращения двух плит, разделенных дивергентно-трансформной границей.

При таком подходе площадь эллипса отражает точность определения полюса: чем точнее определены параметры относительного вращения конкретной пары литосферных плит, тем меньше площадь эллипса доверительной вероятности. Отсюда понятно, что если для той же пары плит по той же серии экспериментальных данных найти полюс и оценить точность его нахождения эллипсом не 95%-ной, а, скажем, 60%-ной доверительной вероятности, последний эллипс, естественно, будет иметь меньшую площадь. Но из этого отнюдь не следует, что полюс определен точнее – просто во втором случае уменьшается уверенность в том, что полюс действительно находится внутри эллипса.

2.4.5. Тройные сочленения и глобальная увязка движений плит

После того как по экспериментальным данным описанными выше методами найдены полюса и угловые скорости относительного вращения всех пар литосферных плит, имеющих общие границы, проводится *глобальная увязка* их движений. Ее цель – привязать движение всех плит на поверхности Земли к какой-либо одной плите, условно принятой за неподвижную.

Ключевую роль в этой операции играют *точки тройного сочленения* – те места на Земле, где соприкасаются между собой три литосферных плиты и соответственно сходятся три межплитовых границы.

Примеры точек тройного сочленения многочисленны (см. рис. 2.3.1), причем в них могут сходитьсь межплитовые границы разных типов. Например, в точке тройного сочленения Африканской, Сомалийской и Аравийской плит соединяются три дивергентные границы. Такая точка имеет тип “рифт-рифт-рифт” (Р-Р-Р). Тот же тип точки тройного сочленения Р-Р-Р имеют Сомалийская, Индийская и Антарктическая плиты в южной части Индийского океана, а также плиты Кокос, Наска и Тихоокеанская в восточной части Тихого океана. В районе Азорских островов в Атлантическом океане сходятся в одной точке две дивергентные границы (северная и южная ветви Срединно-Атлантического хребта) и одна трансформная (Азоро-Гибралтарская зона разломов). Они образуют точку тройного сочленения Африканской, Евразийской и Северо-Американской литосферных плит, имеющую тип “рифт-трансформный разлом-рифт” (Р-Т-Р). Более редкими являются случаи схождения в точках тройного сочленения конвергентных и трансформных границ. Такие примеры наблюдаются на границах Филиппинской, Тихоокеанской и Евразийской плит: тип тройного сочленения в южной части Филиппинской плиты “трансформный разлом-желоб-трансформный разлом” (Т-Ж-Т), а в северной – “желоб-желоб-желоб” (Ж-Ж-Ж).

Из постулата о жесткости литосферных плит следует, что движения трех плит A , B и C , соприкасающихся в одной точке, могут быть строго геометрически увязаны между собой. Их увязка вокруг точки тройного сочленения состоит в том, что геометрическая сумма векторов их относительного движения должна быть равна нулю:

$${}_A\mathbf{V}_B + {}_B\mathbf{V}_C + {}_A\mathbf{V}_C = 0. \quad (2.4.5.1)$$

Увязка относительных движений плит вокруг точек тройного сочленения имеет двоякое значение – *корректировки и прогноза*.

Возможность корректировки заключается в том, что если мы располагаем кинематическими параметрами всех трех плит *A*, *B* и *C*, полученными по формулам (2.4.4.1), (2.4.4.2), то эти данные могут быть проверены по формуле (2.4.5.1). Только если проверка проходит, можно говорить о достоверности полученных результатов.

Если же проверка не проходит (геометрическая сумма независимо полученных векторов движений трех плит в точке их сочленения не равна нулю), то возможны два объяснения. Либо присутствуют ошибки в определениях относительных движений любой из пар плит, соприкасающихся в точке тройного сочленения, и этим определениям нельзя доверять; либо выполненные определения относятся к плитам, не имеющим точки тройного сочленения, и тогда следует искать дополнительную плиту или сомневаться в правильности установления межплитовых границ.

Возможность прогноза относится к тем случаям, когда для трех плит, соприкасающихся в точке тройного сочленения, есть надежные данные о векторах движения двух плит по отношению к третьей, а вектор движения этих двух плит друг относительно друга неизвестен и не может быть установлен по имеющимся материалам. В подобной ситуации он может быть легко прогнозирован по формуле (2.4.5.1).

Последовательно определяя параметры относительного вращения каждой из пар смежных литосферных плит Земли, проверяя (а в случае необходимости – прогнозируя), а затем замыкая решения вокруг точек тройного сочленения, можно добиться глобальной увязки движений всех литосферных плит на поверхности сферической Земли. Свидетельством корректности глобальной увязки будет примерное равенство нулю суммарного вектора перемещений всех литосферных плит Земли.

Как уже неоднократно отмечалось, одна из плит при глобальной увязке должна быть условно принята за неподвижную. Если ее движение известно в абсолютных координатах, то несложно пересчитать движение всего ансамбля плит (уже увязанное) в тех же координатах и, таким образом, получить картину движения литосферных плит Земли уже в абсолютной системе отсчета.

К настоящему времени создано большое число компьютерных программ, решающих задачи кинематики плит и позволяю-

ших получить наглядное представление об их относительных и абсолютных движениях. Во всех этих программах в качестве исходных используются экспериментальные данные о взаимодействии плит на общих границах и применяются методы вычислений, описанные в настоящем разделе.

2.5. Мантийная конвекция и движущий механизм тектоники плит

Движение литосферных плит требует какой-то системы горизонтальных сил, которые могли бы заставить плиты раздвигаться на дивергентных границах, скользить друг относительно друга на трансформных границах и сталкиваться на конвергентных границах. В качестве основной (хотя и не единственной) силы, движущей литосферные плиты, современная геодинамика рассматривает конвекцию в мантии Земли.

Конвекцией называется движение вещества, возникающее в среде с неустойчивой стратификацией плотности ρ в результате действия силы тяжести g , при котором более легкие вещества всплывают вверх, а более тяжелые опускаются вниз.

Суть конвекции, таким образом, заключается в движении, обусловленном плавучестью: более легкий материал всплывает, а более плотный – тонет. Плавучесть может возникнуть при разделении веществ с неодинаковой плотностью (химико-плотностная конвекция), либо различие плотностей должно вызываться разностью температур (тепловая конвекция). На самом деле, оба возможных источника конвекции тесно связаны, представляют собой два компонента одного процесса и не проявляются один без другого. Понятно, что любое химическое разделение вещества мантии неминуемо вызывает изменение ее температурных параметров, поскольку химические реакции могут быть экзотермическими или эндотермическими, а вещества с различным составом обладают разными теплогенерацией и теплопроводностью. И наоборот, изменение температуры каких-то участков мантии неизбежно влечет за собой ее частичную дифференциацию, а значит, преобразование химического состава.

Следовательно, вопрос о физической природе мантийной конвекции состоит не в том, какая конвекция, тепловая или химико-плотностная, в ней осуществляется, а в том, какой из компонентов конвекции является первичным, а какой – вторичным. Разогрев и остывание различных участков мантии служит

причиной изменения их химического состава и плотности или, наоборот, химическая дифференциация мантии обуславливает появление в ней разогретых (менее плотных) и холодных (более плотных) участков, включающихся в конвекцию?

Тепло в мантии может генерироваться различным образом, но внимания заслуживают только те источники тепловой энергии, которые способны производить *много* тепла. Очевидно, мантия сохраняет большое количество ранее накопленного тепла (см. разделы 1.1.4 и 1.4), но если бы оно было единственным или хотя бы главным компонентом теплового баланса, то Земля всю свою геологическую историю должна была остывать. На самом деле, хотя это и может показаться удивительным, если Земля в процессе своей геологической эволюции и остывала, то совсем немного. Стабилизирующим фактором в данном случае как раз и служила конвекция.

Дело в том, что если система (недра Земли) хотя бы один раз достаточно нагрелась для возникновения конвекции, то дальнейший приток тепла приводит главным образом к усилению конвекции, а не к возрастанию температуры. Таким образом, в недрах Земли накапливается мало дополнительного тепла, так как оно почти полностью отводится к холодной поверхности, где мы его наблюдаем, в частности, в виде поверхностного кондуктивного теплового потока или конвективного выноса тепла лавами вулканов и гидротермами.

Но есть и обратное обстоятельство – конвекция в такой системе, как описано выше, не может долго существовать после прекращения притока тепла. Значит, конвекция в мантии Земли поддерживается не старыми запасами тепла, а прежде всего действующими ныне источниками. Единственным же возможным источником “современной” тепловой энергии мантии мог бы быть радиоактивный распад содержащихся в ней долгоживущих изотопов U, Th и K. Однако, как показано в разделе 1.2, мантия сильно истощена в отношении радиоактивных элементов: их содержание в ней примерно в 200 раз ниже, чем в континентальной коре.

Поэтому мантия сама не способна генерировать радиогенное тепло, во всяком случае в том количестве, которое необходимо для “запуска” механизма конвекции. Вместе с тем, учитывая огромную общую массу мантии, нельзя полностью исключить какой-то вклад ее радиогенной теплогенерации в общий тепловой баланс Земли.

Таким образом, наиболее вероятным в настоящее время является представление, что в недрах Земли конвекция обусловлена процессом химико-плотностной дифференциации вещества, приводящим к росту тяжелого железистого ядра и перемешиванию относительно легкой остаточной силикатной мантийной оболочки.

В простейшем виде процесс мантийной конвекции можно представить следующим образом (рис. 2.5.1). Уплотненный и холодный участок мантии опускается к поверхности ядра и обтекает ее, теряя при этом свободное железо, которое уходит в ядро. Таким образом возникает разуплотненный (обедненный железом) участок мантии, разогревающийся в глубинных зонах высоких температур. Он “всплывает” обратно к подошве литосферы, причем за счет уменьшения литостатического давления мантия на астеносферном уровне испытывает максимальное частичное плавление и становится минимально вязкой, а значит, и более подвижной. Из расплава, отделившегося и ушедшего из астеносферной мантии, образуется океанская кора, которая впоследствии погружается обратно в мантию в зонах субдукции и там постепенно расплавляется. Повторная дифференциация астеносферной мантии в зонах субдукции приводит к ее обогащению тяжелыми элементами (легкие элементы уходят на образование коры) и, таким образом, вновь

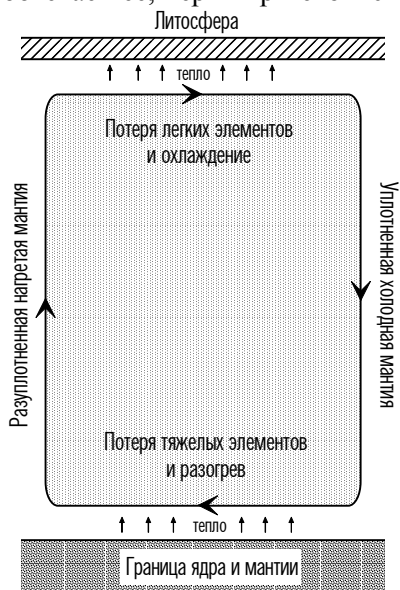


Рис. 2.5.1. Принципиальная схема химико-плотностной мантийной конвекции.

обогащению тяжелыми элементами (легкие элементы уходят на образование коры) и, таким образом, вновь

формируется уплотненный участок мантии, который образует нисходящую ветвь конвективной ячейки. В целом вертикальные конвективные движения осуществляются преимущественно в нижней мантии (оболочке D), а горизонтальные – в астеносфере (оболочке C) и на границе мантии и ядра.

Возможность развития химико-плотностной конвекции в мантии Земли определяется модифицированным числом Релея:

$$R_a = \frac{\Delta\rho g H}{D\eta}, \quad (2.5.1)$$

где $\Delta\rho$ – перепад плотности, образующийся за счет обеднения или обогащения мантии тяжелыми элементами (прежде всего железом) вследствие ее дифференциации на нижнем (граница мантии и ядра) или верхнем (астеносферном) уровнях; g – сила тяжести; H – толщина оболочки, в которой происходит конвекция (мантии Земли); D – коэффициент диффузии, определяющий способность вещества к выравниванию плотности (смешиванию); η – вязкость мантии.

Легко видеть, что безразмерное число Релея R_a представляет собой отношение факторов, способствующих конвекции (числитель формулы (2.5.1)), к факторам, ей препятствующим (знаменатель). Например, чем выше плотностной контраст $\Delta\rho$ между различными участками мантии, тем быстрее соответствующие ее участки будут всплывать или тонуть. Чем больше мощность конвектирующей оболочки H , тем интенсивнее идет в ней конвекция. И наоборот, если плотность в мантии быстро выравнивается в результате смешивания вещества (высокий коэффициент диффузии D), то мантия быстро становится гомогенной и вследствие этого конвекция в ней прекращается. Повышение вязкости мантии η также снижает интенсивность конвекции (см. раздел 2.2).

Следует обратить внимание на то, что как минимум два параметра в числителе отношения (2.5.1), а именно перепад плотности $\Delta\rho$ и мощность конвектирующей оболочки H , явно уменьшаются в процессе эволюции Земли: со временем в мантии становится все меньше железа (оно уходит в ядро), а мощность мантии уменьшается за счет роста ядра при сохранении постоянного объема Земли. Это значит, что интенсивность конвекции в мантии Земли постепенно снижается в процессе геологической

эволюции нашей планеты, о чем подробнее пойдет речь в главе 6.

Критическое значение числа Релея, примерно равное $2 \cdot 10^3$, указывает тот предел, выше которого возможно развитие конвекции, а ниже – невозможно. Подставляя в (2.5.1) численные параметры $\Delta\rho \approx 50 \text{ кг/м}^3$ ($0,05 \text{ г/см}^3$), $g \approx 10 \text{ м/с}^2$, $H \approx 2,5 \cdot 10^6 \text{ м}$, а также учитывая, что значение знаменателя в отношении (2.5.1) находится в пределах $10^{-13} < D\eta < 10^5$ ньютонов, поскольку входящие в него параметры D и η сильно варьируют, получим, что число Релея для мантии изменяется в пределах $10^{17} < R_a < 10^{35}$. Следовательно, безразмерное число Релея для мантии Земли при любых допустимых значениях входящих в него параметров на много порядков превышает свое критическое значение, что доказывает *принципиальную возможность конвекции в мантии Земли*.

Тип конвекции, *ламинарный* (упорядоченный) или *турбулентный* (хаотический), определяется *числом Рейнольдса*

$$R_e = \frac{VN}{\eta}, \quad (2.5.2)$$

где V – скорость конвективного течения; H – толщина оболочки, в которой идет конвекция; η – ее вязкость.

При достаточно больших числах Рейнольдса течение жидкости является турбулентным, а при низких – ламинарным. Вне зависимости от толщины конвектирующей оболочки, скорости течения или вида жидкости (ее плотности и вязкости) при критическом значении $R_e \approx 2200$ ламинарный поток переходит в турбулентный. Подставляя в (2.5.2) возможные для мантии Земли численные параметры, легко убедиться, что из-за огромной вязкости мантии числа Рейнольдса для нее очень низки (порядка $10^{-18} - 10^{-20}$), что значительно ниже критического значения. Следовательно, *в мантии Земли возможны лишь ламинарные (упорядоченные) конвективные течения*.

Таким образом, первопричиной конвекции в мантии Земли служит ее химико-плотностная неоднородность, обуславливающая термическую неоднородность. Химико-плотностная неоднородность мантии может вызывать в ней течение вещества (об этом говорят высокие числа Релея), причем конвективные течения в мантии могут быть только ламинарными (о чем свидетельствуют низкие числа Рейнольдса).

Перейдем к анализу проблемы, пока не решенной однозначно и остающейся объектом интенсивных исследований в геодинاميке – вопросу о *форме конвективных ячеек в мантии и их вертикальных размерах*. Вопрос сводится к тому, является ли конвекция в недрах Земли сквозьмантийной, т.е. охватывающей всю мантию от поверхности ядра до подошвы литосферы, или же конвекция осуществляется автономно на двух уровнях, нижнемантийном и верхнемантийном (астеносферном) (рис. 2.5.2)? Строгое

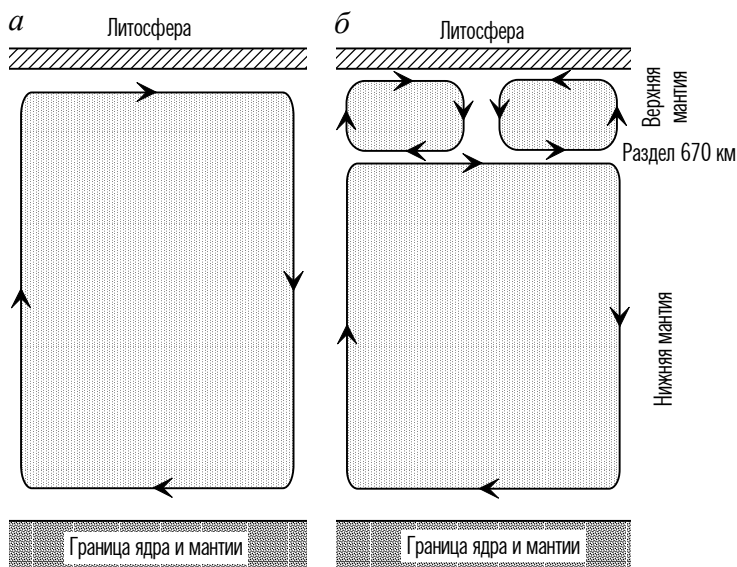


Рис. 2.5.2. Принципиальные схемы сквозьмантийной (а) и двухъярусной (б) мантийной конвекции.

аналитическое решение данной проблемы (такое, например, как для рассмотренного в разделе 2.4 описания кинематики литосферных плит), очевидно, получить невозможно из-за сложной реологии мантии, нелинейно изменяющейся по вертикали и латерали (см. разделы 1.2.4 и 2.2). Поэтому в современной геодинاميке предпочтение отдается численному моделированию процессов мантийной конвекции, результаты которого, к сожалению, пока не позволяют однозначно принять ту или иную модель.

В пользу модели сквозьмантийной конвекции свидетельствуют данные геохимии редких элементов и изотопии включений

(ксенолитов) глубинных магматических пород, показывающие, что по крайней мере часть этих пород имеет в качестве источника не истощенную (деплетированную) верхнюю мантию, а недеплетированную нижнюю.

В пользу двухъярусной конвекции обычно выдвигаются следующие доводы. Во-первых, распределение дивергентных и конвергентных границ литосферных плит на современной Земле (см. рис. 2.3.1), конечно, чересчур сложно, чтобы его могла обусловить простая система из одной или двух сквозьмантийных ячеек, а в мантии, напомним, возможны только ламинарные конвективные течения. Во-вторых, полученные в последние годы данные сейсмической томографии, позволяющие картировать глубинные плотностные неоднородности в недрах Земли, показали, что распределение последних в верхней и нижней мантии сильно отличается. Плотностная (и тепловая) гетерогенность у верхней мантии гораздо больше, чем у нижней, причем области разуплотнения нижней и верхней мантии почти никогда не совпадают, и наоборот.

Таким образом, есть веские доводы в пользу обеих моделей конвекции, сквозьмантийной и двухъярусной. Однако не следует забывать, что даже если мы “видим” отражение динамики мантии в данных сейсмической томографии или в характере приповерхностных структур Земли (распределение границ плит и скорости их движения, глобальный рельеф, аномалии геоида и т.п.), то все эти данные есть ни что иное, как “мгновенный снимок” процесса, изменяющегося во времени.

Поэтому попробуем подойти к решению вопроса о форме конвективных ячеек в мантии с другой стороны. Примем, что *любая модель мантийной конвекции*, если последняя предполагается в качестве основного источника движений литосферных плит, *должна объяснять периодические изменения стиля глобальных движений литосферных плит* на протяжении геологической истории нашей планеты.

Известно (о чем подробнее пойдет речь в главах 5 и 6), что в определенные геологические эпохи материка, жестко “впаянные” в литосферные плиты, сталкивались между собой, образуя гигантские *суперконтиненты*. Эпохи формирования суперконтинентов соответствуют главным (глобальным) фазам диастрофизма, поскольку возраст последних определяется по изотопным дати-

ровкам континентальных магматических пород (см. раздел 1.6), а обильный гранитоидный магматизм характерен именно для коллизионных обстановок (см. главу 4).

Напомним датировки глобальных фаз диастрофизма, от древних к современным (в млн лет): саамская (3600), кеноранская (2700), карельская (1900), гренвильская (1050) и герцинская (260).

Самая ранняя, саамская фаза диастрофизма, как будет показано в главе 6, имела место в тот отдаленный период истории Земли, когда механизм тектоники плит еще не действовал в полном объеме (не было интенсивной конвекции). Но, начиная с границы архея и протерозоя (кеноранская фаза диастрофизма), в недрах Земли уже развивались крупномасштабные конвективные течения, а значит, суперконтиненты формировались на поверхности Земли в течение ее геологической эволюции четыре раза, с интервалом примерно 800 – 900 млн лет.

В эпохи между существованием суперконтинентов происходит их раскол, в результате которого “обломки” суперконтинентов в виде отдельных материков растаскивались по поверхности Земли, а между ними раскрывались обширные океаны. Например, современные океаны возникли за последние 200 млн лет в процессе раскола последнего, четвертого в истории Земли суперконтинента Пангеи, образовавшегося в герцинскую фазу диастрофизма 260 млн лет назад. Автономный дрейф “обломков” прежнего суперконтинента продолжается до тех пор, пока из них не сформируется следующий суперконтинент, совсем в другом месте и другой конфигурации, чем прежний.

Посмотрим, как две альтернативные модели мантийной конвекции объясняют периодические перестройки ее стиля, приводящие к образованию и расколу суперконтинентов.

Модель сквозьмантийной конвекции предполагает, что в сферическом слое (мантии Земли) простейшей из возможных форм является *однойчейковая* конвекция с противостоящими друг другу полюсами подъема и опускания вещества. Следующие и предельные по сложности (из-за низких чисел Рейнольдса) – *двухъячейковые* формы конвекции с двумя противоположными полюсами подъема и экватором опускания вещества (*закрытые* ячейки) или, наоборот, с экватором подъема и двумя полюсами опускания вещества (*открытые* ячейки). Численное моделирование показывает, что обе формы сквозьмантийной конвекции

неустойчивы и способны трансформироваться одна в другую за время порядка $10^8 - 10^9$ млн лет. Смена режимов конвекции объясняется тем, что в центрах конвективных ячеек, где мантийное вещество перемешивается наименее интенсивно, образуются *застойные зоны*, плотность вещества которых выше, чем в остальной интенсивно перемешивающейся мантии.

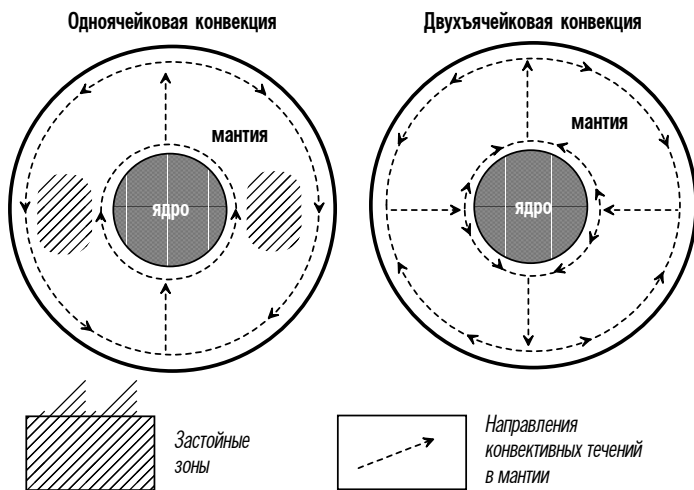


Рис. 2.5.3. Переход одноячейковой конвекции в двухячейковую.

На рис. 2.5.3 показан простейший случай перехода одноячейковой сквозьмантийной конвекции в двухячейковую. В процессе непрерывного массообмена мантийное вещество обтекает земное ядро, теряя при этом тяжелое железо, становится более легким и всплывает в гравитационном поле Земли, формируя восходящую ветвь (полюс) одноячейковой конвекции. Через астеносферу мантийное вещество перетекает к противостоящему полюсу, а поскольку при этом оно теряет легкие компоненты, которые выплавляются из мантии и идут на формирование коры, то здесь формируется нисходящая ветвь (полюс) одноячейковой конвекции. В центрах конвективных ячеек неизбежно возникают застойные зоны с повышенной плотностью мантийного вещества, которые постепенно вовлекаются в общий массообмен и начинают тонуть, сокращая тем самым сечение конвективного потока на границе мантии и ядра. В результате один из бывших полюсов одноячейковой конвекции (на рис. 2.5.3 нижний полюс опускания вещества) превращается в полюс подъема, а на месте застойных

зон появляются два новых полюса (открытые ячейки) или экватор (закрытые ячейки) опускания мантийного вещества. Одноячейковый режим сквозьмантийной конвекции, таким образом, переходит в двухъячейковый.

В эпохи одноячейковой конвекции материка собираются над полюсом опускания мантийного вещества и группируются здесь в суперконтиненты, а в эпохи двухъячейковой конвекции, наоборот, суперконтиненты раскалываются и их “обломки” дрейфуют в стороны от полюсов (или экватора) подъема мантийного вещества.

Модель двухъярусной конвекции в определенной степени является компромиссной, поскольку она предполагает периодическую смену режима сквозьмантийной конвекции на режим раздельной конвекции в верхней и нижней мантии.

Чрезвычайно важная роль в данной модели отводится разделу на глубине 670 км (границе верхней и нижней мантии), где отмечается фазовый переход от шпинель-гранатовых к более плотным ильменит-перовскитовым силикатам (см. раздел 1.2.4). Предполагается, что холодные и плотные края субдуцирующих литосферных плит, или слэбы (от англ. *slab*, буквально – кусок плиты), в эпохи двухъярусной конвекции не проникают сквозь эту границу, и конвекция происходит раздельно в верхней и нижней мантии. Именно такой режим мантийной конвекции характерен для современной эпохи, причем данные сейсмической томографии позволяют картировать как различный характер гетерогенности верхней и нижней мантии, так и сами слэбы под современными зонами субдукции (см. рис. 4.1.3 в разделе 4.1). Когда вес слэбов, скопившихся на разделе 670 км, превысит предел прочности нижней мантии, они “обрушаются” и тонут в ней, инициируя тем самым переход к режиму сквозьмантийной конвекции.

Периодическая смена режимов двухъярусной конвекции на сквозьмантийную и, как следствие, образование и распад суперконтинентов объясняются в данной модели следующим образом (рис. 2.5.4). Когда на поверхности Земли формируется суперконтинент, он экранирует глубинный (мантийный) тепловой поток, вследствие чего мантия под суперконтинентом нагревается и разуплотняется. Начинается подъем (апвеллинг) разуплотненного и нагретого мантийного материала, в конце концов приводящий к расколу суперконтинента. Поскольку разуплотненный и горячий мантийный материал имеет пониженную вязкость,

конвективные ячейки, прежде сквозьмантийные, принимают в верхней мантии более сложные формы, и конвекция переходит в двухъярусный режим, т.е. идет раздельно в верхней и нижней мантии. Численное моделирование показало, что накопление мантийного тепла под суперконтинентом и последующий мантийный апвеллинг требуют порядка 200 – 400 млн лет, а распад суперконтинента – около 200 млн лет.

Распад суперконтинента с последующим растаскиванием его

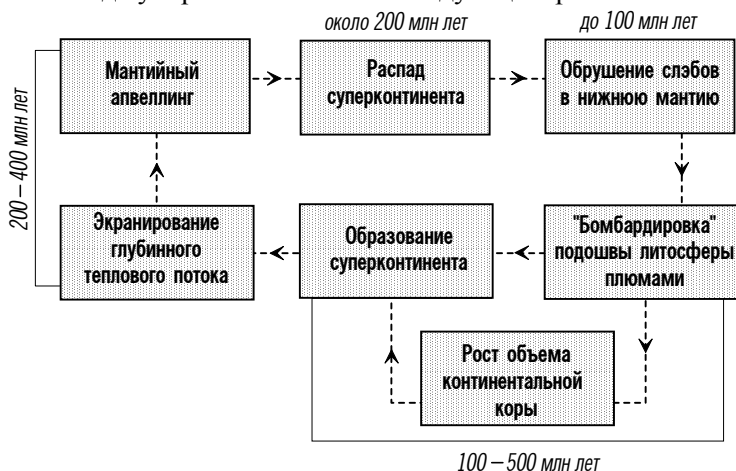


Рис. 2.5.4. Объяснение образования и распада суперконтинентов в рамках двухъярусной модели мантийной конвекции.

“обломков” по поверхности Земли активизирует процесс спрединга и, как следствие, субдукции, в результате чего растет масса холодных литосферных слэбов на разделе 670 км. В конце концов слэбы “обрушаются” сквозь фазовый раздел и тонут в нижней мантии. Обрушение слэбов требует времени до 100 млн лет, после чего конвекция вновь становится сквозьмантийной.

Как обратная реакция на обрушение холодных слэбов в нижнюю мантию, от ее подошвы (границы с ядром) отделяются, а затем поднимаются к поверхности Земли тонкие колонны (струи) разогретого материала. Они получили в тектонике плит название *плюмов*, а их поверхностные проявления известны как *горячие точки*, или *горячие поля*.

Природа плюмов и горячих точек (полей) – одна из актуальнейших и до сих пор нерешенных проблем современной

геодинамики. В качестве доказательства их реальности обычно приводят геохимические и петрологические данные. Горячим точкам отвечают проявления *внутриплитового вулканизма*, представленного в основном щелочными базальтами, тогда как гораздо более активный вулканизм дивергентных границ плит (срединно-океанских хребтов) представлен преимущественно толеитами (см. раздел 1.2.3). На глубинный источник вулканизма горячих полей и точек указывают и содержания редких элементов, а также исходные соотношения изотопов стронция (см. раздел 1.6).

Однако нерешенным остается вопрос, как плюмы могут оставаться примерно на одном и том же месте в течение десятков и сотен миллионов лет в конвектирующей мантии. Этот вопрос принципиально важен, поскольку траектории горячих точек, “прожигающих” дрейфующие над ними литосферные плиты при условии неподвижности самого плюма, используются в кинематике плит и палеогеодинамике для реконструкции абсолютных движений (см. разделы 2.4 и 5.3). Известно, что горячие точки не вполне стационарны, поскольку они смещаются друг относительно друга на несколько миллиметров в год (что гораздо меньше, чем скорость большинства плит), но все же трудно примирить идею о существовании горячих точек с представлением о конвекции в масштабе всей мантии. Пока данная проблема, как уже сказано, находится в стадии интенсивного исследования.

Принимая существование мантийных плюмов в качестве реальности, рассматриваемая модель мантийной конвекции (см. рис. 2.5.4) допускает их чрезвычайно быстрый (всего за несколько миллионов лет) подъем до подошвы литосферы. Скорость движения мантийного материала должна достигать при этом нескольких метров в год, что примерно на два порядка превышает скорость движения литосферных плит, однако реальность столь быстрых течений в мантии подтверждена компьютерным моделированием.

Плюмы “бомбардируют” снизу подошву литосферы, причем многое зависит от того, куда пришлось “попадание” плюма – под океан или под континент. В первом случае появление плюма инициирует возрастание скорости спрединга в океане и, как следствие, увеличение интенсивности субдукции по его окраинам. Во втором случае мантийный плюм вызывает прогрев континентальной литосферы (в миниатюре этот процесс напоминает описанный выше мантийный апвеллинг под суперконтинентом) и, как следствие, глубинный магматизм. Именно так в континен-

тальную литосферу внедряются, в числе прочих, такие хорошо известные, хотя и редкие глубинные породы, как кимберлиты и лампроиты.

В обоих случаях подъем мантийных плюмов обеспечивает рост объема континентальной коры за счет либо субдукционного вулканизма (если плюм попал под океан), либо глубинного континентального магматизма (если плюм попал под континент). Об этих процессах подробнее пойдет речь в главе 4. Пока же для нас важно, что инициированная подъемом плюмов активизация процессов субдукции и роста объема континентальной коры неизбежно приводит к формированию нового суперконтинента. Время, требуемое на реализацию этой завершающей стадии цикла, составляет по данным численного моделирования от 100 до 500 млн лет. Таким образом, весь описанный цикл, в процессе которого происходит перестройка режимов мантийной конвекции, вызывающая распад старого и образование нового суперконтинента, занимает 800 – 900 млн лет, что вполне согласуется с периодами между главными фазами диастрофизма в истории Земли.

Таким образом, каждая из двух рассмотренных моделей мантийной конвекции, во-первых, подтверждена результатами компьютерного моделирования и, во-вторых, способна объяснить большую часть имеющихся геолого-геофизических данных. Модель сквозьмантийной конвекции объясняет формирование и распад суперконтинентов на поверхности Земли периодической сменой одноячейковой конвекции на двухъячейковую вследствие образования застойных зон в центральных частях ячеек. Тот же факт в альтернативной модели объясняется периодической сменой сквозьмантийной конвекции на двухъярусную из-за скопления и последующего “обрушения” холодных краев субдуцирующих литосферных плит через фазовый раздел верхней и нижней мантии на глубине 670 км.

Современный уровень развития геодинамики не позволяет отдать предпочтение какой-либо из двух моделей, а потому они на сегодняшний день являются равновероятными. Обе модели предполагают мантийную конвекцию в качестве основной (хотя и не единственной, о чем пойдет речь ниже) движущей силы тектоники плит. Именно за счет вязкого трения астеносферы о подошву

литосферы осуществляется дрейф литосферных плит по поверхности Земли. При этом скорости течений в мантии, особенно в ее астеносферной части, гораздо выше скорости дрейфа литосферных плит, поскольку лишь относительно небольшая часть энергии мантийной конвекции расходуется непосредственно на “волочение” литосферных плит – значительная ее часть переходит в тепловую энергию и ведет к прогреву литосферы. Численное моделирование показывает, что, для того чтобы обеспечить движение литосферы со скоростью 4 см/год, астеносфера под ней должна течь со скоростью около 20 см/год, т.е. примерно в пять раз быстрее.

Поверхностные структуры литосферы, срединно-океанские хребты и зоны субдукции совсем не обязательно в точности соответствуют восходящим и нисходящим ветвям мантийной конвекции, независимо от того, имеет она сквозьмантийный режим или развивается автономно в верхней и нижней мантии. Следует иметь в виду, что движение жестких литосферных плит, хотя и определяется в основном конвективными течениями мантии и согласуется с ними, не обнаруживает идеального соответствия с формой конвективных ячеек. Согласованность проявляется лишь в самом общем виде: в том, что дивергентные границы литосферных плит в целом близки к восходящим, а конвергентные – к нисходящим ветвям мантийной конвекции.

Какие еще дополнительные силы, помимо главной (конвекции), могут приводить к перемещению литосферных плит, ускорять или замедлять их движение?

В пределах срединно-океанских хребтов края смежных плит, разделенные дивергентной границей, оказываются приподнятыми относительно океанских абиссалий. Под хребтами находится выступ горячей астеносферы, испытывающей максимальное частичное плавление. Из-за этого возникают ортогональные протиранию хребта силы F_{RP} , за счет которых края смежных океанских плит отталкиваются от хребта (индекс в обозначении силы – от английского *ridge push*, буквально – отталкивание от хребта), соскальзывая под действием собственного веса с расположенного под ним астеносферного выступа (рис. 2.5.5). Силы F_{RP} могут оказаться особенно значительными там, где срединно-океанский хребет какой-то своей частью совпадает с горячей точкой мантии, из-за чего занимает аномально приподнятое положение.

К подошве внутриплитовых частей литосферы приложены главные движущие силы тектоники плит – силы мантийного “волочения” (англ. *drag*) F_{DO} под океанами и F_{DC} под континентами, величина которых зависит в первую очередь от скорости астеносферного течения, а последняя определяется вязкостью и мощностью астеносферного слоя. Так как под континентами мощ-

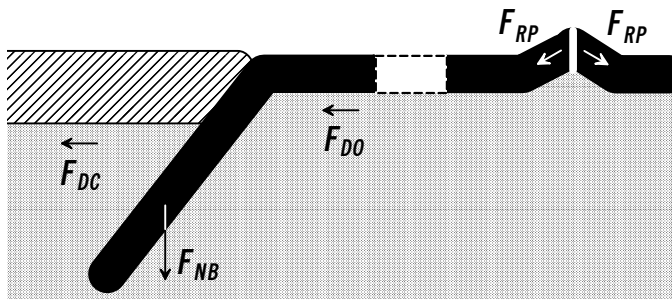


Рис. 2.5.5. Силы, действующие на литосферные плиты.

ность астеносферы значительно меньше, а вязкость значительно больше, чем под океанами, величина силы F_{DC} почти на порядок уступает величине F_{DO} . Под континентами, особенно их древними частями (материковыми щитами), астеносфера почти выклинивается, поэтому континенты как бы оказываются “сидящими на мели”.

Поскольку большинство литосферных плит современной Земли включают в себя как океанскую, так и континентальную части, следует ожидать, что присутствие в составе плиты континента в общем случае должно “тормозить” движение всей плиты. Так оно и происходит в действительности. На рис. 2.5.6, *a* видно, что для современных литосферных плит наблюдается обратная корреляция между скоростью движения и площадью континентальной части: быстрее всего движутся почти чисто океанские плиты Тихоокеанская, Кокос и Наска; медленнее всего – Евразийская, Северо-Американская, Южно-Американская, Антарктическая и Африканская, значительную часть площади которых занимают континенты.

Наконец, на конвергентных границах плит, где тяжелые и холодные края литосферных плит (слэбы) погружаются в мантию, их отрицательная плавучесть создает силу F_{NB} (индекс в обозначении силы – от английского *negative buoyance*).

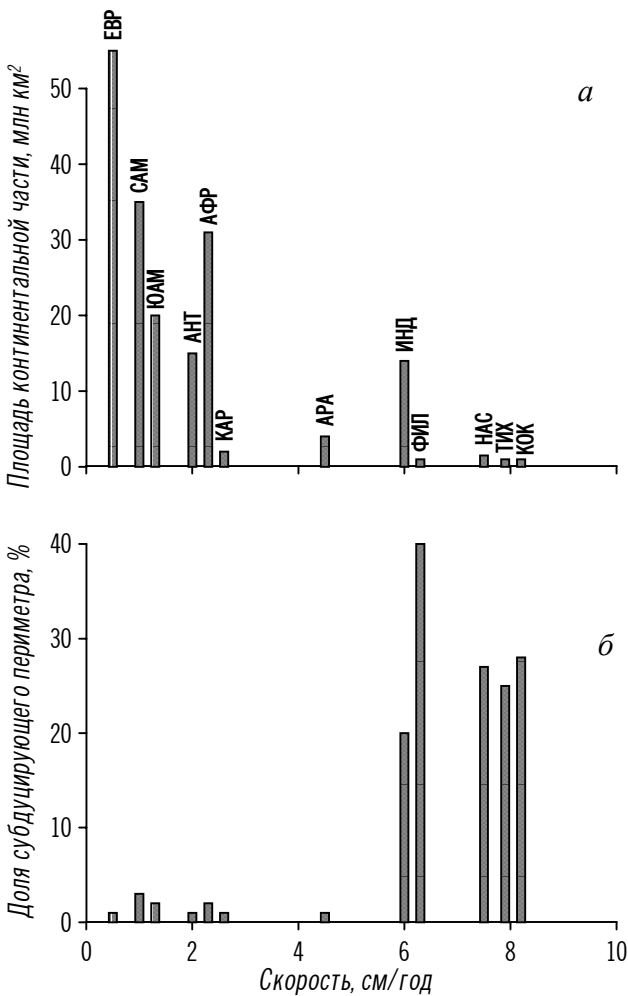


Рис. 2.5.6. Зависимости между параметрами литосферных плит и скоростью их движения.

Плиты: ЕВР – Евразийская, САМ – Северо-Американская, ЮАМ – Южно-Американская, АНТ – Антарктическая, АФР – Африканская, КАР – Карибская, АРА – Аравийская, ИНД – Индийская, ФИЛ – Филиппинская, НАС – Наска, ТИХ – Тихоокеанская, КОК – Кокос.

Действие последней приводит к тому, что субдуцирующая часть плиты тонет в астеносфере и тянет за собой всю плиту, увеличивая тем самым скорость ее движения. Очевидно, сила F_{NB} действует эпизодически и только в определенных геодинамических обстановках, например в случаях описанного выше обрушения слэбов через раздел 670 км при переходе конвекции от двухъярусного к сквозьмантийному режиму (см. рис. 2.5.4). Для того чтобы сила F_{NB} действовала, необходимо, чтобы субдуцирующая океанская литосфера действительно имела отрицательную плавучесть (чтобы она *тонула* в астеносфере, а не *заталкивалась* в нее, что в принципе также возможно). Данный вопрос будет подробнее обсуждаться в разделе 4.1. Пока же отметим, что во всяком случае для современных литосферных плит сила F_{NB} играет важную роль – убыстряет их движение. Это отчетливо видно на рис. 2.5.6, б: максимальную скорость имеют плиты, значительная часть периметра которых представлена конвергентными границами (Индийская, Филиппинская, Тихоокеанская, Кокос и Наска).

Таким образом, механизмы, приводящие в движение литосферные плиты, могут быть условно отнесены к следующим двум группам: 1) связанные с силами мантийного “волочения” (*mantle drag mechanism*), приложенными к любым точкам подошвы плит, на рис. 2.5.5 – силы F_{DO} и F_{DC} ; 2) связанные с силами, приложенными к краям плит (*edge-force mechanism*), на рис. 2.5.5 – силы F_{RP} и F_{NB} . Роль того или иного движущего механизма, а также тех или иных сил оценивается индивидуально для каждой литосферной плиты.

В настоящее время в мантии Земли развивается двухъячеичковая мантийная конвекция с закрытыми ячейками (согласно модели сквозьмантийной конвекции) или раздельная конвекция в верхней и нижней мантии с накоплением слэбов под зонами субдукции (согласно двухъярусной модели). Вероятные полюсы подъема мантийного вещества расположены в северо-восточной Африке (примерно под зоной сочленения Африканской, Сомалийской и Аравийской плит) и в районе острова Пасхи (под срединным хребтом Тихого океана – Восточно-Тихоокеанским поднятием). Заметим, что первому полюсу соответствуют на поверхности Земли самые “медленные” литосферные плиты, а второму, наоборот, самые “быстрые”. Экватор опускания мантийного вещества проходит примерно по непрерывной цепи конвергентных

границ плит по периферии Тихого и восточной части Индийского океанов.

Современный режим мантийной конвекции, начавшийся примерно 200 млн лет назад распадом Пангеи и породивший современные океаны, в будущем сменится на одноячейковый режим (по модели сквозьмантийной конвекции) или (по альтернативной модели) конвекция станет сквозьмантийной за счет обрушения слэбов через раздел 670 км. Это, возможно, приведет к столкновению материков и формированию нового суперконтинента, пятого по счету в истории Земли.

Глава 3

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОКЕАНСКОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРЫ

В данной главе рассматриваются процессы, идущие на дивергентных границах литосферных плит. Этим границам в океанах отвечают срединно-океанские хребты с рифтовыми зонами на гребнях. Здесь пространство между расходящимися краями плит заполняется поднимающимся снизу мантийным веществом астеносферы. Его наиболее легкоплавкая составляющая – базальтовая магма – изливается на поверхность океанского дна и формирует океанскую кору, обуславливая *спрединг* (от англ. *spreading* – растекание) океанского дна, более древние участки которого отодвигаются примерно симметрично в стороны от дивергентной границы, а в рифтовой зоне на гребне срединно-океанского хребта всегда находится современная океанская кора с “нулевым” возрастом (раздел 3.3). Более тугоплавкая составляющая истощенной (деплетированной) мантии кристаллизуется на глубине и наращивает океанскую литосферу снизу, в результате чего ее мощность и вес также увеличиваются с возрастом, примерно симметрично в обе стороны от дивергентной границы плит (разделы 3.1 и 3.2).

Застывая в рифтовых зонах, базальты океанской коры “запоминают” направление геомагнитного поля, существовавшего в момент их излияния. Это обуславливает упорядоченную линейную структуру магнитного поля океанов, в котором аномалии разных знаков связаны с эпохами прямой и обратной полярности главного магнитного поля Земли. Расшифровка линейных магнитных аномалий океанов позволяет дистанционно определить возраст их дна и количественно описать процесс спрединга во времени и пространстве (раздел 3.4).

Дивергентные границы океанов (срединно-океанские хребты) постепенно переходят в материковые рифтовые зоны, “вспарывая” на своем пути континентальную литосферу. Этот процесс перманентного перехода дивергентных границ из океанов на континенты, получивший название *продвижения рифтов*, рассмотрен в разделе 3.5.

Иногда материковые рифтовые зоны, уже превратившись в молодые океаны, внезапно прекращают свое раскрытие, быстро

погружаются и заполняются осадками. В таких случаях блоки бывшей океанской коры и литосферы оказываются “впечатанными” в континентальные части плит и впоследствии становятся фундаментом глубоких осадочных бассейнов. Подобные структуры, получившие название “*несостоявшихся океанов*”, обсуждаются в разделе 3.6.

3.1. Формирование океанской литосферы

В разделе 2.2 было показано, что подошва литосферы является изотермой, а значит, ее положение определяется температурой солидуса мантийного вещества, постоянной и примерно равной 1300°C. Для океанской литосферы, в которой из-за ничтожно малого содержания радиоактивных элементов отсутствует собственная теплогенерация, возможно строгое аналитическое описание глубины подошвы (или, что то же самое, мощности) литосферы в зависимости от времени ее кристаллизации из астеносферной мантии, температура которой глубже подошвы литосферы остается надсолидусной и составляет примерно 1500°C (см. рис. 2.2.1).

Распределение температуры T в океанской литосфере может быть найдено путем решения уравнения теплопроводности в одномерном варианте:

$$V \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{k}{\rho C_p} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (3.1.1)$$

при следующих граничных условиях:

$$\begin{aligned} T &\rightarrow 0, \quad z \rightarrow 0, \\ T &\rightarrow T_a, \quad z \rightarrow \infty, \quad x \rightarrow 0. \end{aligned} \quad (3.1.2)$$

В выражениях (3.1.1), (3.1.2) V – линейная полускорость спрединга, или раздвижения краев плит на дивергентной границе, k – коэффициент теплопроводности океанской литосферы, ρ – ее плотность, C_p – теплоемкость, x – горизонтальная координата, отсчитываемая от оси срединного хребта, z – вертикальная координата, отсчитываемая вглубь от поверхности литосферы, T_a – температура астеносферы, равная 1500°C (рис. 3.1.1).

Помимо уже оговоренного выше отсутствия источников собственной теплогенерации в океанской литосфере, граничные условия (3.1.2) предполагают, что: во-первых, температура поверхности литосферы (или, что в данном случае то же самое, – температура на поверхности океанского дна) всюду одинакова и равна 0°C ; во-вторых, температура глубже подошвы литосферы (в астеносфере) также всюду одинакова и равна T_a , т.е. мантия изотермична; в-третьих, температура на самой дивергентной границе плит (при $x \rightarrow 0$) тоже равна T_a , т.е. в рифтовой зоне астеносфера выходит на поверхность. Последнее граничное условие, конечно, в реальности нигде не выполняется: как известно, астеносфера под дивергентными границами плит, хотя и подходит ближе всего к поверхности Земли, все же отделена от нее несколькими километрами коры и литосферы. Однако этими несколькими километрами по сравнению с мощностью зрелой океанской литосферы (около 100 км) можно пренебречь.

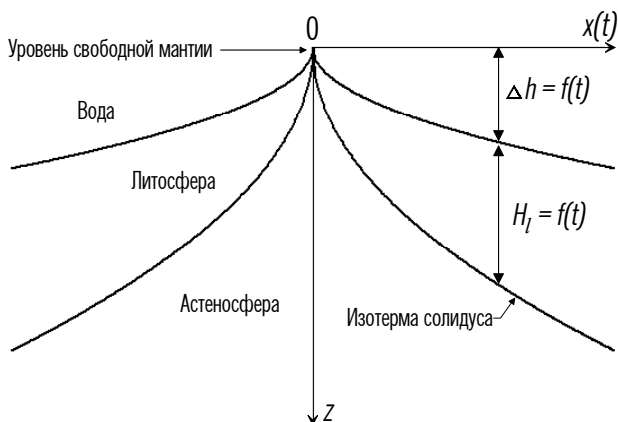


Рис. 3.1.1. Схема, поясняющая теоретическое описание мощности океанской литосферы и топографии срединно-океанских хребтов.

Решение (3.1.1) при граничных условиях (3.1.2) записывается в таком виде:

$$T(x, z) = T_a \operatorname{erf} \left[\frac{z}{2} \left(\frac{\rho C_p V}{kx} \right)^{\frac{1}{2}} \right], \quad (3.1.3)$$

где erf – функция ошибок

$$\operatorname{erf}(y) \approx \frac{2}{\sqrt{\pi}} y. \quad (3.1.4)$$

Для определения мощности океанской литосферы ($z = H_l$) необходимо учесть, что ее подошва соответствует изотерме солидуса мантийного вещества $T(x, z) = T_l = 1300^\circ\text{C}$. Упростим выражение (3.1.3), введя в него коэффициент температуропроводности $\chi = k/(\rho C_p)$ (см. раздел 1.4) и заменив x/V на t , чтобы выразить мощность литосферы как функцию от ее возраста, увеличивающегося примерно симметрично в стороны от оси срединно-океанского хребта. Получим

$$T_l = T_a \operatorname{erf}\left(\frac{H_l}{2\sqrt{\chi t}}\right). \quad (3.1.5)$$

Из (3.1.5) с учетом (3.1.4) имеем

$$\frac{T_l}{T_a} = \operatorname{erf}\left(\frac{H_l}{2\sqrt{\chi t}}\right) \Rightarrow \frac{T_l}{T_a} = \frac{H_l}{\sqrt{\pi\chi t}} \Rightarrow H_l = \frac{T_l}{T_a} \sqrt{\pi\chi t}. \quad (3.1.6)$$

Подставив в (3.1.6) численные значения параметров (коэффициент температуропроводности океанской литосферы $\chi \approx 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$), а также выразив t в миллионах лет, а H_l – в километрах, находим

$$H_l \approx 8,5\sqrt{t}. \quad (3.1.7)$$

Формула (3.1.7) описывает один из фундаментальных законов геодинамики – увеличение мощности океанской литосферы с возрастом или, что то же самое, с удалением от дивергентных границ плит, где начинается ее образование. Несколько упрощенно процесс формирования океанской литосферы по этому закону можно представить себе следующим образом. В зазор между расходящимися плитами поднимается горячее и частично расплавленное вещество астеносферы. Попадая на поверхность океанского дна, оно охлаждается и кристаллизуется, превращаясь в породы литосферы. По мере раздвижения плит образовавшиеся ранее участки литосферы “промерзают” на еще большую глубину и отодвигаются в стороны, а на их место в постоянно подновляющуюся рифтовую трещину на гребне срединно-океанского

хребта поступает новое астеносферное вещество, и процесс повторяется.

Отметим, что начинающийся в рифтовых зонах океана процесс формирования литосферных плит продолжается и под склонами срединно-океанских хребтов, и под океанскими абиссалиями, за счет постепенного остывания и полной кристаллизации исходного горячего астеносферного вещества, последовательно “примораживаемого” снизу к подошве литосферы. Однако из формулы (3.1.7) прямо следует, что данный процесс замедляется со временем, и, таким образом, скорость роста мощности океанской литосферы тем больше, чем она моложе или, что эквивалентно, чем она ближе к оси хребта (дивергентной границе).

Как уже сказано выше, в рифтовых зонах океанов астеносфера почти выходит на поверхность, но все же литосфера имеет здесь конечную мощность. Это требует некоторой корректировки формулы (3.1.7), полученной теоретическим путем с граничными условиями (3.1.2), не учитывающими конечной мощности океанской литосферы в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов (при $x \rightarrow 0$). Перепишем (3.1.7) в виде

$$H_t - H_0 \approx 8,5\sqrt{t} . \quad (3.1.8)$$

Если принять минимальную мощность океанской литосферы $H_0 = 6,5$ км, в соответствии с мощностью стандартной океанской коры (см. раздел 1.2.3) и предельной глубиной гипоцентров землетрясений на гребнях срединно-океанских хребтов, то формула (3.1.8) может быть записана в виде

$$H_t = 6,5 + 8,5\sqrt{t} . \quad (3.1.9)$$

Как уже неоднократно отмечалось, современные океаны Земли относительно молоды: они начали формироваться после распада суперконтинента Пангеи около 200 млн лет назад (см. раздел 2.5). Поэтому возраст литосферы, экспонированной в современных океанах, нигде не превышает 160 млн лет. В соответствии с формулой (3.1.9) легко рассчитать, что мощность литосферы в наиболее древних частях современных океанов составляет 100 – 120 км.

Древние континентальные части литосферных плит за время

своего существования (миллиарды лет) уже охладились до уровня установления в них стационарных тепловых потоков, потому их мощность со временем практически не меняется. Согласно (3.1.9) она достигает 250 – 300 км. Однако следует отметить, что, хотя подошва континентальной литосферы, как и океанской, имеет термическую природу, формулу (3.1.9) следует с осторожностью использовать для определения мощности континентальной литосферы, поскольку последняя, в отличие от океанской литосферы, сама способна генерировать тепло и, кроме того, имеет иные теплопроводность и теплоемкость.

3.2. Топография срединно-океанских хребтов

Срединно-океанские хребты, скрытые от нас водами океанов, представляют собой грандиозные горные сооружения, аналогов которым просто нет на суше. Они достигают в ширину тысяч километров и возвышаются над дном океанских абиссалий на 3 – 4 км. Переходя из океана в океан (см. рис. 2.3.1), срединно-океанские хребты опоясывают весь земной шар; их общая протяженность составляет около 70 000 км.

Само наличие срединно-океанских хребтов, а также их топография (высота гребня и рельеф склонов) объясняются принципом *термической изостазии*, суть которого состоит в следующем.

Как уже говорилось в разделе 1.3, условием изостазии является равновесие коры или литосферы в подстилающем субстрате (астеносфере), причем для выполнения изостазии по схемам Эри или Пратта плотность субстрата должна быть большей, чем средняя плотность плавающей в нем литосферы. Такое условие в полном объеме выполняется для континентальной литосферы, поскольку ее кора сложена породами меньшей плотности, чем ультраосновные породы верхней мантии. Однако с океанской литосферой дело обстоит иначе. Ее кора имеет небольшую мощность, а подкоровая часть литосферы, как было показано в предыдущем разделе, образуется за счет глубинной кристаллизации верхнемантийного вещества, плотность которого в твердом (литосферном) состоянии выше, чем в жидком (астеносферном). Следовательно, по мере охлаждения и утолщения океанской литосферы ее средняя плотность и вес должны

увеличиваться, а уровень поверхности понижаться.

Зная закон увеличения мощности океанской литосферы с возрастом (3.1.9), можно теоретически описать топографию срединно-океанских хребтов в рамках принципа термической изостазии. Учитывая, что срединные хребты океанов в целом изостатически уравновешены (над ними отсутствуют интенсивные гравитационные аномалии), воспользуемся условием равенства давления любого вертикального столба пород единичного сечения в астеносфере на любом уровне под литосферной плитой (рис. 3.1.1). Из геометрии процесса формирования литосферных плит следует, что

$$(H_l - H_0 + \Delta h)\rho_a + H_0\rho_l = H_l\rho_l + \Delta h\rho_w, \quad (3.2.1)$$

где ρ_a , ρ_l и ρ_w – средние плотности астеносферы, литосферы и воды соответственно, а Δh – перепад глубин океанского дна между гребнем хребта и любой точкой на его склоне. Более “старый” столб (правая часть выражения (3.2.1)) по сравнению с “молодым” (левая часть) содержит более плотные и холодные литосферные породы. Под действием избыточного веса “старая” литосфера погружается, материал астеносферы выдавливается из-под нее, а пространство, освобождающееся сверху, заполняется водой океана. Глубины подошвы литосферы и ее кровли (океанского дна) возрастают с увеличением расстояния от гребня хребта и возраста литосферы. Любые два столба литосферы разного возраста имеют равную массу, поскольку на более “старый” столб приходится большая масса легкой воды, компенсирующая дополнительную массу более плотных литосферных пород этого столба. Таким образом, именно то обстоятельство, что мантийные породы астеносферы в геологических масштабах времени могут течь подобно жидкости, определяет возможность изостатического выравнивания океанской литосферы.

Из (3.2.1) находим

$$\Delta h = \frac{(H_l - H_0)(\rho_l - \rho_a)}{\rho_a - \rho_w}. \quad (3.2.2)$$

Подставим в (3.2.2) значения $\rho_l = 3,3 \text{ г/см}^3$, $\rho_a = 3,2 \text{ г/см}^3$ и $\rho_w = 1,0 \text{ г/см}^3$ и с учетом (3.1.9) получим

$$\Delta h \approx 0,35\sqrt{t}, \quad (3.2.3)$$

где Δh выражено в километрах, а t – в миллионах лет.

Формула (3.2.3) описывает еще один фундаментальный закон геодинамики – погружение океанского дна с удалением от оси срединного хребта и соответственно с увеличением возраста литосферы. Этот закон носит название *закона Слейтера – Сорохтина*. Топография срединно-океанских хребтов, описываемая с помощью теоретически выведенной формулы (3.2.3), поразительно точно согласуется с экспериментальными данными. Это хорошо видно на рис. 3.2.1, где в виде линии показана зависимость (3.2.3), а результаты измерений глубины Атлантического и Тихого океанов относительно глубины их срединных хребтов – соответственно квадратами и кружками.

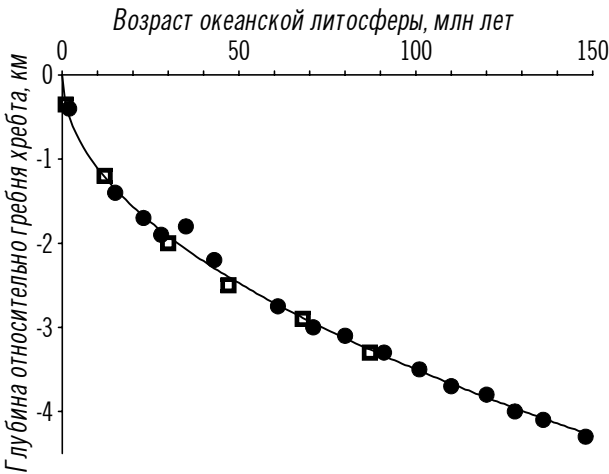


Рис. 3.2.1. Зависимость глубины океана относительно гребня срединного хребта от возраста океанской литосферы.

Согласно (3.2.3) перепад глубин дна между гребнями срединных хребтов и океанскими абиссальями, где возраст литосферы превышает 100 млн лет, составляет около 3,5 км. Само же положение гребней срединно-океанских хребтов в генеральном плане определяется тем глубинным уровнем, до которого осуществляется гидростатический подъем выжатого давлением смежных литосферных плит вязкого астеносферного вещества в

зияющей рифтовой трещине на дивергентной границе. Этот глубинный уровень называется *зеркалом астеносферы*, или *уровнем свободной мантии*, и составляет около 3 км. Соответственно глубина дна в пределах океанских абиссалий (у подножий срединных хребтов, где их склоны выполаживаются) достигает 6–7 км, что также хорошо согласуется с реальной топографией океанского дна.

Срединно-океанские хребты обычно бывают разорваны на отдельные сегменты, которые смещены друг относительно друга в поперечном направлении и соединены трансформными разломами (см. рис. 2.3.1). Вследствие того, что возраст смежных участков океанского дна по разные стороны от активной части трансформного разлома (между сегментами дивергентной границы) и его неактивного продолжения различен, между этими участками всегда существует перепад глубин дна: более древнее океанское дно глубже, чем более молодое (рис. 3.2.2). Амплитуда такого перепада глубин может быть оценена по формуле

$$\delta h = 0,35\sqrt{\Delta t} , \quad (3.2.4)$$

где перепад глубин δh выражен в километрах, а разность возраста океанской литосферы по ту и другую сторону трансформного разлома Δt – в миллионах лет. Например, если на определенном пересечении трансформного разлома океанская литосфера по одну его сторону имеет возраст 36 млн лет, а по другую – 100 млн лет, то перепад глубин дна на таком пересечении составит в соответствии с формулой (3.2.4) 2,8 км.

Хорошо известно, что различные дивергентные границы (срединно-океанские хребты) характеризуются разными скоростями раздвижения плит. В частности, для Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия, экспериментальные данные по топографии которых приведены на рис. 3.2.1, скорости раскрытия отличаются более чем в 5 раз (см. рис. 2.3.1). Из формулы (3.2.3) прямо следует, что чем быстрее скорость раскрытия (спрединга) на срединном хребте, тем на большем расстоянии от его оси окажется литосфера с возрастом t и перепадом глубин Δh . Следовательно, чем меньше скорость спрединга в океане, тем круче склоны его срединного хребта. Эту особенность легко увидеть с первого взгляда на глобус или любую

мелкомасштабную географическую карту.

Зависимость крутизны склонов срединно-океанских хребтов от скорости спрединга дает объяснение длиннопериодным изменениям уровня Мирового океана, выражающимся в *глобальных регрессиях* и *трансгрессиях*.

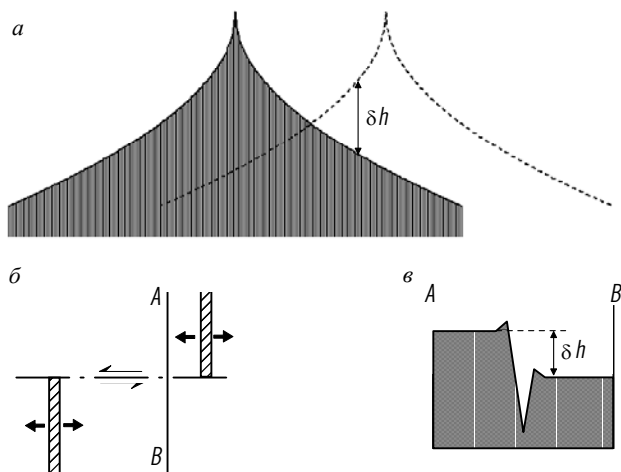


Рис. 3.2.2. Перепад глубин океанского дна на трансформном разломе.

a – разрез в плоскости, перпендикулярной срединно-океанскому хребту; *б* – плановое расположение сегментов хребта, трансформного разлома и профиля *AB* (стрелки – направления движения смежных плит);

в – разрез в плоскости профиля *AB*.

Хорошо известно, что значительные изменения уровня Мирового океана неоднократно происходили в геологическом прошлом. Колебания уровня в функции времени надежно устанавливаются посредством исследования осадочных пород. Эти колебания могут носить региональный характер, и тогда они объясняются изостатическим выравниванием отдельных блоков литосферы. Но вместе с тем известны колебания уровня Мирового океана, проявлявшиеся одновременно на всех континентах, т.е. носившие глобальный характер. Короткопериодные (с периодом $10^4 - 10^5$ лет) глобальные изменения уровня океана можно объяснить изменениями объема льда, содержащегося в полярных шапках. Однако более долгопериодные (с периодом $10^7 - 10^8$ лет)

изменения уровня океана настолько велики, что объяснить их таянием и образованием полярных льдов не удастся. Действительно, даже при полном таянии полярных льдов повышение уровня моря составило бы приблизительно 80 м. Однако в течение фанерозоя (последние 570 млн лет земной истории) уровень океана в определенные периоды превышал современное значение на сотни метров (рис. 3.2.3). Например, в меловой период (около 80 млн лет назад) уровень моря был на 300 м выше современного и водой было заполнено примерно 40% площади современных континентов.

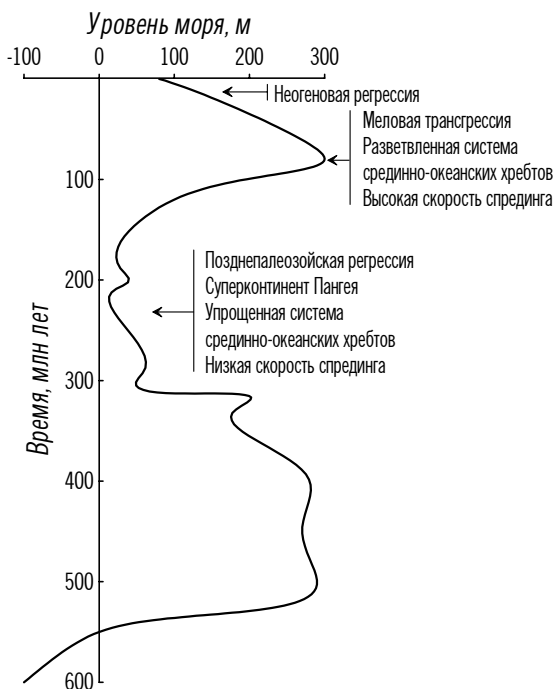


Рис. 3.2.3. Колебания уровня Мирового океана в фанерозое, связанные с изменениями скорости спрединга и объема срединно-океанских хребтов.

Объяснение глобальных трансгрессий (повышений уровня моря) и регрессий (его понижений) состоит в следующем. В прошлые геологические эпохи ни суммарная протяженность срединно-океанских хребтов, ни средняя скорость спрединга в океанах не оставались постоянными: эти величины были как больше, так и меньше современных значений. Очевидно, что в эпохи существования суперконтинентов (см. раздел 2.5) конфигурация срединных

хребтов максимально упрощалась, а средняя скорость спрединга по всем хребтам соответственно уменьшалась. И наоборот, в эпохи распада суперконтинентов на Земле возникала максимально разветвленная система срединно-океанских хребтов, в результате чего средняя скорость спрединга на Земле возрастала.

Поскольку рассмотренные выше уровень свободной мантии (высота стояния гребней срединно-океанских хребтов) и глубина океанских абиссалий в геологическом прошлом вряд ли существенно изменялись (эти величины определяются физико-химическими параметрами океанской литосферы и астеносферы, а они, по крайней мере в течение фанерозоя, оставались постоянными), то росту средней скорости спрединга в соответствии с формулой (3.2.3) должно было сопутствовать увеличение объемов срединных хребтов за счет уменьшения крутизны их склонов, и наоборот. Увеличиваясь в объеме, срединные хребты “вытесняют” воду из Мирового океана, его уровень поднимается и происходит затопление обширных участков суши с образованием *эпиконтинентальных морей*. Происходит глобальная трансгрессия, последняя из которых, как видно на рис. 3.2.3, имела место в мелу, 100 – 80 млн лет назад. Этот период, действительно, характеризуется разветвленной системой срединно-океанских хребтов с высокой средней скоростью спрединга.

Напротив, предшествующий меловой трансгрессии период (300 – 180 млн лет) соответствует эпохе последнего в истории Земли суперконтинента Пангеи, которому, очевидно, противостоял суперокеан с максимально упрощенной системой срединных хребтов. Средняя скорость спрединга на Земле в ту эпоху была низкой. Следуя логике наших рассуждений, можно заключить, что именно уменьшением суммарного объема срединных хребтов объясняется глобальная регрессия (понижение уровня Мирового океана) в эпоху существования Пангеи (см. рис. 3.2.3).

Мы живем в эпоху регрессии, начавшейся на Земле в неогене, около 20 млн лет назад. Современный уровень Мирового океана довольно низкий (на рис. 3.2.3 он показан равным 80 м, что включает дополнительный объем воды, “связанной” в ледниках полярных областей), о чем свидетельствует почти полное отсутствие на современной Земле эпиконтинентальных морей. Следовательно, современные значения общей протяженности

срединно-океанских хребтов (около 70 000 км) и средней скорости спрединга на Земле (около 5,5 см/год) являются скорее низкими, чем высокими.

В заключение отметим, что хотя формула (3.2.3) выведена для описания топографии срединно-океанских хребтов, в ее основу положен принцип термической изостазии, имеющий фундаментальное значение и описывающий гораздо более широкий спектр геодинамических явлений. Можно считать, что закон вида $\Delta h \approx a\sqrt{t}$ применим для описания амплитуд погружения не только склонов срединно-океанских хребтов, но и любых участков литосферы, океанской или континентальной, в тех случаях, когда причиной (или одной из причин) данного погружения является наращивание снизу мощности литосферы за счет кристаллизации астеносферы. Разумеется, численное значение коэффициента в корневой зависимости при этом может быть иным, чем в формуле (3.2.3), полученной для океанской литосферы.

Скорость восстановления термической изостазии может быть найдена дифференцированием (3.2.3) по времени:

$$\frac{d(\Delta h)}{dt} = \frac{1}{2}at^{-1/2} = \frac{a}{2\sqrt{t}}. \quad (3.2.5)$$

Отсюда следует, что скорость погружения литосферы обратно пропорциональна ее возрасту. Для океанов это очевидно: склоны срединно-океанских хребтов имеют максимальную крутизну вблизи дивергентных границ (литосфера с “нулевым” возрастом), а в стороны от них (при “старении” литосферы) склоны хребтов выполаживаются (см. рис. 3.1.1 и 3.2.1). Для континентов формула (3.2.5) теоретически обосновывает тот известный факт, что молодые складчатые пояса и платформенные области испытывают более дифференцированные и быстрые вертикальные движения, чем древние платформы.

3.3. Формирование океанской коры

В разделе 1.2.3 рассмотрен типичный разрез океанской коры, состоящей из трех слоев: осадочного (1-го), базальтового (2-го) и габбро-перидотитового (3-го). Ниже рассмотрены процессы формирования консолидированной части океанской коры (ее 2-го и 3-го слоев), идущие в пределах рифтовых зон срединно-

океанских хребтов.

Сразу же отметим, что хотя кора и подкоровая часть мантии объединяются по своим реологическим свойствам в единую жесткую оболочку – литосферу, процессы формирования всей океанской литосферы и ее коровой части резко различны уже по месту своего проявления. Литосфера, как было показано в разделе 3.1, образуется за счет глубинной кристаллизации астеносферного вещества, и процесс этот идет в пределах всего Мирового океана, хотя и с разной скоростью: быстрее всего наращивается мощность литосферы вблизи гребней срединных хребтов, медленнее – под абиссальными котловинами океанов. Океанская же кора формируется только непосредственно на дивергентных границах плит, в пределах рифтовых зон срединно-океанских хребтов, за счет подъема к поверхности отделившегося от мантии базальтового расплава.

В общем виде формирование океанской коры описывается

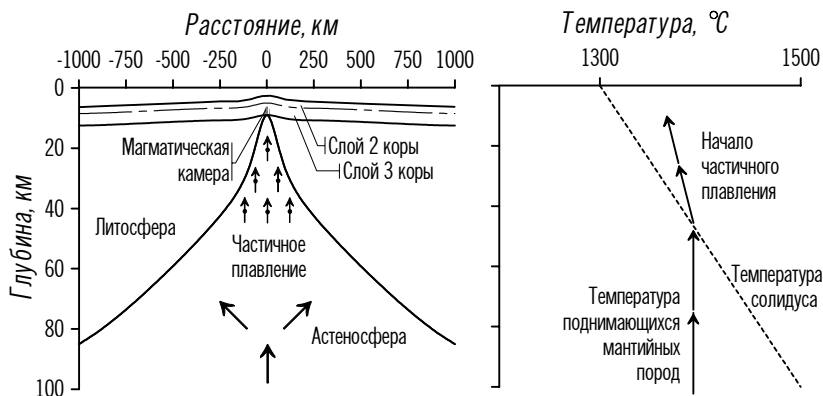


Рис. 3.3.1. Процесс образования океанской коры в результате декомпрессионного плавления мантийного вещества.

схемой *декомпрессионного плавления* поднимающегося мантийного (астеносферного) вещества (рис. 3.3.1). *Декомпрессия* – это процесс снятия давления. В пределах осевых зон срединно-океанских хребтов литосферные плиты расходятся в стороны и между ними образуется зияющая рифтовая трещина. Астеносферное вещество под срединным хребтом, хотя и твердое, но находящееся в состоянии частичного плавления и потому минимально вязкое, освободившись от нагрузки литосферы, стремится

подняться под действием гидростатических сил и “залечить” снизу образовавшуюся между плитами трещину. При этом температура мантийных пород по мере их подъема остается примерно постоянной, а давление уменьшается. Температура солидуса, при которой начинается плавление мантийных пород, также понижается с уменьшением глубины. Когда температура поднимающихся мантийных пород сравнивается с температурой солидуса, начнется их плавление, которое является частичным, поскольку мантийный перидотит (пиролит) состоит из нескольких компонентов с разной температурой плавления.

Самый легкоплавкий компонент мантийного вещества – базальт. Именно он первым выплавляется при декомпрессии, и из него образуется верхняя часть океанской коры, ее 2-й слой. Часть базальтового расплава изливается на дно океана и кристаллизуется практически мгновенно, контактируя с холодной океанской водой. При этом происходит гидратация пиллоу-базальтов океанской водой (так образуется подслой 2А), но их пористость и водонасыщенность быстро снижаются с возрастом (образуется подслой 2В). Другая часть базальтового расплава не достигает поверхности океанского дна и застывает на глубине, образуя интрузивные породы – долериты (подслой 2С).

Таким образом, процесс формирования океанской коры подготавливается и реализуется на нескольких глубинных уровнях. На нижнем уровне (астеносферном) происходит гидростатический подъем мантийного вещества, имеющего относительно низкую степень плавления (до 10%). Отделившийся от астеносферы в результате декомпрессионного плавления базальтовый расплав скапливается в *магматической камере (резервуаре)* под рифтовой зоной срединно-океанского хребта. Здесь доля расплава существенно выше, чем в астеносфере, и может достигать 30 – 40%. Затем из магматической камеры расплав порциями поступает на поверхность океанского дна по коровым трещинам, возникающим за счет последовательных импульсов растяжения океанской коры.

В глубоких частях коры (ниже 2-го слоя) материал пластичен, и поэтому в нем уже не могут развиваться крупные трещины. Габбро подслоя 3А образуется за счет внедрения расплава в поры и микротрещины, равномерно распределенные по

стенкам магматических камер. Этим объясняется различная ширина зон формирования базальтового и габбрового слоев океанской коры. Если первый наращивается в процессе последовательных внедрений в узкие (около 1 км) трещины, то второй формируется в достаточно широкой (20 – 40 км) области под осевой зоной срединно-океанского хребта.

Расхождение плит на дивергентных границах идет с разной скоростью, что оказывает влияние на интенсивность формирования океанской коры и отражается на морфологии рифтовых зон срединных хребтов и их глубинном строении.

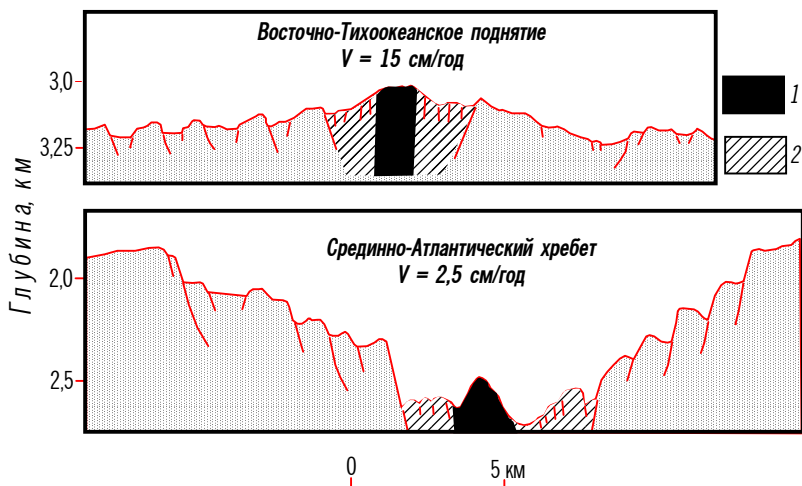


Рис. 3.3.2. Морфология рифтовых зон срединно-океанских хребтов с быстрой и медленной скоростями спрединга.

- 1 – область магматической активности;
- 2 – область тектонической активности.

Для *быстроспрединговых хребтов* со скоростью разрастания более 6 см/год (к ним относятся срединный хребет Тихого океана – Восточно-Тихоокеанское поднятие, а также хребты Южного океана) свойственна “идеальная топография” (рис. 3.3.2), при которой склоны срединно-океанского хребта, осложненные сбросами, заглубляются примерно симметрично в обе стороны от оси раскрытия. Сам центр спрединга представляет собой слабо выраженный в рельефе *центральный грабен* глубиной первые десятки метров, находящийся на гребне хребта.

Медленноспрединговые хребты, разрастающиеся со скоростью менее 6 см/год (к ним относятся Срединно-Атлантический

хребет и его продолжение в Северном Ледовитом океане – хребет Нансена-Гаккеля, а также хребты Индийского океана), имеют “нормальную топографию” (см. рис. 3.3.2). Характерной чертой оси раскрытия является *рифтовая долина* шириной до 20 – 30 км. Долину ограничивают *рифтовые горы* высотой до 2 – 2,5 км, а склоны ее осложнены нормальными или листрическими сбросами. По дну рифтовой долины проходит ось раскрытия медленно-спредингового срединно-океанского хребта. Дно может быть очень узким (первые сотни метров), и тогда рифтовая долина имеет

V-образную морфологию. Если же ширина дна рифтовой долины между подножиями рифтовых гор достигает нескольких километров, то в ее пределах, как правило, выделяется небольшой хребтик высотой в сотни метров, придающий долине W-образную форму (как в случае Срединно-Атлантического хребта на рис. 3.3.2). Этот хребтик называется *центральным поднятием*, или *неовулканической (экструзивной) зоной*. Именно вершина центрального поднятия соответствует положению современной “мгновенной” оси раскрытия срединно-океанского хребта.

Рифтовые зоны быстро- и медленноспрединговых хребтов, показанные на рис. 3.3.2, несмотря на коренные морфологические отличия, имеют несколько общих черт.

Прежде всего в них обеих ось раскрытия, отвечающая в одном случае дну центрального грабена на гребне срединного хребта, а в другом – вершине центрального поднятия на дне рифтовой долины, занимает примерно одинаковое батиметрическое положение – около 2500 – 3000 м ниже уровня океана. Такая глубина, как уже говорилось, соответствует среднему уровню свободной мантии (зеркала астеносферы). При этом срединный хребет в некоторых случаях может находиться значительно выше уровня свободной мантии: например, если дивергентная граница пересекает горячую точку или расположена над восходящей ветвью мантийной конвекции. Но никакого прямого соответствия между скоростью раскрытия срединного хребта и динамикой мантии не наблюдается. Например, двум предполагаемым современным полюсам подъема мантийного вещества (см. раздел 2.5) отвечают срединные хребты с макси-

мальной и минимальной для современной Земли скоростями спрединга – Восточно-Тихоокеанское поднятие (до 18 см/год) и рифтовая зона Аденского залива – Красного моря (менее 1 см/год). Следовательно, морфология рифтовых зон срединно-океанских хребтов не зависит от положения зеркала астеносферы, а определяется лишь скоростью раскрытия хребта.

Кроме того, как хорошо видно на рис. 3.3.2, вне зависимости от скорости спрединга тектоническая активность срединного хребта локализуется в узкой зоне шириной около 5 км, а магматическая активность, которая, собственно, и обуславливает спрединг, – в еще более узкой зоне шириной всего 1–1,5 км. Это значит, что кора в любой точке современного Мирового океана, занимающего 2/3 поверхности нашей планеты, когда-то образовалась именно в таких чрезвычайно узких зонах на гребнях срединных хребтов, а потом была отодвинута от них на тысячи километров в процессе спрединга.

Различная морфология рифтовых зон срединно-океанских хребтов с быстрыми и медленными скоростями спрединга связана с различиями их глубинной структуры и механизма поступления базальтового расплава в верхние горизонты коры (рис. 3.3.3).

Под быстроспрединговыми хребтами сейсмическими методами выявляется область интенсивного затухания и низких скоростей сейсмических волн, а иногда и области полного отсутствия *S*-волн, указывающие на наличие под корой стационарной магматической камеры, доля расплава в которой достигает 30–40%. Камера постоянно подпитывается снизу базальтовым расплавом, отделяющимся от астеносферы. Таким образом, формированию коры на быстроспрединговых хребтах сопутствует динамический напор восходящего астеносферного потока, при котором интенсивность процесса корообразования (спрединга) прямо зависит от скорости поступления базальтовой выплавки из астеносферы в магматическую камеру. Расплав за время нахождения в магматической камере под быстроспрединговым хребтом успевает еще до поступления по трещинам в кору перемешаться и хорошо дифференцироваться.

Под медленноспрединговыми хребтами стационарных хорошо выраженных магматических камер не обнаруживается, а доля расплава здесь не превышает 10%. Кора формируется в основном

за счет растяжения, при котором в образующееся между плитами свободное пространство поднимается отделившийся от астеносферы базальтовый расплав, не успевший скопиться и перемешаться в магматической камере. В таких условиях интенсивность процесса образования океанской коры (спрединга) зависит главным образом от скорости раздвижения плит на дивергентной границе.

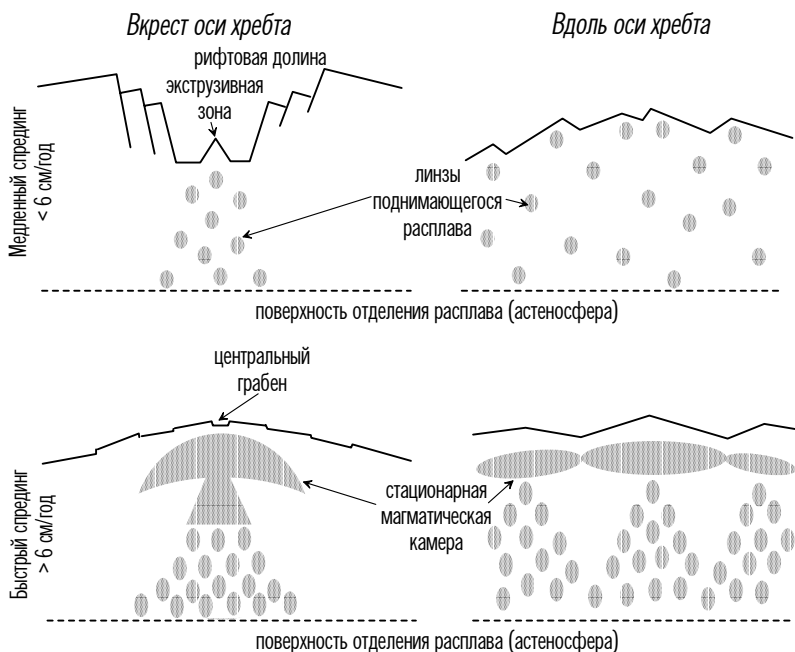


Рис. 3.3.3. Различия в глубинной структуре быстро- и медленноспрединговых срединно-океанских хребтов.

Из-за своей многоступенчатости процесс формирования океанской коры в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов носит пульсирующий, циклический характер. Однако на быстроспрединговых хребтах, которые развиваются в условиях повышенного магмабюджета и под которыми расположены стационарные магматические камеры, эти пульсации настолько короткопериодны ($10^2 - 10^4$ лет), что процесс корообразования в геологических масштабах времени представляется непрерывным. “Идеальная топография” быстроспрединговых хребтов отражает тот факт, что их осевые зоны постоянно находятся на уровне зеркала астеносферы.

ры (2,5 – 3 км), иногда даже несколько превышая его из-за динамического напора восходящего астеносферного потока.

Пульсации же спрединга в рифтовых зонах медленноспрединговых хребтов гораздо более длиннопериодны ($10^4 - 10^6$ лет) из-за пониженного магмабюджета и отсутствия стационарных магматических камер под хребтом. В полном цикле медленного спрединга выделяются две фазы, отражающие различные этапы транспортировки базальтового расплава от астеносферы к поверхности, причем смена фаз приводит к изменениям в морфологии рифтовой долины (рис. 3.3.4). Цикл медленного спрединга начинается с *тектонической фазы*, когда происходит растяжение, а образовавшаяся за счет него глубокая рифтовая трещина еще не успевает заполниться снизу поднимающимся из астеносферы базальтовым расплавом. В это время рифтовая долина имеет V-образную морфологию, а ее узкое дно находится значительно глубже уровня зеркала астеносферы (иногда на глубинах 4 – 5 км). По мере того, как базальтовый расплав поднимается к поверхности, рифтовая долина расширяется, а ее дно поднимается. Наконец, когда дно рифтовой долины достигает уровня зеркала астеносферы, в его пределах (примерно посередине) образуется центральное поднятие (неовулканическая зона) и происходят пульсационные внедрения базальтовой магмы в океанскую кору и ее излияния на дно рифтовой долины. Этот период называется *магматической фазой*, во время которой рифтовая долина приобретает W-образную морфологию. Затем, когда расплав под хребтом исчерпывается, а растяжение в его пределах продолжается,

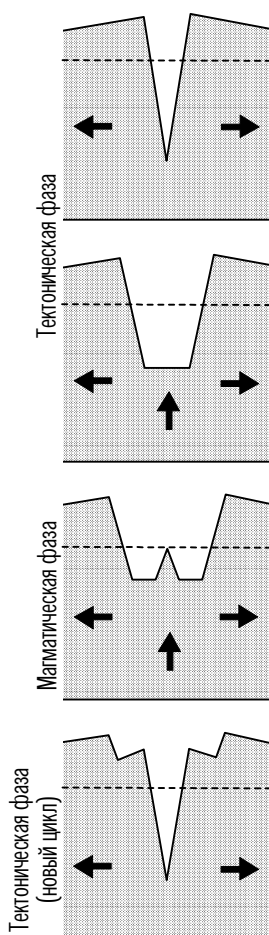


Рис. 3.3.4. Изменение морфологии рифтовой долины при различных фазах медленного спрединга. Пунктирной линией показан уровень свободной мантии (зеркала астеносферы).

рифтовая долина переуглубляется и снова начинается тектоническая фаза. Таким образом, в отличие от быстрых хребтов, рифтовые зоны которых постоянно находятся на уровне зеркала астеносферы, дно рифтовых долин медленных хребтов все время как бы стремится подняться до этого уровня.

Из-за пониженного магмабюджета и длиннопериодных пульсаций спрединга медленные хребты почти всегда сложно сегментированы вдоль своего простирания. Соседние сегменты (отрезки) медленноспрединговых хребтов, имеющие длину всего десятки километров, могут жить “собственной жизнью” автономно друг от друга. Точно так же, как в жизни каждого отдельного сегмента периодически сменяются тектонические и магматические фазы спрединга, в то время как один сегмент хребта характеризуется высоким положением дна рифтовой долины и повышенной вулканической активностью (в нем наблюдается магматическая фаза спрединга), соседние сегменты могут быть переуглублены и амагматичны (тектоническая фаза).

Образовавшиеся магматические породы океанской коры подвергаются затем вторичным изменениям, из которых наибольшее значение имеет просачивание океанской воды через породы по многочисленным трещинам и пустотам, сопровождающееся нагревом воды. Этот процесс называется *гидротермальной циркуляцией* и представляет собой неразрывную составную часть спрединга океанского дна и формирования океанской коры.

Суть гидротермальной циркуляции состоит в том, что вода проникает по системе трещин в глубокие горизонты океанской коры вплоть до верхов мантии, фильтруется через породы, а затем часть воды возвращается на поверхность океанского дна в виде горячих минерализованных источников-гидротерм, а часть остается в коре, вызывая гидратацию ее глубинных слоев. Гидротермальная циркуляция может происходить только в непосредственной близости от рифтовых зон срединно-океанских хребтов, так как ее необходимыми условиями являются, во-первых, существование в океанской коре открытых трещин (гьяров), по которым вода могла бы проникнуть в кору, и, во-вторых, наличие близповерхностных магматических камер с расплавом, которые бы обеспечивали быстрый нагрев фильтрующейся через кору воды. Из рис. 3.3.2 и 3.3.3 хорошо видно, что эти условия совместно

выполняются только вблизи активных центров спрединга.

Гидротермальная циркуляция в океанской коре предполагалась достаточно давно: ее ярким свидетельством служат, в частности, высокая интенсивность и значительный разброс измеренных значений теплового потока в осевых зонах срединно-океанских хребтов (см. раздел 1.4). Однако самым сенсационным было открытие в 1970-е годы на океанском дне гидротермальных построек высотой первые десятки метров, представленных сульфидными рудами железа, меди, свинца, цинка и других металлов. Из этих построек фонтанируют струи горячих (более 350°C) растворов, которые, смешиваясь с окружающей водой, отлагаются вокруг источников. Такие океанские гидротермы получили название “*черных курильщиков*”. В последние годы, благодаря созданию в США, во Франции, в нашей стране и Японии *глубоководных обитаемых аппаратов (ГООА)* с глубиной погружения до 6000 – 6500 м, ученые получили возможность непосредственно наблюдать эти уникальные объекты.

Значимость результатов исследования “черных курильщиков” далеко выходит за рамки геологии. В числе прочего, вблизи “черных курильщиков” были обнаружены самообеспечивающиеся биологические сообщества, обитающие в среде с высокой температурой, без света и свободного кислорода, и, таким образом, было сделано одно из крупнейших биологических открытий последних лет.

Масштабы гидротермальной циркуляции в океане поистине колоссальны: она охватывает осевые зоны всей мировой системы срединно-океанских хребтов, т.е. площадь примерно 60 млн км² (почти половину всей площади материков). Среднее расстояние между мелкими (шириной первые сантиметры) трещинами в молодой океанской коре равно примерно 30 см. Суммарная интенсивность гидротермальной циркуляции такова, что за сравнительно небольшой по геологическим масштабам промежуток времени около 8 млн лет происходит полный кругооборот всего объема воды Мирового океана через его базальтовую кору.

Значение гидротермальной циркуляции для формирования океанской коры состоит в том, что за счет нее образуется нижний подслой коры 3В, представленный серпентинизированными перидотитами, первично принадлежавшими верхней мантии (см. раздел 1.2.3). Механизм формирования подслоя 3В океанской коры состоит в следующем (рис. 3.3.5).

В рифтовых зонах срединно-океанских хребтов изотерма солидуса базальтов 1300°C близко подходит к поверхности и пос-

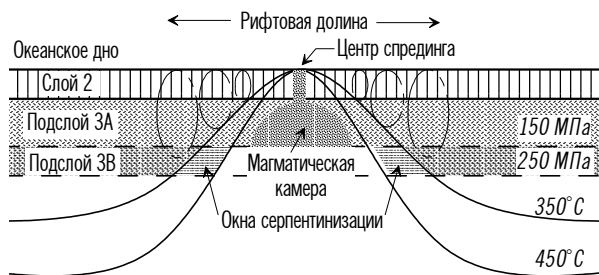


Рис. 3.3.5. Схема формирования подслоя серпентинизированных перидотитов (3В) в океанской коре.

тепно погружается с удалением от оси спрединга. По хрупким трещинам в литосферу проникает сверху океанская вода, которая реагирует с перидотитами верхней мантии, вызывая их серпентинизацию. Такая реакция идет в достаточно узком диапазоне температур ($350 - 450^{\circ}\text{C}$) и давлений ($150 - 250$ МПа). Следовательно, наращивание океанской коры снизу подслоем 3В происходит в узких локальных зонах (полосах), отвечающих пересечениям соответствующих изотерм и изобар. Эти полосы расположены примерно симметрично относительно оси раскрытия срединно-океанского хребта. Новообразованные порции первично магматической океанской коры, в которой нижние горизонты пока еще представлены габбро, кристаллизовавшимся по стенкам магматической камеры (подслой 3А), отодвигаясь в процессе спрединга от оси хребта и магматической камеры, последовательно проходят через “окна серпентинизации”, наращивают здесь свою мощность за счет подслоя 3В, и кора, таким образом, приобретает “стандартный” разрез. Серпентинизация не может идти непосредственно под центром спрединга, так как расположенная здесь магматическая камера прогревает кору в глубинном интервале изобар $150 - 250$ МПа до слишком высоких температур. Но в то же время “окна серпентинизации” не могут быть и сильно удалены от центра спрединга, поскольку здесь уже изотермы $350 - 450^{\circ}\text{C}$ погружаются глубже интервала оптимальных давлений. Кроме того, в достаточно древней океанской коре отсутст-

вуют необходимые для гидротермальной циркуляции открытые трещины – они закупориваются сверху накапливающимися осадками 1-го слоя.

Океанская вода могла бы проникнуть в литосферу на значительно большую глубину, чем 5–6 км, и привести к серпентинизации гораздо большего объема верхней мантии, чем включает подслон 3В, но этому препятствуют свойства самого серпентинита. При давлениях свыше 250 МПа серпентинизированный перидотит верхней мантии становится пластичным, и в нем уже не могут развиваться хрупкие трещины. Таким образом, именно изобара 250 МПа, расположенная на 2–3 км глубже подошвы габбрового подслоя 3А, определяет подошву океанской коры, и именно по причине универсального механизма формирования океанской коры ее мощность на всем пространстве Мирового океана остается примерно постоянной и мало отличается от среднего значения 6,5 км (см. раздел 1.2.3).

Условия для серпентинизации верхней мантии существуют на разном расстоянии от осей быстро- и медленноспрединговых хребтов. В случае быстрого спрединга серпентинизация начинается дальше от рифтовой зоны, чем в случае медленного. Это связано с различным поведением изотерм в литосфере срединно-океанских хребтов с разной скоростью спрединга. Более того, чередование тектонической и магматической фаз в длиннопериодных циклах медленного спрединга (см. рис. 3.3.4) может привести к тому, что процесс образования подслоя 3В в тектонической фазе будет сопровождаться его частичным уничтожением (десерпентинизацией) в результате последующего разогрева коры в магматической фазе. По этой же причине кора на флангах соседних сегментов медленноспредингового хребта может быть серпентинизирована в различной степени.

Серпентинизация верхней мантии имеет еще одно важное следствие: она приводит к возникновению плотностной инверсии в нижней части океанской коры, связанной с дилатансией (разуплотнением) перидотита. Плотность серпентинизированного подслоя 3В на $0,2 - 0,6 \text{ г/см}^3$ меньше плотности перекрывающих его слоев базальтов (2В – С) и габбро (3А). Эта плотностная инверсия может стать причиной аномального воздымания бортов рифтовой долины (рифтовых гор), а также “выжимания” серпентинитов по трещинам в верхние горизонты океанской коры.

3.4. Магнитные аномалии океанов

Яркой отличительной особенностью магнитного поля Мирового океана являются системы линейных (полосовых) аномалий разного знака, прослеживающиеся на сотни и тысячи километров параллельно срединно-океанским хребтам и симметричные относительно их гребней. На рис. 3.4.1 (см. вклейку) показан пример линейных магнитных аномалий Центральной Атлантики: компиляция результатов многолетних гидромагнитных съемок выполнена в 1998 г. группой российских геофизиков под руководством С.П. Мащенко. Видно, что на огромном пространстве аномальное магнитное поле имеет удивительно упорядоченную структуру. Отдельные положительные и отрицательные магнитные аномалии группируются в полосы северо-восточного простирания, параллельные гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта, причем последняя отмечается наиболее четкой положительной линейной аномалией с повышенной амплитудой.

Впервые эта уникальность океанского магнитного поля была обнаружена еще в 1950-х годах, но правильное объяснение природы линейных магнитных аномалий океана было дано только в 1963 г. английскими геофизиками Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом. Оно получило по именам авторов название *гипотезы (модели) Вайна – Мэтьюза* и является одним из самых замечательных открытий геофизики XX века. Чтобы понять модель Вайна – Мэтьюза, надо вспомнить основы магнетизма горных пород (см. раздел 1.5) и представления о спрединге океанской коры (см. раздел 3.3).

Любая горная порода имеет кроме индуцированной (современной) еще и остаточную (древнюю) намагниченность, отличающуюся от первой направлением и интенсивностью. Вскоре после того, как начались массовые измерения намагниченности горных пород, было установлено, что остаточная намагниченность многих из них по направлению обратна современной. Обратная остаточная намагниченность, как и прямая, встречалась в породах любого возраста. Это позволило заключить, что главное магнитное поле Земли в течение геологической истории многократно меняло свою полярность, т.е. испытывало инверсии с периодом сотни тысяч – миллионы лет. Решающим эмпирическим доказательством инверсий служит тот факт, что горные породы одного возраста повсе-

местно обладают намагниченностью, соответствующей одной и той же полярности геомагнитного поля.

По мере накопления палеомагнитных данных были составлены *шкалы инверсий геомагнитного поля* (или *шкалы геомагнитной полярности*). Первоначально они привязывались к относительной шкале геологического времени (такие шкалы назывались *магнитостратиграфическими*), но по мере прогресса в изотопной геохронологии (см. раздел 1.6) появилась возможность абсолютной датировки инверсий геомагнитного поля. Возрастала и древность датированных инверсий: первые шкалы геомагнитной полярности охватывали лишь близкие к современности интервалы (как, например, приведенная на рис. 1.5.5 шкала инверсий для последних 5 млн лет); позднее были созданы шкалы для большей части мезозоя и всего кайнозоя (160 – 180 млн лет), а к настоящему времени интервал изученных инверсий геомагнитного поля расширился на весь фанерозой и даже поздний докембрий (примерно 600 млн лет).

Вайн и Мэтьюз были не первыми, кто измерил линейные магнитные аномалии в океане, но именно они первыми предложили изящное и простое объяснение их природы, связав происхождение линейных магнитных аномалий со спредингом океанского дна, идущим на фоне периодических инверсий геомагнитного поля. Был предложен следующий механизм образования магнитоактивного слоя океанской литосферы (рис. 3.4.2).

Океанская кора формируется в рифтовых зонах на гребнях срединно-океанских хребтов за счет декомпрессии мантийного вещества, подъема базальтовой расплава по вертикальным трещинам и его излияния на поверхность океанского дна (см. раздел 3.3). Базальты очень быстро охлаждаются от температуры солидуса (более 1000°C) до температуры придонного слоя океанской воды (около 4°C). При этом они проходят точку Кюри и приобретают сильную термоостаточную намагниченность (см. рис. 1.5.3). Ее направление совпадает с направлением намагничивающего поля (главного магнитного поля Земли), существующего в момент излияния базальтов. Пока геомагнитное поле имеет одну полярность, последовательно изливающиеся в рифтовой зоне порции базальтов намагничиваются в одном и том же направлении. В какой-то момент магнитное поле Земли испытывает

инверсию, и следующая порция базальтов, излившихся в рифтовой зоне, намагничивается уже в противоположном направлении относительно блока более древней коры, к этому времени раско-

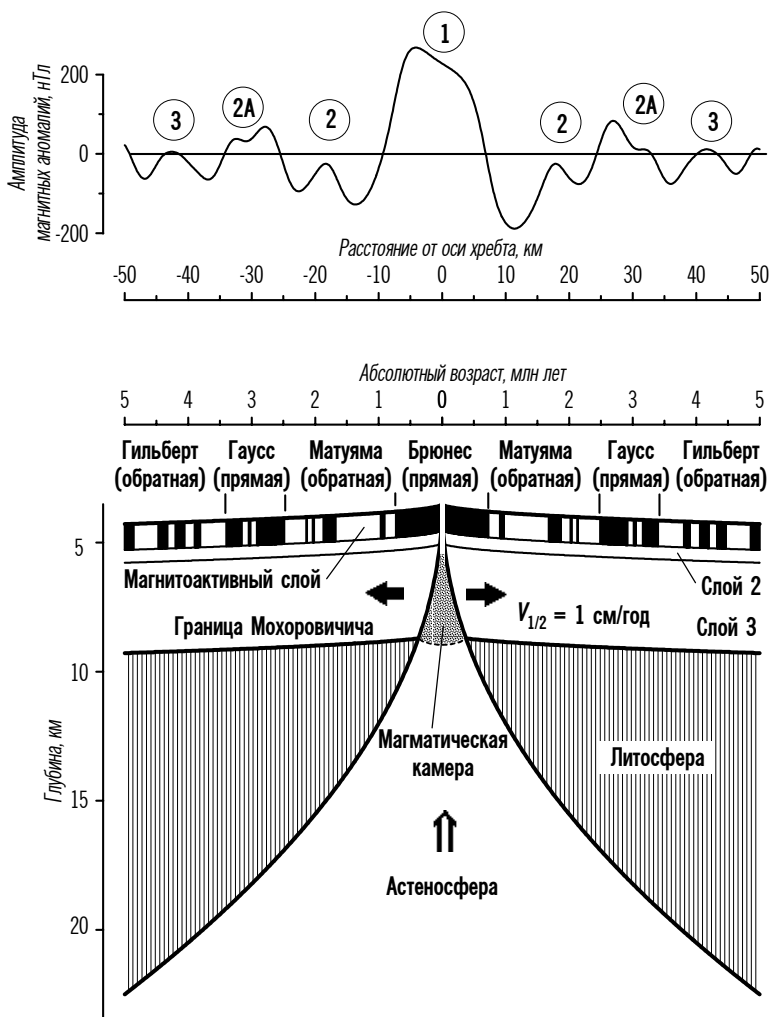


Рис. 3.4.2. Схема образования полосовой структуры магнитоактивного слоя и магнитных аномалий океана (модель Вайна – Мэтьюза).

лотого надвое и отодвинутого в стороны от гребня срединно-океанского хребта на примерно одинаковые расстояния.

Такова принципиальная схема, объясняющая полосовую

структуру аномального магнитного поля океанов. Океанское дно уподобляется в ней гигантской магнитофонной ленте, содержащей запись инверсий магнитного поля Земли в геологическом прошлом. Поскольку срединно-океанские хребты представляют собой линейные структуры планетарного масштаба, то в ходе спрединга образуются узкие длинные полосы прямо- и обратномагнитченной коры, а поперечные хребтам трансформные разломы смещают системы этих полос, не изменяя упорядоченной структуры магнитного поля между разломами. Центральная положительная аномалия над гребнями срединных хребтов отражает формирование океанской коры в современную эпоху прямой полярности геомагнитного поля (эпоху Брюнес), длющуюся около 800 тыс. лет (см. рис. 1.5.5). Ширина полос прямо- и обратномагнитченной коры, а также связанных с ними линейных магнитных аномалий зависит от скорости спрединга: чем скорость спрединга выше, тем шире аномалии и их источники. Легко рассчитать, что ширина блока современной прямономагнитченной коры на гребне центральной части Срединно-Атлантического хребта, раскрывающегося со скоростью около 2,5 см/год, составляет примерно 20 км, в то время как на аномально быстроспрединговом (около 15 см/год) Восточно-Тихоокеанском поднятии аналогичный блок имеет ширину более 100 км. Когда речь идет о ширине более древних прямо- и обратномагнитченных блоков океанской коры, следует помнить, что каждый из них представляет лишь “половинку” блока коры, некогда образовавшегося в рифтовой зоне, поэтому ширина древних блоков и аномалий сопоставляется не с полной линейной скоростью спрединга V , а с половиной ее величины – *полускоростью спрединга* $V_{1/2}$.

Строгой и равномерной периодичности инверсий геомагнитного поля нет. Если бы она существовала, то все линейные магнитные аномалии, независимо от возраста, были бы сходной формы. На самом же деле форма магнитных аномалий определяется формой их источников, а последняя, в свою очередь, зависит от скорости спрединга. Поэтому записи магнитных аномалий одного возраста (т.е. имеющих одинаковый источник в виде определенным образом чередующихся блоков прямо- и обратномагнитченной коры) в различных частях Мирового океана очень сходны между собой – естественно, с поправкой на разные скорость

спрединга, глубину океанского дна, простираение срединно-океанского хребта и широту, на которой формировалась кора. По рисовке линейных магнитных аномалий их удается легко коррелировать и идентифицировать как по обе стороны от срединного хребта (что хорошо видно на рис. 3.4.2), так и в разных океанах. Это позволило морским магнитологам создать свой вариант шкалы геомагнитной полярности, которая получила название *аномалийной*. Один из современных вариантов такой шкалы приведен на рис. 3.4.3.

В отличие от “сухопутной” палеомагнитологии, в которой, как уже говорилось в разделе 1.5, эпохи одинаковой полярности геомагнитного поля названы именами известных физиков и математиков, в морской магнитометрии принято иное, цифро-буквенное, обозначение линейных магнитных аномалий и соответствующих им блоков коры. Аномалийная шкала распадается на две части.

В *кайнозойской последовательности* положительные аномалии обозначены номерами от 1 (современной, соответствующей эпохе Брюнес) до 33 (80 млн лет) в порядке увеличения возраста. Например, возраст аномалии 5 – около 10 млн лет (миоцен), 10 – около 30 млн лет (олигоцен), 20 – около 50 млн лет (эоцен), а 30 – около 70 млн лет (поздний мел).

Дно океана с возрастом от 85 до 120 млн лет (поздний-ранний мел) характеризуется отсутствием линейных магнитных аномалий, так как весь этот интервал геомагнитное поле сохраняло прямую полярность и не испытывало инверсий. Области, где отсутствуют линейные магнитные аномалии, называются *зонами спокойного магнитного поля* (английская аббревиатура – *QMZ*, *Quiet Magnetic Zones*). Они есть во всех океанах, но, естественно, только в тех их частях, которые начали раскрываться раньше 85 млн лет назад.

В более древних и удаленных от осей срединных хребтов частях Мирового океана вновь обнаруживается линейность магнитного поля. Она соответствует *мезозойской последовательности*, где нумеруются уже отрицательные аномалии и соответствующие им блоки обратномагнитической коры, а к номеру аномалии, также увеличивающемуся с возрастом, прибавляется индекс “М” (мезозойская): от аномалии М0 с возрастом около

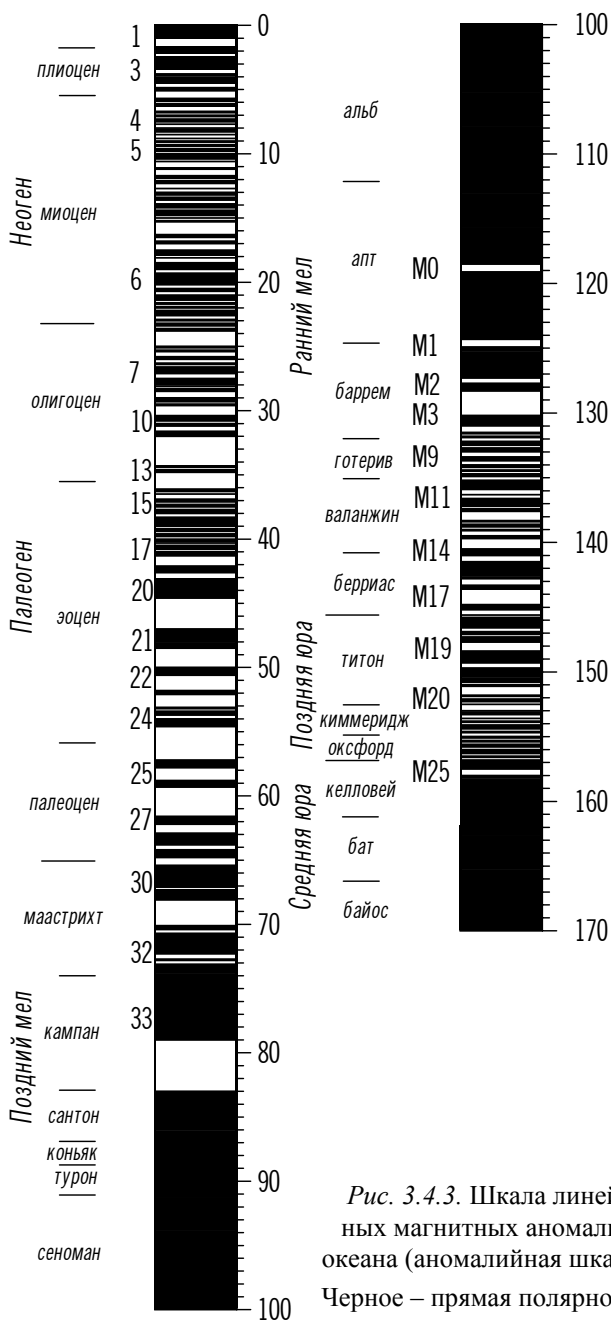


Рис. 3.4.3. Шкала линейных магнитных аномалий океана (аномалийная шкала). Черное – прямая полярность.

120 млн лет (ранний мел) до M25 с возрастом около 160 млн лет (поздняя юра).

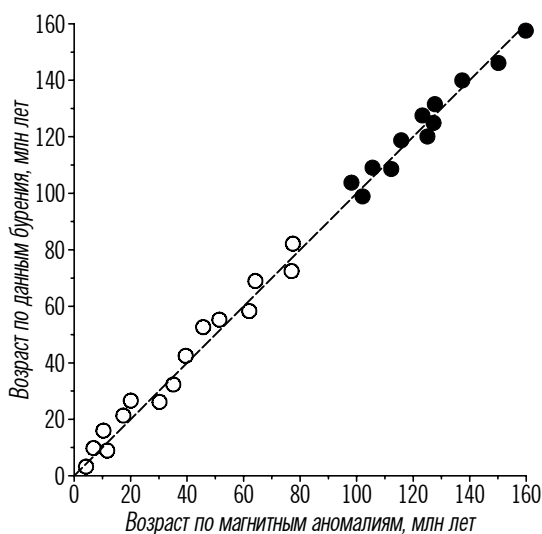
До настоящего времени нет общепринятого мнения относительно мощности и намагниченности слоя, создающего линейные магнитные аномалии океана. Вайн и Мэтьюз предполагали, что магнитоактивный слой охватывает всю океанскую кору. Однако прямые измерения магнитных свойств пород океанской коры, поднятых в осевых зонах срединных хребтов и на бортах трансформных разломов, показали, что только пиллоу-базальты верхней части 2-го слоя океанской коры обладают стабильной термоостаточной намагниченностью, хотя и уменьшающейся с возрастом коры (из-за этого современная аномалия 1 всегда имеет повышенную интенсивность), но сохраняющей свое направление. Величина намагниченности пиллоу-базальтов, как правило, достаточна для создания наблюдаемых на поверхности океана магнитных аномалий при общей мощности магнитоактивного слоя до 1 км.

Однако в некоторых районах Мирового океана намагниченности базальтов 2-го слоя не хватает для объяснения амплитуды аномалий. При этом всегда остаются сомнения в представительности измерений намагниченности океанской коры, поскольку последняя все же изучена слабо. Но если верить экспериментальным данным, то мощность магнитоактивного слоя океанской коры должна быть больше 1 км, а дополнительные источники магнитных аномалий могут находиться в глубинных слоях океанской коры при условии, что температура в них не превышает точки Кюри. Наиболее вероятным дополнительным глубинным источником магнитных аномалий в океанской коре является ее самый нижний подслей 3В, сложенный серпентинизированными перидотитами, поскольку процесс серпентинизации приводит, в числе прочего, к образованию магнетита. Кроме того, определенный вклад в магнитные аномалии океана, возможно, вносят габбро подслей 3А, намагниченные слабее, чем базальты, но зато большей мощности. Однако намагниченность глубинных слоев океанской коры имеет совершенно иную природу, чем термоостаточная намагниченность пиллоу-базальтов, и пока остается неясным, почему вклад в океанское магнитное поле глубинных источников, если они существуют, не приводит к существенным искажениям полосовой структуры линейных магнитных аномалий.

Естественно, что для проверки и калибровки аномалийной шкалы геомагнитной полярности возраст океанской коры, определенный по магнитным аномалиям, сопоставляется, где это возможно, с возрастом, установленным геологическими методами – данными изотопного датирования базальтов, поднятых с океанского дна вблизи срединных хребтов, где молодая океанская кора еще не перекрыта осадками, а в более древних районах Мирового океана – в скважинах глубоководного бурения по возрасту базальтов подслоя 2А и осадков, залегающих непосредственно на базальтах фундамента. Совпадение возрастов, полученных разными методами и в различных районах Мирового океана, настолько впечатляет (рис. 3.4.4), что не остается никакой возможности сомневаться в справедливости гипотезы Вайна – Мэтьюза. Здесь раскрывается ее главное достоинство, состоящее в том, что путем сопоставления шкалы инверсий геомагнитного поля с наблюдаемыми в океане линейными магнитными аномалиями мы получаем возможность дистанционно определять возраст океанской коры и скорость ее спрединга.

Рис. 3.4.4. Корреляция между значениями возраста океанского дна, определенными по линейным магнитным аномалиям и по данным глубоководного бурения.

Светлые кружки – кайнозойская последовательность, черные – мезозойская.



Эта задача решается следующим образом. Измерив на поверхности океана магнитное поле, мы “растягиваем” шкалу геомагнитной полярности в обе стороны от оси срединного хребта и трансформируем ее в модель магнитоактивного слоя, состоя-

шую из чередующихся в заданной последовательности прямо- и обратномагнитных блоков (см. рис. 3.4.2). Ширина каждого из блоков x_i связана с продолжительностью соответствующих интервалов полярности геомагнитного поля t_i и полускоростью спрединга $(V_{1/2})_i$:

$$x_i = [(V_{1/2})_i(t)t_i].$$

Считая величины t_i известными, мы подбираем значения полускоростей спрединга и намагнитченности коры, добиваясь наилучшего совпадения модельного (рассчитанного) магнитного поля с наблюдаемым. Решение задачи дает возраст океанского дна в относительном и абсолютном масштабах времени, а также сведения об изменениях скорости спрединга в процессе его раскрытия.

Карта возраста коры Мирового океана, определенного по магнитным аномалиям, приведена на рис. 3.4.5 (см. вклейку). Видно, как возраст океанской коры последовательно становится древнее по обе стороны от осей срединных хребтов, в полном соответствии с моделью спрединга океанского дна. Также видно, что спрединг в различных океанах идет с разной скоростью: полосы коры, образовавшейся за одни и те же временные интервалы, в Тихом океане гораздо шире, чем в Атлантическом и Индийском.

Одним из самых поразительных открытий, сделанных при изучении Мирового океана, было обнаружение относительной геологической молодости его коры. Решающую роль в этом открытии сыграла интерпретация океанского магнитного поля в рамках модели Вайна – Мэтьюза. Линейные магнитные аномалии кайнозойской последовательности покрывают больше половины площади Мирового океана, а это значит, что преобладающая часть океанской коры сформировалась менее чем за 80 млн лет. Наиболее древние участки океанской коры имеют позднеюрский возраст (около 170 млн лет): кора такого возраста встречается на окраинах Центральной Атлантики и в северо-западной части Тихого океана. Не обнаружено ни одного участка с досреднеюрской океанской корой. Все дно Южного океана между Австралией и Антарктидой, а также почти весь Индийский океан образовались в кайнозое. Таким образом, спрединг всего дна

Мирового океана занял временной интервал, составляющий чуть больше 3% геологического возраста Земли.

На карте возраста океанского дна хорошо видно также, что раскрытие отдельных частей одних и тех же океанов происходило в разное время. Например, как уже отмечалось, в центральной части Атлантического океана со стороны Северной Америки и Африки имеются участки с позднеюрской корой, тогда как в Южной Атлантике их нет, а на северном продолжении Срединно-Атлантического хребта, между Гренландией и Скандинавией, отсутствует и меловая океанская кора. Это указывает на более позднее раскрытие Южной и Северной Атлантики по сравнению с Центральной.

3.5. Продвигающиеся рифты

Как уже говорилось в разделе 2.3, дивергентным границам плит в океанах отвечают срединные хребты с идущим на них спредингом, а на континентах – материковые рифтовые зоны. В случае континентального рифтинга растяжение литосферы носит более ограниченный характер, чем при спрединге: процесс состоит в медленном и постепенном проплавлении континентальной литосферы, имеющей, как правило, значительную мощность, с внедрением магматических расплавов широкого спектра, от кислых до основных, в верхние горизонты континентальной коры.

Но тем не менее срединно-океанские хребты и материковые рифтовые зоны отвечают межплитовым границам одного и того же дивергентного типа. Генетическое единство океанских и континентальных рифтов выражается в том, что континентальный рифтинг сменяется океанским спредингом как во времени, так и в пространстве. На современной Земле срединно-океанские хребты связаны с континентальными рифтами непрерывными переходами. Зоны океанского спрединга продолжают в пределы континентов, вырождаясь на концах в континентальные рифты. Такой процесс называется *продвижение* (англ. *propagation*), а рифты, постепенно переходящие из океанских в континентальные, – *продвигающимися рифтами*.

В последние годы установлен ряд важных особенностей эволюции продвигающихся рифтов, позволяющих лучше понять их энергетику.

Представим себе принципиальную схему раскола континентальной литосферы (рис. 3.5.1). Траектория будущей дивергентной границы плит определяется несколькими факторами разной значимости. Она зависит от направлений конвективных течений в астеносфере, характера взаимодействия ансамбля литосферных плит на поверхности Земли, а также реологии самой литосферы, подвергающейся расколу. Роль последнего фактора состоит в том, что континентальная литосфера раскалывается не одновременно по всей длине будущей межплитовой границы, а в одних, ослабленных областях – раньше, в других, более жестких – позже.

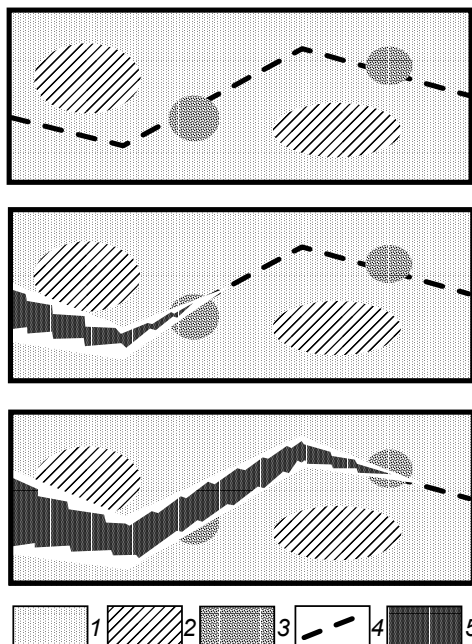


Рис. 3.5.1. Принципиальная схема раскола континентальной литосферы продвигающимся рифтом. 1 – континентальная литосфера; 2 – жесткие области континентальной литосферы; 3 – ослабленные области континентальной литосферы; 4 – траектория дивергентной границы плит; 5 – океанская литосфера.

При этом тектоническая природа ослабленных областей континентальной литосферы может быть различной: например, области непрочного предшествующего сочленения материковых блоков или, наоборот, области наиболее интенсивного проплавления литосферы дорифтовым магматизмом. Вне зависимости от природы реологической неоднородности континентальной литосферы, в то время как на отдельных ослабленных участках межплитовой границы уже происходит полный раскол литосферы и начинается спрединг океанского дна, на других, более жестких ее отрезках

процесс еще не заходит дальше континентального рифтинга. По мере прогрессирующего растяжения континентальной литосферы наиболее зрелые рифты стремятся соединиться, и этим начинается их продвижение вдоль траектории межплитовой дивергентной границы.

Таким образом, каждый рифт не только расширяется, но и продвигается вдоль линии раскола континентальной литосферы. Продвижение чаще всего бывает односторонним, как и показано на рис. 3.5.1: океанский центр спрединга вторгается в пределы континента, “вспарывая” на своем пути его литосферу и оставляя в тылу расширяющуюся и удлиняющуюся трещину, залеченную океанской литосферой. При этом рифтовая трещина приспособляется к реологической неоднородности континента: она следует по ослабленным участкам континентальной литосферы и стремится обойти жесткие участки.

Поскольку раскол континента продвигающимся рифтом

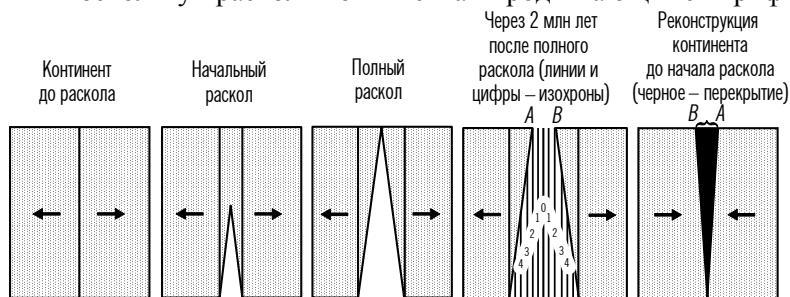


Рис. 3.5.2. Реконструкция континента, расколотого продвигающимся рифтом.

начинается не одновременно вдоль всей межплитовой границы, края разделившихся континентов почти никогда не бывают изохронными (рис. 3.5.2). Это становится особенно наглядным, когда мы пытаемся вернуть расколотые части континентов в исходное (дорифтовое) положение. Идеальное совмещение их краев в принципе невозможно: пытаюсь полностью совместить края в нижней части рис. 3.5.2, где раскол начался раньше, мы неизбежно получим перекрытие в верхней части рисунка, куда раскол проник позже. Данную особенность всегда следует учитывать в палеогеодинамических реконструкциях, применяя метод наилучшего совмещения краев континентов (см. главу 5).

Как было показано в разделе 3.4, спрединг океанской коры маркируется линейными магнитными аномалиями-изохронами, по которым можно установить возраст океанского дна. В тех случаях, когда континентальный рифтинг зашел до стадии спрединга, линейные магнитные аномалии служат яркими индикаторами продвижения рифтов. Изохронность аномалий в сочетании с несинхронностью раскола континентов приводит к тому, что наиболее древние краевые магнитные аномалии в продвигающихся рифтах как бы выклиниваются в направлении их продвижения, утыкаясь под острым углом в края рифтовой трещины (см. рис. 3.5.2). В разделе 3.4 было показано, в частности, как различный возраст коры в краевых областях Атлантического океана, определенный по магнитным аномалиям, позволяет судить о разном времени начала раскрытия различных частей Атлантики. Если магнитные аномалии надежно датированы, то по ним можно определить не только направление, но и скорость продвижения рифта.

Еще один способ узнать скорость продвижения рифта – это по тем же линейным магнитным аномалиям определить положения эйлеровых полюсов раскрытия океана за короткие (“мгновенные”) временные интервалы (см. раздел 2.4). Продвигающиеся рифты раскрываются относительно нестабильных полюсов, “убегающих” от вершины рифтов, поэтому определение скорости миграции полюсов раскрытия в идеале позволяет установить скорость продвижения рифта.

Анализ геодинамики продвигающихся рифтов проведем на примере двух областей современной Земли, где наиболее очевидно продолжение срединно-океанских хребтов в пределы континентов (см. рис. 2.3.1). Первая область – это детально изученный район тройного сочленения Африканской, Аравийской и Евразийской литосферных плит. Здесь срединный хребет Индийского океана (хребет Карлсберг) проникает с востока в Аденский залив, а затем разворачивается на северо-запад в Красное море, южная часть которого представлена океанским, а северная – континентальным рифтом. Вторая область – гораздо хуже исследованное арктическое продолжение Срединно-Атлантического хребта, хребет Гаккеля Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана, вырождающийся в рифтовую систему моря Лаптевых. В пределах данного

геодинамического узла проводится граница Евразийской и Северо-Американской литосферных плит.

Раскрытие рифтовой системы Аденского залива – Красного моря продолжается около 30 млн лет. Осредненное конечное движение за весь этот интервал описывается вращением Африканской и Аравийской плит вокруг эйлерова полюса, расположенного в северо-западной Африке в точке с координатами $30,1^\circ$ с.ш. и $9,5^\circ$ в.д. (рис. 3.5.3). Однако этот осредненный полюс конечного вращения определен с огромным разбросом: эллипс 95%-ной доверительной вероятности для него вытянут на $5,6^\circ$ по широте и на $24,5^\circ$ по долготе, что составляет соответственно 600 и 2700 км!

В Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана дело обстоит еще сложнее. Раскрытие срединного хребта Гаккеля продолжается около 60 млн лет, т.е. примерно вдвое дольше, чем Аденского залива – Красного моря, но оно распадается на два этапа (см. рис. 3.5.3). Около 36 млн лет назад имела место резкая перестройка кинематики спрединга Евразийского бассейна: до этого рубежа хребет Гаккеля развивался вместе с центром спрединга в море Лабрадор (между Гренландией и Канадой), а позднее и до настоящего времени вместе с северной ветвью современного Срединно-Атлантического хребта. Эйлеров полюс конечного вращения Евразийской и Северо-Американской литосферных плит, осредненный за все 56 млн лет раскрытия хребта Гаккеля, находится в районе Верхоянского хребта в точке с координатами $67,2^\circ$ с.ш. и $130,4^\circ$ в.д. Погрешность определения полюса тоже велика, но в отличие от Аденского залива – Красного моря эллипс 95%-ной доверительной вероятности вытянут здесь меридионально на 1600 км при ширине 600 км.

Как было показано в разделе 2.4, любое конечное вращение плит можно разложить на серию мгновенных вращений, которые по сути также являются конечными, но вычисляются для коротких временных интервалов. В обоих рассматриваемых районах продвигающихся рифтов мгновенные эйлеровы полюса вычислены для временных интервалов протяженностью от 2 до 5 млн лет каждый. Как и ожидалось из теоретической схемы продвижения рифтов, мгновенные полюсы их раскрытия (или, что то же самое, полюсы вращения разделенных продвигающимися рифтами плит) закономерно мигрируют (см. рис.3.5.3). Они как бы “убегают” от вершин

продвигающихся рифтов: на северо-запад в Африке и на юго-восток в Евразии. В последнем случае, вдобавок, траектория

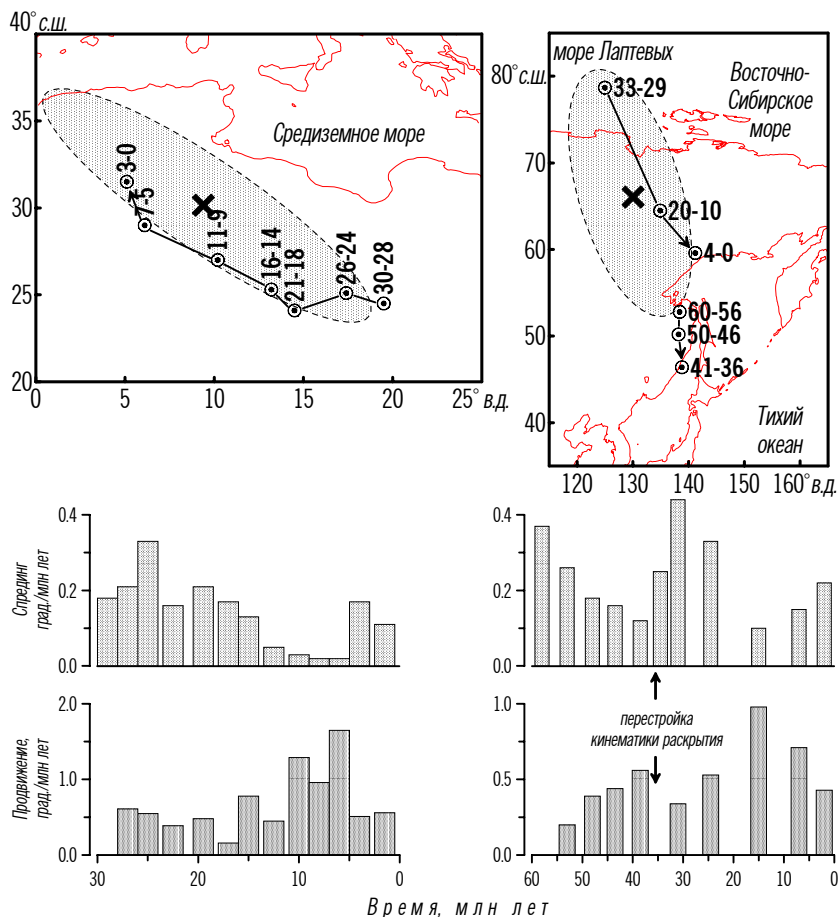


Рис. 3.5.3. Эволюция продвигающихся рифтов в Аденом заливе – Красном море (слева) и в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана (справа).

Вверху – миграция “мгновенных” полюсов раскрытия (крестиком показан осредненный полюс для всего интервала раскрытия, цифры – интервалы, для которых вычислены “мгновенные” полюса).
Внизу – диаграммы изменения скоростей спрединга и продвижения.

миграции мгновенных полюсов распадается на две кривые, соответствующие интервалам 60 – 36 и 36 – 0 млн лет и отвечающие разным этапам спрединга Евразийского бассейна.

Факт закономерной миграции мгновенных полюсов раскрытия продвигающихся рифтов дает, как уже говорилось, возможность оценки скорости удлинения рифтовых трещин, “вторгающихся” в пределы континентов. В обоих рассматриваемых районах скорости спрединга и продвижения не были постоянными и изменялись во времени (см. рис. 3.5.3). Это явление было известно раньше и обычно трактовалось как *пульсации рифтинга*. Но если мы захотим понять, как соотносятся между собой ортогональные компоненты рифтинга, т.е. поперечное раскрытие рифтовых трещин (спрединг) и их удлинение (продвижение), то увидим, что графики скоростей спрединга и продвижения в обоих изученных регионах противоположны по фазе. Это значит, что в те периоды, когда по каким-то причинам замедлялось продвижение рифтов, увеличивалась скорость их спрединга, и наоборот. Более того, в обоих продвигающихся рифтах, начавших раскрываться в разное время, графики скоростей спрединга и продвижения смещены друг относительно друга на одинаковый временной интервал – около 15 млн лет.

Выполненный анализ выявляет общую тенденцию геодинамики продвигающихся рифтов. Она состоит в том, что в процессе их эволюции происходит *неоднократное перераспределение энергии между двумя ортогональными компонентами рифтинга, поперечным расширением (спредингом) и продвижением*.

Чтобы понять энергетику продвигающихся рифтов, рассмотрим простейшую модель, имитирующую их эволюцию на плоской Земле (рис. 3.5.4). Представим раскрывающуюся относительно полюса O трещину, в которой идет спрединг. Одновременно вершина трещины продвигается в направлении, ортогональном направлению спрединга, таким образом, что за время dt полюс ее раскрытия перемещается из точки O в точку O' , а длина увеличивается на величину dL .

Диссипация энергии ε в продвигающемся рифте идет двумя основными путями.

Первый путь – это кондуктивный и конвективный вынос тепла в пространство за счет спрединга океанского дна в рифтовой трещине. Скорость диссипации тепловой энергии можно считать пропорциональной скорости приращения площади океанской

литосферы dS в элементарном секторе с вершиной в полюсе раскрытия O :

$$\frac{d\varepsilon_1}{dt} = k_1 \frac{dS}{dt} = k_1 \frac{d}{dt} \left(\frac{1}{2} L^2 \alpha \right) = \frac{1}{2} k_1 L^2 \frac{d\alpha}{dt} = \frac{1}{2} k_1 L^2 \omega, \quad (3.5.1)$$

где α – угол при вершине продвигающегося рифта, ω – угловая скорость его раскрытия, а k_1 – коэффициент пропорциональности.

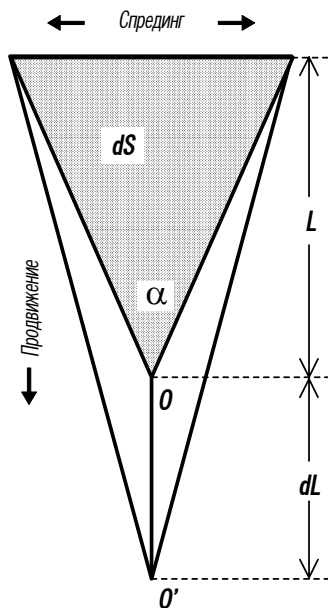


Рис. 3.5.4. Схема эволюции продвигающегося рифта на плоской Земле.

Второй путь диссипации энергии рифтинга – это ее затраты на образование новых участков удлиняющейся рифтовой трещины. Они определяются свободной энергией стенок трещины и, в предположении гомогенности литосферы, пропорциональны приращению длины рифта dL :

$$\frac{d\varepsilon_2}{dt} = 2k_2 \frac{dL}{dt} = 2k_2 V, \quad (3.5.2)$$

где V – скорость продвижения рифта, а k_2 – коэффициент пропорциональности.

Таким образом, суммарная скорость диссипации энергии в продвигающемся рифте оценивается следующим образом:

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{1}{2}k_1L^2\omega + 2k_2V. \quad (3.5.3)$$

Уравнение (3.5.3) является своего рода законом сохранения энергии для процесса эволюции продвигающегося рифта. Действительно, если левая часть уравнения отражает скорость подвода энергии к системе и в первом приближении может считаться постоянной, то оказывается, что процессы спрединга и продвижения конкурируют в энергетическом смысле: усиление одного из них должно вызывать ослабление другого.

Если выявленная особенность геодинамики продвигающихся рифтов верна, то можно полагать, что неоднократно отмечавшиеся пульсации активности рифтинга – отчасти кажущееся явление. Отдельные пульсации скорости спрединга, как было показано, компенсируются обратными по знаку пульсациями скорости продвижения, и наоборот. Суммарная же энергия рифтинга при этом меняется с гораздо меньшей частотой, чем та, с которой перераспределяется энергия между двумя ортогональными компонентами рифтинга, спредингом и продвижением. Период перераспределения энергии рифтинга в рассмотренных выше Аденском заливе – Красном море и Евразийском бассейне составляет примерно 15 млн лет, а период пульсаций суммарной активности рифтинга, по-видимому, гораздо длиннее.

Остается добавить, что процессы продвижения рифтов наиболее типичны для ранней стадии развития океанов, в которой сейчас находятся Аденский залив, Красное море и Евразийский бассейн, а в юрское время находился Атлантический океан. Данная особенность прямо следует из формулы (3.5.3). В ее правой части присутствует параметр L (длина рифтовой трещины), явно зависящий от времени. Для продвигающихся рифтов параметр L является неубывающим: он монотонно или скачкообразно увеличивается с течением времени. Значит, доля первого слагаемого в правой части формулы (3.5.3) со временем возрастает, что отражает повышение удельного веса диссипации тепловой энергии в общем энергетическом балансе рифтинга. Начиная с какого-то момента времени τ продвигающийся рифт должен достигнуть некоторого стационарного состояния с $L = \text{const} = L_\tau$, $V_\tau = 0$ и $\omega_\tau = 2(d\varepsilon/dt)/k_1L^2$, после чего продвижение рифта прекратится и установится чисто “угловой” режим раскрытия относительно стабильного эйлера полюса, обеспечивающий вынос подводимой к

системе энергии без дальнейшего увеличения длины рифтовой трещины.

3.6. “Несостоявшиеся океаны”

Как уже неоднократно отмечалось, в современном Мировом океане нет коры с возрастом древнее среднеюрского, да и такой возраст является предельным: преобладающая часть океанской коры сформировалась в кайнозое, т.е. за последние 60 млн лет. Однако это отнюдь не означает, что до средней юры океанов на Земле не существовало. Глубоководные океанские осадки, а также реликты базальтовой океанской коры в виде офиолитов широко распространены в геологической летописи Земли по крайней мере начиная с протерозоя, т.е. в течение последних 2,5 млрд лет истории Земли.

Данное противоречие разрешается следующим образом. Океаны до известной степени эфемерные структуры, поскольку их тяжелая литосфера, достигнув определенного возраста, неизбежно возвращается на переплавку в мантию в зонах субдукции, а на смену закрывшимся океанам на Земле раскрываются новые, которые также живут относительно недолго. До недавнего времени считалось, что океанская кора, возраст которой древнее средне-юрского, практически вся исчезла с поверхности Земли и лишь незначительные ее фрагменты сохранились в офиолитовых комплексах.

Однако в последние годы удалось обнаружить еще одну форму сохранения древней океанской литосферы в приповерхностных оболочках Земли. Часть континентальных рифтов геологического прошлого развилась до стадии кратковременного спрединга, подобного тому, который наблюдается сейчас в рассмотренных выше Аденском заливе и Красном море, но впоследствии такие “малые океаны” шириной первые сотни километров не превратились в настоящие широкие океаны и не испытали закрытия. Их тяжелая литосфера, после того как спрединг остановился, стала быстро погружаться и была засыпана осадками. К настоящему времени над такими структурами, расположенными в пределах материков и шельфов, т.е. заведомо континентальных районов, образовались глубокие осадочные бассейны. Таким образом, быв-

шие “малые океаны”, отвечающие древним дивергентным границам, оказались впечатанными в материковые части плит и были перекрыты осадочными толщами мощностью до 15–20 км и более. По этой причине они очень ограниченно доступны для прямого изучения, и почти все сведения о них получают путем интерпретации геофизических данных.

Блоки древней океанской коры и литосферы, впечатанные в глубоко погруженный фундамент осадочных бассейнов, называются “*несостоявшимися океанами*”. Этот термин не вполне точен, поскольку соответствующие структуры, хотя и *не стали* настоящими широкими и глубоководными океанами, все же к концу своей активной эволюции *уже перестали* быть континентальными рифтами, т.е. океаны все-таки “состоялись”, хотя и просуществовали недолго. В англоязычной литературе для их обозначения используется более точный, но трудно переводимый на русский язык термин *aborted oceans* (буквально – “*превавшиеся океаны*”).

К настоящему времени на территории России установлено несколько глубоких осадочных бассейнов, фундамент которых представлен “несостоявшимися океанами” различного возраста (рис. 3.6.1). Блок океанской коры триасового возраста обнаружен в фундаменте северной части Западно-Сибирского осадочного бассейна; он получил название *Обского палеоокеана*. Еще более древняя (позднепалеозойская) океанская литосфера сохранилась в фундаменте шельфов Баренцева и Карского морей, а также Прикаспийского осадочного бассейна.

Легко понять, почему “несостоявшиеся океаны” вызывают пристальный интерес у геологов и геофизиков: над ними расположены богатейшие нефтегазоносные бассейны, потенциал которых, пока еще далеко не исчерпанный, определяет экономическое благополучие нашей страны в настоящем и обозримом будущем.

“Несостоявшиеся океаны” были обнаружены геофизиками еще в конце 1950 – начале 1960-х годов, т.е. задолго до того, как стала понятной их геодинамическая природа. Уже первыми глубинными сейсмическими зондированиями на территории нашей страны были выявлены глубокие впадины фундамента, мощность осадочного чехла в которых оказалась столь значительной, что первоначально поддавалась лишь грубой оценке. Позднее удалось установить, что она превышает 10–12 км, а иногда достигает 20 км и более.

На рис. 3.6.2 приведена карта рельефа поверхности фундамента одного из наиболее крупных “несостоявшихся океанов” –

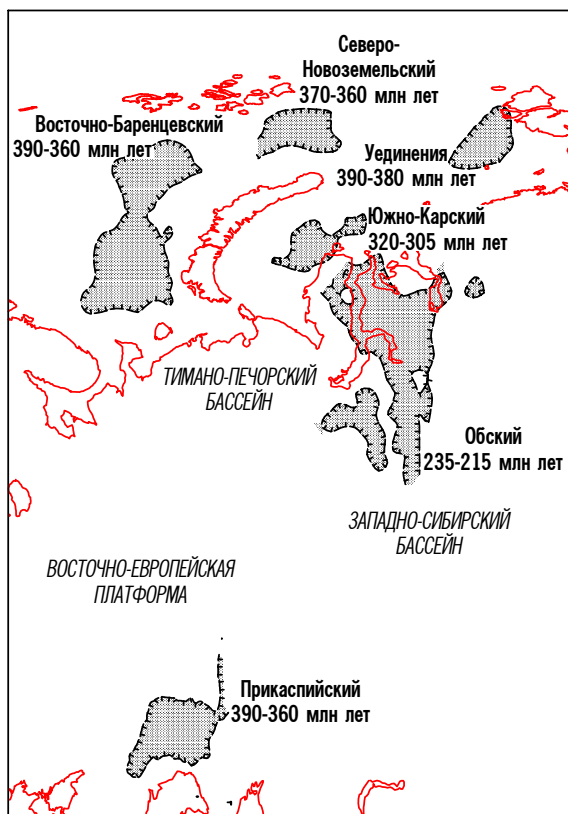


Рис. 3.6.1. Осадочные бассейны, в фундаменте которых залегают реликтовые блоки океанской коры (“несостоявшиеся океаны”).

Восточно-Баренцевского. Бассейн состоит из трех глубоких впадин, с юга на север: Южно-Баренцевской (с глубиной залегания фундамента до 18 – 20 км), Северо-Баренцевской (16 км) и Северо-Новоземельской (12 км). Южным продолжением Восточно-Баренцевского “несостоявшегося океана” служит один из крупных нефтегазоносных бассейнов российской суши – Тимано-Печорский, где фундамент, однако, погружается на глубины более 10 км только в восточной части, соответствующей Предуральскому прогибу.

Гипотеза об океанской природе фундамента осадочных бассейнов, подобных Восточно-Баренцевскому, родилась сразу же

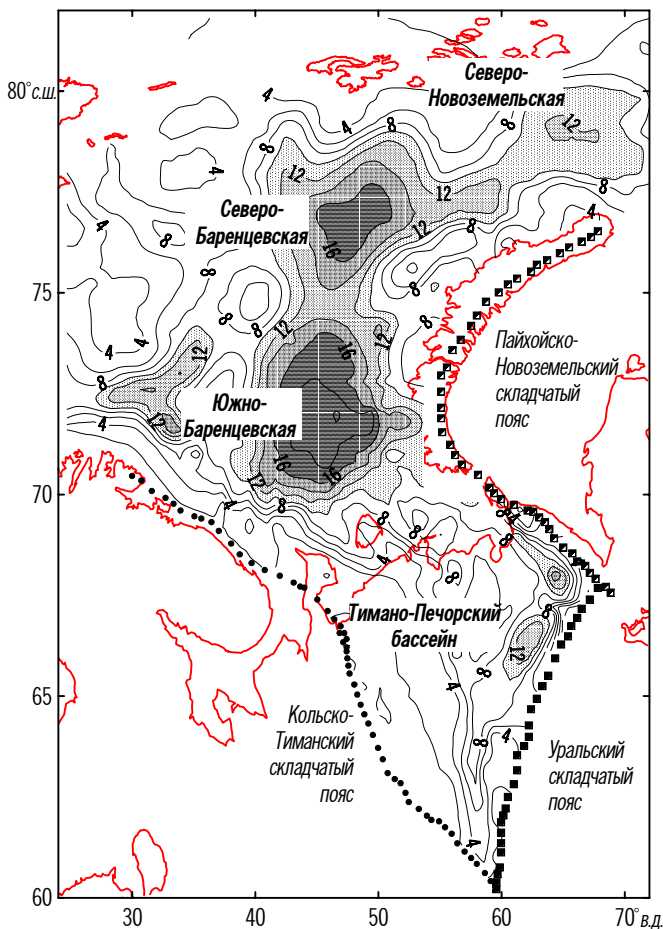


Рис. 3.6.2. Глубина поверхности фундамента в пределах Восточно-Баренцевского “несостоявшегося океана”.

после того, как ученые убедились в их аномальной глубине. Из физико-механических соображений казалось маловероятным, чтобы легкая континентальная кора сама по себе погрузилась на глубины более 10 км, а простейшие расчеты показывают, что для такого погружения явно недостаточно лишь веса накапливаю-

щихся осадков. Следовательно, причину аномальных погружений осадочных бассейнов надо было искать в специфике их фундамента, и очевидным шагом на этом пути стало исследование глубинной структуры и состава коры бассейнов методами сейсмо-разведки и гравиметрии.

В соответствии с принципом изостазии пониженная плотность осадочных пород большой мощности, перекрывающих дно “несостоявшихся океанов”, должна компенсироваться эквивалентным избытком масс на глубине. В разделе 1.3 было показано, что изостатическая компенсация может осуществляться за счет изменения как мощности коры (схема Эри), так и вариаций ее плотности (схема Пратта).

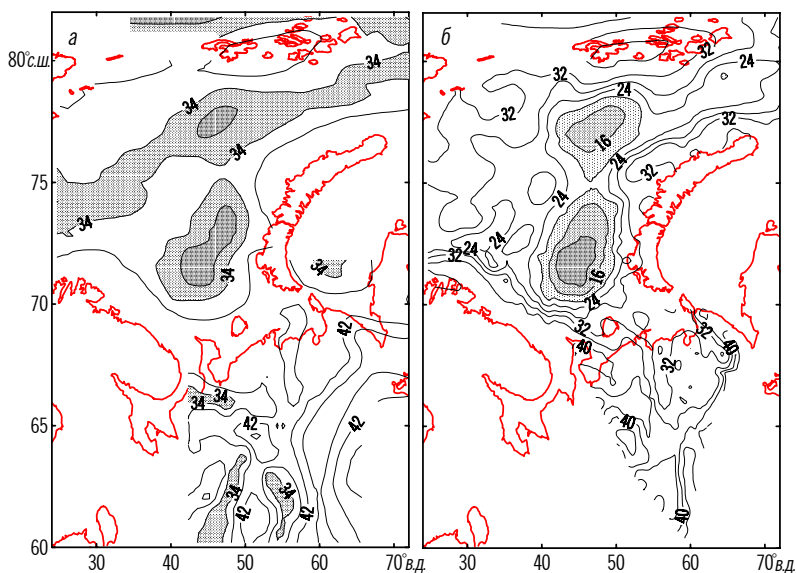


Рис. 3.6.3. Глубина подошвы коры (а) и мощность консолидированной коры (б) в пределах Восточно-Баренцевского “несостоявшегося океана”.

На рис. 3.6.3 приведены карты глубины поверхности Моховичича (подошвы коры) и мощности консолидированной коры (без осадочного чехла) Восточно-Баренцевского “несостоявшегося океана”. Они построены по данным глубинных сейсмических зондирований. На картах отчетливо видно, что дефицит масс в верхних горизонтах коры, связанный с пониженной плотностью осадочных пород, заполняющих глубокие бассейны, по крайней мере отчасти компенсируется “антикорнями” на

поверхности Мохоровичича. Области максимально утоненной коры (до 32 км) расположены под Южно- и Северо-Баренцевским бассейнами. Таким образом, глубокие впадины фундамента на месте “несостоявшегося океана”, заполненные осадочными породами с пониженной плотностью, компенсируются подъемами плотного верхнемантийного вещества. Обратная картина видна в юго-восточном углу карты рельефа поверхности Мохоровичича (рис. 3.6.3, *a*), где она захватывает складчатые пояса Полярного Урала и Пай-Хоя. Здесь, наоборот, избыточная нагрузка горных сооружений на поверхности компенсируется погружением подошвы коры до глубин 42 – 44 км, в результате чего под горами наблюдаются легкие “корни”.

Анализ карт глубинного строения, приведенных на рис. 3.6.3, позволяет сделать следующие выводы.

Во-первых, кора “несостоявшихся океанов”, даже по одним структурным характеристикам, никак не может быть отнесена к континентальному типу (см. раздел 1.2.3). Хотя ее суммарная мощность под Северо- и Южно-Баренцевским бассейнами составляет 32 – 34 км (см. рис. 3.6.3, *a*), что сопоставимо со средней мощностью стандартной континентальной коры (35 км), примерно половина этой величины приходится на аномально мощный слой осадочных пород. На долю же консолидированной части коры, без осадочного чехла, остается всего 14 – 16 км (рис. 3.6.3, *b*). Это, конечно, больше, чем средняя мощность стандартной океанской коры (6,5 км), но в то же время и существенно меньше, чем даже минимальная мощность континентальной коры, утоненной рифтингом (около 20 км). Следовательно, либо кора “несостоявшихся океанов” изначально была аномально мощной из-за каких-то особенностей своего формирования (напомним, что и в современных океанах есть области с аномально мощной корой, например в окраинных морях или над мантийными плюмами); либо по каким-то причинам кора “несостоявшихся океанов” увеличивает свою мощность уже после прекращения спрединга, в процессе превращения в фундамент глубоких осадочных бассейнов; либо, наконец, мы в данном случае имеем дело с недостаточной разрешающей способностью глубинной сейсморазведки, что также нельзя исключить, особенно если учитывать обычно низкую точность глубинной привязки границ в условиях почти полного отсутствия данных об акустических параметрах разреза. Одним словом, современный уровень исследований “не-

состоявшихся океанов” пока не позволяет остановиться на каком-то одном объяснении повышенной мощности их консолидированной коры по сравнению с океанской, но при этом факт остается фактом – аномально тонкая, погруженная на огромную глубину и перекрытая мощным осадочным чехлом кора “несостоявшихся океанов” никак не может быть классифицирована как континентальная.

Во-вторых, изостазия коры “несостоявшихся океанов” лишь отчасти объясняется схемой Эри, в которой ундуляции поверхности фундамента компенсируются обратными по знаку ундуляциями поверхности Мохоровичича при постоянной плотности консолидированной коры. Это хорошо видно на примере Северо-Баренцевского бассейна, расположенного в полосе аномально тонкой коры, далеко протягивающейся за пределы бассейна на северо-восток и юго-запад (см. рис. 3.6.3, *a*). Самая тонкая кора (менее 32 км) в пределах этой полосы, действительно, совпадает с Северо-Баренцевской впадиной. На северо-востоке полоса утоненной коры отвечает Северо-Новоземельской впадине, где фундамент, однако, погружен на значительно меньшую глубину (12 км), чем в Северо-Баренцевской впадине (16 км). Но на юго-востоке эта же полоса коры мощностью 34 км отвечает уже поднятиям фундамента до 4 км (см. рис. 3.6.2). Следовательно, рельеф поверхности Мохоровичича в пределах “несостоявшихся океанов” и их ближнего обрамления не является идеальным зеркальным отображением рельефа поверхности фундамента, а значит, схема изостатической компенсации по Эри в “чистом виде” не работает. Нужно допустить, что какая-то часть компенсации осуществляется не за счет “корней” и “антикорней” рельефа фундамента, а из-за латеральной плотностной неоднородности консолидированной коры, т.е. в рамках альтернативной схемы Пратта.

Для количественной оценки плотности коры есть мощное средство – совместная интерпретация сейсмических данных и гравитационных аномалий. Первые дают глубину границ раздела в земной коре, а также позволяют грубо оценить плотность ее слоев по скоростям распространения в них *P*- и *S*-волн. Используя эти данные в качестве модели нулевого приближения, геофизики затем рассчитывают гравитационное поле от модели и сопоставляют его с наблюдаемыми гравитационными аномалиями, таким путем постепенно уточняя модель. Проще всего задать плотностные характеристики осадочного чехла и верхней мантии. По

осадочному чехлу, верхняя часть которого всегда в какой-то степени изучена бурением, обычно имеются лабораторные определения плотности пород, а закон увеличения плотности с глубиной под действием литостатического давления, во всяком случае для терригенного разреза, может быть достаточно строго установлен. По плотности верхней мантии прямые данные, естественно, отсутствуют, но из теоретических соображений (см. раздел 1.2.4) можно предполагать ее плотностную однородность и ультраосновной состав, а следовательно, возможные значения плотности верхней мантии лежат в достаточно узком диапазоне. Таким образом, гравитационный эффект от неровностей поверхностей фундамента и мантии (подшвы коры) можно заранее вычесть из наблюдаемого гравитационного поля и считать, что те аномалии, которые останутся в нем после такой процедуры, связаны исключительно с плотностной неоднородностью консолидированной коры, т.е. именно с той характеристикой “несостоявшихся океанов”, которая нас интересует.

На рис. 3.6.4 приведена схема плотностных характеристик консолидированной коры Восточно-Баренцевского “несостоявшегося океана”, полученная путем совместной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных. Видно, что в глубоких впадинах шельфа (отметим, что на карту, приведенную на рис. 3.6.4, помимо Восточно-Баренцевского “несостоявшегося океана” попадает Южно-Карский, см. рис. 3.6.1) кора имеет аномально высокую интегральную плотность, достигающую $3,0 - 3,1 \text{ г/см}^3$. Даже если учесть возможные погрешности расчетов, такая кора по своим плотностным характеристикам никак не может быть классифицирована как континентальная (см. раздел 1.2.3). Это веский аргумент в пользу океанского генезиса фундамента, подстилающего мощные осадочные толщи глубоких осадочных бассейнов. Заметим, что за пределами “несостоявшихся океанов” плотность коры, согласно выполненным расчетам, изменяется в пределах $2,6 - 2,8 \text{ г/см}^3$ (см. рис. 3.6.4), что вполне соответствует средней плотности континентальной коры ($2,67 \text{ г/см}^3$).

Таким образом, кора “несостоявшихся океанов” по своим структурным и плотностным характеристикам практически ничем не отличается от стандартной океанской коры. Но данные характе-

ристики ничего не говорят нам о ключевом параметре любой океанской коры – ее *возрасте*. Фундамент глубоких осадочных бассейнов, в который впечатана кора “несостоявшихся океанов”, погружен на столь огромную глубину, что доступен для прямого наблюдения еще в меньшей степени, чем дно современного Мирового океана.

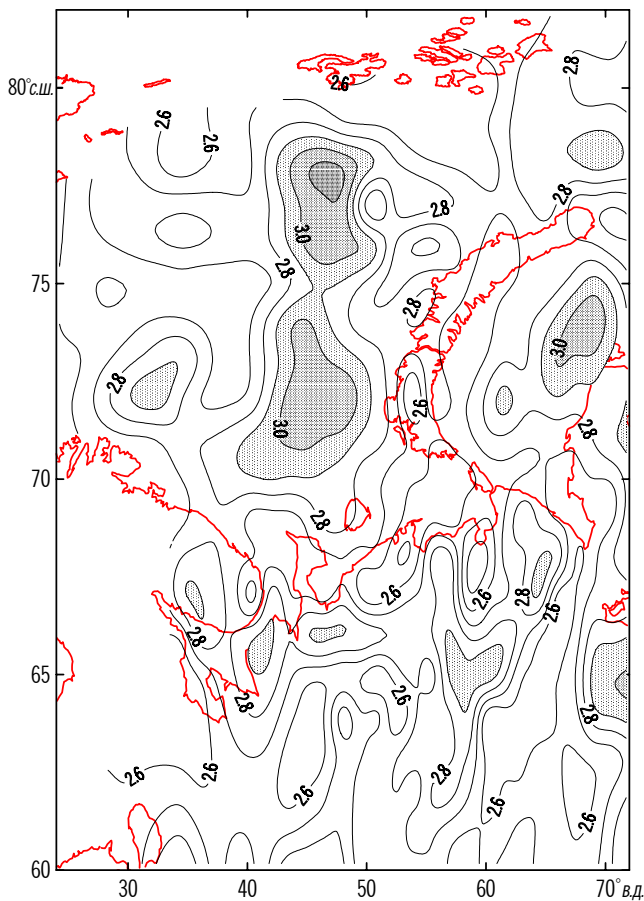


Рис. 3.6.4. Схема плотностных характеристик консолидированной коры Восточно-Баренцевского “несостоявшегося океана”.

Конечно, можно косвенно судить о возрасте “несостоявшихся океанов” по их соотношению со складчатыми поясами обрамления, но такая оценка всегда слишком умозрительна и носит

чисто качественный характер. Ведь и о молодости современных океанов по отношению к континентам геологи догадывались задолго до изучения океанского дна, однако последующее подтверждение этих смутных догадок экспериментальными данными не стало от этого менее впечатляющим. Кроме того, информацию о возрасте “несостоявшихся океанов” можно получить, изучая возраст перекрывающих их осадочных отложений. Однако последние на месте “несостоявшихся океанов”, как было показано, имеют такую огромную мощность, что бурением вскрыта лишь самая верхняя их часть, а возрастная привязка более глубоких сейсмических границ в осадочном чехле, как правило, весьма субъективна и часто приводит к грубым ошибкам.

В разделе 3.4 было показано, что основной метод дистанционного определения возраста океанской коры – интерпретация линейных магнитных аномалий, обусловленных ее знакопеременной намагниченностью. Причиной последней является то, что спрединг коры современного Мирового океана происходит на фоне инверсий (смен полярности) геомагнитного поля, и океанская кора, таким образом, “запоминает” его направление в момент своего образования. Сопоставив запись линейных магнитных аномалий на каком-либо участке Мирового океана с глобальной шкалой геомагнитной полярности, удастся определить возраст соответствующего участка океанской коры, а также скорость ее спрединга.

Как теперь доказано, инверсии геомагнитного поля происходили не только в последние 160 млн лет земной истории, соответствующие возрасту современного Мирового океана, но и гораздо раньше, на протяжении всего фанерозоя и позднего докембрия. Следовательно, кора достаточно древних “несостоявшихся океанов”, подобно современной океанской коре, может хранить отпечатки древнего геомагнитного поля, при условиях, конечно, что ее спрединг шел на фоне инверсий (в раннем мезозое и палеозое имели место интервалы, когда геомагнитное поле длительное время сохраняло одинаковую полярность, подобные интервалу отсутствия инверсий между 85 и 110 млн лет на юрско-кайнозойской шкале, см. рис. 3.4.3), и знакопеременная намагниченность коры “несостоявшихся океанов” не была стерта в процессе их превращения в фундамент глубоких осадочных

бассейнов (например, за счет повторного прогрева базальтов коры выше точки Кюри).

Одним словом, имеется принципиальная возможность применить широко известную модель Вайна – Мэтьюза, использование которой до недавнего времени ограничивалось лишь пространством современного Мирового океана, к датировке возраста “несостоявшихся океанов”, впечатанных в фундамент глубоких осадочных бассейнов суши и шельфа. Диапазон возрастных палеомагнитных определений по линейным магнитным аномалиям, прежде составлявший не более 160 млн лет (предельный возраст дна современных океанов), в этом случае должен расшириться на весь фанерозой.

Решение поставленной задачи сталкивается с серьезными проблемами, связанными прежде всего с тем, что в суммарном магнитном поле над “несостоявшимися океанами” линейные аномалии всегда присутствуют в скрытом виде. Это кажется вполне естественным, если вспомнить, что в современной океанской коре единственным (или, во всяком случае, основным) источником линейных магнитных аномалий служат пиллоу-базальты верхней части 2-го слоя. В более глубоких слоях океанской коры существование сильномагнитных пород маловероятно хотя бы потому, что температура в них обычно приближается к точке Кюри или даже превышает ее. В случае “несостоявшихся океанов” ситуация принципиально иная: за время, прошедшее с момента прекращения их спрединга (а это сотни миллионов лет!), кора и литосфера остывают настолько, что в них неизбежно появляются глубинные источники, создающие интенсивные длиннопериодные магнитные аномалии. Кроме того, намагниченные породы могут присутствовать и в мощном осадочном чехле над “несостоявшимися океанами” – они, наоборот, создают короткопериодные аномалии. Таким образом, в отличие от современных океанов, где линейные магнитные аномалии могут быть просто *измерены*, над “несостоявшимися океанами” их сначала нужно *выделить* из сложного суммарного магнитного поля и уже только потом можно приступить к интерпретации.

Вспомним также, что интенсивность магнитных аномалий зависит от глубины их источника: чем глубже последний, тем при той же намагниченности меньшую амплитуду имеет создаваем-

мая им аномалия. Глубина, на которую погружена перекрытая осадками кора “несостоявшихся океанов” (10 км и более) значительно превышает глубину современных океанов (3 – 6 км), что создает дополнительные трудности для регистрации и выделения линейных магнитных аномалий над “несостоявшимися океанами”.

Наконец, даже в относительно молодых современных океанах знакопеременная (инверсионная) намагниченность их коры быстро уменьшается с возрастом, что связано с окислением магнетита, содержащегося в пиллоу-базальтах 2-го слоя океанской коры. Именно из-за этого осевая (1-я) аномалия, расположенная непосредственно над рифтовыми долинами срединно-океанских хребтов, где кора имеет самый молодой возраст, во всех современных океанах характеризуется повышенной амплитудой (см. рис. 3.4.2). Следовательно, велика вероятность того, что в “несостоявшихся океанах”, спрединг которых прекратился сотни миллионов лет назад, знакопеременная намагниченность коры окажется изрядно “стертой”. Однако возможность сохранения первичной палеомагнитной информации в океанской коре к настоящему времени доказана путем экспериментального изучения достаточно древних (палеозойских) офиолитов Южного Урала, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области, Тувы, Монголии, Казахстана и многих других регионов.

Таким образом, выделение линейных магнитных аномалий, связанных со спредингом “несостоявшихся океанов”, принципиально возможно, хотя и требует сложных процедур математической обработки исходного (суммарного) магнитного поля, а также использования для этих целей мощных компьютеров.

На рис. 3.6.5 (см. вклейку) приведены схематические карты аномального магнитного поля над Восточно-Баренцевским “несостоявшимся океаном”, а также выделенных из суммарного поля линейных магнитных аномалий, маркирующих древний спрединг. Видно, что уже в суммарном магнитном поле присутствует меридиональная линейность аномалий, однако очень нечеткая. Зато выделенные из суммарного поля линейные магнитные аномалии по своей морфологии почти ничем, кроме амплитуды, не отличаются от океанских. Они образуют упорядоченную систему положительных и отрицательных аномалий, покрывающую весь Восточно-Баренцевский “несостоявшийся океан” и протягиваю-

щихся с севера на юг на расстояние почти 1000 км. Ширина области, маркированной линейными магнитными аномалиями, составляет 200 – 300 км и сужается с севера на юг. За пределами области аномально погруженной, тонкой и плотной коры, соответствующей Восточно-Баренцевскому “несостоявшемуся океану” (см. рис. 3.6.2 – 3.6.4), линейные магнитные аномалии отсутствуют.

Таким образом, еще одной отличительной чертой “несостоявшихся океанов” является наличие над ними линейных магнитных аномалий, подобных океанским. Однако определение по этим аномалиям возраста коры “несостоявшихся океанов” сталкивается с дополнительными трудностями. Как было показано в разделе 3.4, для интерпретации линейных магнитных аномалий в рамках модели Вайна – Мэтьюза необходима надежная и достаточно детальная шкала геомагнитной полярности. К настоящему времени составлено несколько вариантов таких шкал для всего палеозоя и позднего докембрия, но на большинстве из них инверсии геомагнитного поля привязаны к биостратиграфической (относительной) шкале. Следовательно, возможность определения абсолютного возраста и параметров спрединга “несостоявшихся океанов” по линейным магнитным аномалиям прямо зависит от точности изотопных датировок, а она для палеозоя, как правило, невысока. Из-за этого могут быть ошибки в определении абсолютного возраста коры “несостоявшихся океанов”, однако существенные ошибки в последовательности изучаемых инверсий геомагнитного поля, а значит, и в идентификации линейных магнитных аномалий гораздо менее вероятны, так как инверсии привязаны к биостратиграфической шкале, пусть и недостаточно точно калиброванной изотопными датировками.

Из сказанного выше понятно, что датировка линейных магнитных аномалий над “несостоявшимися океанами” – это сложный итерационный процесс с априорно неоднозначным результатом (рис. 3.6.6). За основу в нем берется шкала геомагнитной полярности палеозоя, откалиброванная изотопными датировками. Отдельные интервалы шкалы путем перебора различных скоростей спрединга преобразуются в модели магнитоактивного слоя, кровля которого совмещается с поверхностью фундамента в конкретном осадочном бассейне. Затем вычисляется магнитное поле

такой

модели и сопоставляется с линейными магнитными аномалиями, предварительно выделенными из исходного магнитного поля “несостоявшегося океана”. Такая процедура повторяется

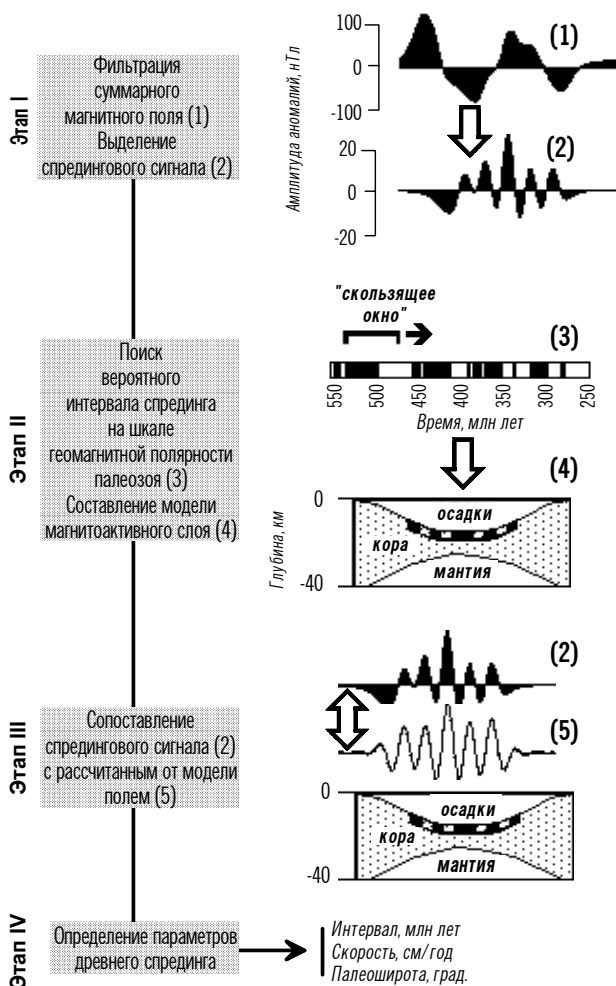


Рис. 3.6.6. Блок-схема метода определения возраста коры “несостоявшихся океанов” по линейным магнитным аномалиям, выделенным из исходного поля.

множественно, пока не будет достигнута наилучшая корреляция рассчитанного от модели поля с линейными магнитными аномалиями. Интервал шкалы геомагнитной полярности, для которого получена оптимальная модель магнитоактивного слоя,

принимается в качестве наиболее вероятного интервала спрединга коры “несостоявшегося океана”. Помимо этого, удастся определить скорость спрединга как коэффициент пропорциональности между шириной прямо- и обратномагнитных блоков в модели магнитоактивного слоя и продолжительностью эпох прямой и обратной полярности на шкале инверсий (см. формулу (3.4.1)). В среднем для датировки линейных магнитных аномалий над одним “несостоявшимся океаном” требуется около 10^5 итераций.

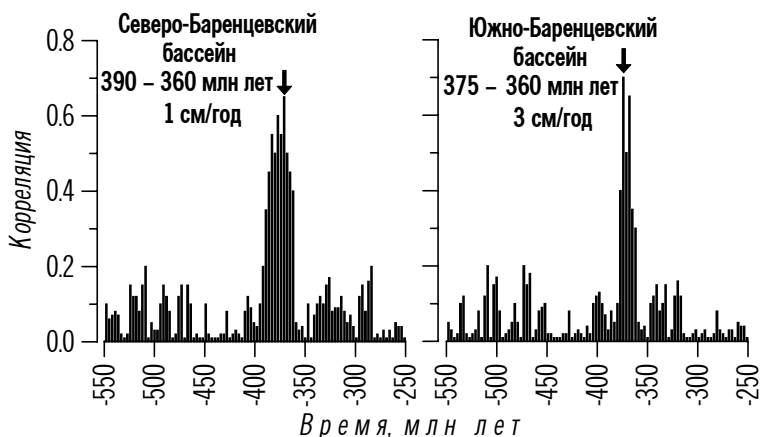


Рис. 3.6.7. Корреляция между реальными и модельными линейными магнитными аномалиями над Северо- и Южно-Баренцевским “несостоявшимися океанами”.

На рис. 3.6.7 приведены диаграммы, показывающие корреляцию модельных и реальных линейных магнитных аномалий раздельно над Северо- и Южно-Баренцевским бассейнами Восточно-Баренцевского “несостоявшегося океана”. Пик максимальной интенсивности на диаграммах, показанный стрелкой, соответствует наиболее вероятному интервалу спрединга. Он приходится в данном случае на девонский период, однако в Северо-Баренцевском бассейне пик шире (390 – 360 млн лет), чем в Южно-Баренцевском (375 – 360 млн лет). Различаются и оптимальные значения скоростей спрединга: южная часть “несостоявшегося океана” раскрывалась в три раза быстрее (3 см/год), чем северная (1 см/год). Ранее уже отмечалось, что область развития линейных магнитных аномалий над Восточно-Баренцевским “несостоявшимся океаном” сужается с севера на юг (см. рис. 3.6.5 на вклейке).

Следовательно, можно предполагать, что раскрытие южной части “несостоявшегося океана” началось позднее, чем северной, но компенсировалось более высокой скоростью спрединга.

На рис. 3.6.8 (см. вклейку) показана идентификация линейных магнитных аномалий Восточно-Баренцевского “несостоявшегося океана”, привязанных к шкале инверсий геомагнитного поля девонского периода. Положительным аномалиям и соответствующим эпохам прямой полярности на шкале присвоены нечетные номера от 1D до 11D (D означает *Devonian*, девон). В отличие от нумерации, принятой для среднеюрско-кайнозойской аномалийной шкалы (см. рис. 3.4.3), для палеозойских и раннемезозойских “несостоявшихся океанов” увеличение номера аномалий и эпох отвечает их омоложению. Из-за того, что между Северо- и Южно-Баренцевским бассейнами (участок между 74-й и 75-й параллелями) проходят наиболее частые и интенсивные смещения коры “несостоявшегося океана” трансформными разломами северо-западного простирания, уверенную идентификацию отдельных линейных магнитных аномалий здесь провести не удалось, хотя, как видно из рис. 3.6.5 (см. вклейку), система линейных аномалий в целом на этом участке прослеживается.

Схема идентификации линейных магнитных аномалий, а также составленная на ее основе схема изохрон коры (см. рис. 3.6.8 на вклейке) выявляют характерную черту раскрытия Восточно-Баренцевского “несостоявшегося океана” – его девонский спрединг шел по схеме продвигающегося рифта (см. раздел 3.5). Эта тенденция уже предполагалась на основе оценки оптимальных интервалов спрединга (см. рис. 3.6.7), но здесь она видна особенно четко. Краевые линейные магнитные аномалии Восточно-Баренцевского “несостоявшегося океана” последовательно выклиниваются при продвижении с севера на юг. Например, самые древние аномалии 1D и 3D с возрастом 390 – 385 млн лет не прослеживаются южнее 77° с.ш., аномалия 5D с возрастом 380 – 375 млн лет исчезает на 74° с.ш., и лишь наиболее молодые аномалии 7D – 9D вместе с осевой 11D прослеживаются в Южно-Баренцевском бассейне.

Таким образом, Восточно-Баренцевский “несостоявшийся океан” испытывал в девоне одновременное со спредингом продвижение с севера на юг (здесь и далее – в современных координатах). В крайней северной части его раскрытие началось уже в раннем девоне, около 390 млн лет назад, и продолжалось пример-

но 20 – 25 млн лет. Спрединг здесь шел со средней скоростью 1 см/год и привел к образованию полосы океанской коры шириной около 200 км, ныне впечатанной в фундамент Северо-Баренцевского бассейна. Южнее спрединг начался только в среднем-позднем девоне, 375 – 370 млн лет назад, и продолжался соответственно всего 5 – 10 млн лет, однако его скорость была более высокой (около 3 см/год), в результате чего ширина полосы коры, впечатанной в фундамент Южно-Баренцевского бассейна, достигает 150 км.

Как было показано в разделе 3.5, продвигающиеся рифты на современной Земле реализуют постепенный переход срединно-океанских хребтов в материковые рифтовые зоны. Точно так же было и с девонским “несостоявшимся океаном” в восточной части Баренцевского шельфа. Продвигаясь с севера на юг, он вырождался на суше в *Печоро-Колвинский рифт* (авлакоген), являющийся ключевой структурой фундамента современного Тимано-Печорского осадочного бассейна. Девонский возраст Печоро-Колвинского рифта доказан геологическими данными.

В заключение подчеркнем, что хотя “несостоявшиеся океаны” и представляют собой относительно редкие структуры (обычно эволюция древних дивергентных границ все же заканчивается на стадии континентального рифтинга, не дошедшего до спрединга), понимание их геодинамики исключительно важно. Совсем еще недавно предполагалось, что эволюция древних океанов обязательно завершается практически полным поглощением (субдукцией) их коры и литосферы. Но природа всегда сложнее схем, ее описывающих. В теле сегодняшних континентов зияют гигантские бреши, в которых сохранилась океанская литосфера гораздо более древняя, чем в любой точке современного Мирового океана. Эти бреши когда-то образовались в процессе рифтинга с последующим спредингом, но настоящие широкие океаны из них не получились. Плотная и тяжелая литосфера “несостоявшихся океанов” оказалась впечатанной в фундамент платформ, что вызвало быстрое и интенсивное погружение их отдельных участков. В результате на месте “несостоявшихся океанов” образовались обширные и глубокие осадочные бассейны.

Тот факт, что литосфера “несостоявшихся океанов” перекрыта многокилометровыми толщами осадочных пород, делает ее практически недоступной для прямых геологических наблюдений. Однако сквозь осадки “просвечивают” геофизические характеристики литосферы “несостоявшихся океанов”, в том числе самая яркая из них – линейные магнитные аномалии, позволяющие оценить возраст этих структур.

Изучение геодинамики “несостоявшихся океанов” началось сравнительно недавно, и пока удалось на основании геофизических данных получить лишь предварительное представление об этих объектах, которые, похоже, геологам так и не удастся никогда “потрогать руками”. Учитывая практическую значимость данной проблемы (напомним, что над “несостоявшимися океанами” расположены крупнейшие нефтегазоносные бассейны мира), есть все основания надеяться, что будущие разносторонние исследования дадут ключ к пониманию их тектонической эволюции.

Глава 4

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

В данной главе рассматриваются процессы, идущие на конвергентных границах литосферных плит. Здесь происходит субдукция (пододвигание) океанской литосферы под островные дуги или активные окраины континентов (раздел 4.1). После того, как вся океанская литосфера субдуцирует в мантию, начинается коллизия (столкновение) материковых частей плит (раздел 4.2). В условиях коллизии края сталкивающихся континентов раскалываются на большое число коровых микроплит, которые движутся и взаимодействуют в достаточной степени автономно от мантийных частей литосферных плит (раздел 4.3). “Зародыши” континентальной коры образуются из продуктов переработки океанской литосферы в зонах субдукции, после чего дальнейшие коллизионные процессы приводят к их скучиванию, метаморфизму, частичному переплавлению и, в конечном итоге, к образованию зрелой континентальной коры (раздел 4.4).

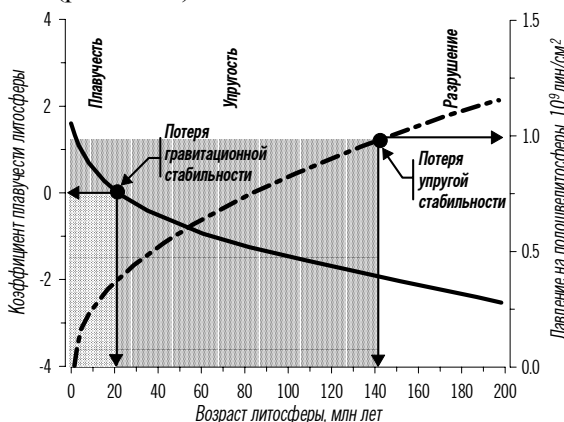
4.1. Субдукция океанской литосферы

Субдукцией (от лат. *subductio* – буквально, *подведение*) называется процесс погружения океанской литосферы в астеносферный слой мантии, происходящий на конвергентных границах плит. Этот процесс может носить вынужденный характер, при котором происходит надвигание континента или островной дуги на океан и литосфера последнего заталкивается в астеносферу. Однако, как было показано в разделе 2.5, для современной Земли более характерна самопроизвольная субдукция, при которой океанская литосфера тонет в астеносфере, убыстряя тем самым движение всей плиты. Максимальную скорость имеют те литосферные плиты, значительная часть периметра которых представлена конвергентными границами (см. рис. 2.5.7).

Следовательно, возможность и характер субдукции в значительной степени определяются физико-механическими параметрами самой океанской литосферы. В предыдущих разделах неоднократно подчеркивалось то фундаментальное обстоятельство, что океанская литосфера плотнее и тяжелее подстилающей ее астеносферы, поскольку перидотит верхней мантии в кристаллическом (литосферном) состоянии имеет плотность около $3,3 \text{ г/см}^3$,

а в частично расплавленном (астеносферном) – около $3,2 \text{ г/см}^3$. Вследствие этого океанская литосфера по мере старения и отодвигания от срединно-океанских хребтов проходит два важных геодинамических рубежа (рис. 4.1.1).

Рис. 4.1.1. Изменение параметров океанской литосферы по мере увеличения ее возраста.



Достигнув возраста 20 – 25 млн лет, литосфера теряет гравитационную стабильность, после чего ее плавучесть становится отрицательной за счет кристаллизации все более глубоких частей астеносферы. Легкий, но тонкий “поплавок” в виде базальтовой коры с плотностью около $2,9 \text{ г/см}^3$ уже не способен удерживать океанскую литосферу на плаву, и она теряет архимедово равновесие.

После потери гравитационной стабильности (пройдя 1-й рубеж) океанская литосфера удерживается на поверхности Земли за счет своей упругости, хотя из-за возрастания мощности, средней плотности и веса ее поверхность (океанское дно) погружается с увеличением возраста (см. раздел 3.2). На подошве океанской литосферы практически с момента ее рождения в рифтовой зоне срединного хребта существует плотностная инверсия около $0,1 \text{ г/см}^3$ и развивается избыточное давление $\Delta p(t)$, прогрессирующее во времени:

$$\Delta p(t) = \Delta \rho g H_l(t), \quad (4.1.1)$$

где $\Delta \rho$ – разность средних плотностей океанской литосферы и подстилающей ее астеносферы, g – ускорение свободного падения, а $H_l(t)$ – мощность литосферы как функция ее возраста.

Используя формулу (3.1.7), выражающую закон изменения мощности океанской литосферы с возрастом, без учета мощности коры, из (4.1.1) получаем

$$\Delta p(t) = 8,5 \cdot 10^3 \sqrt{t}, \quad (4.1.2)$$

где $\Delta p(t)$ выражено в паскалях, а t – в млн лет.

Рост избыточного давления на подошве океанской литосферы не может продолжаться бесконечно, поэтому последняя сохраняет упругую стабильность только до тех пор, пока определяемая формулой (4.1.2) величина не превысит предела прочности перидотита, из которого состоит верхняя мантия, на сдвиг и скалывание. Данный параметр приближенно равен 10^5 Па. Следовательно, приравняв избыточное давление на подошве океанской литосферы пределу ее прочности, получим оценку возраста, до которого она способна сохранять свои упругие свойства:

$$8,5 \cdot 10^3 \sqrt{t} = 10^5 \Rightarrow t = \left(\frac{10^5}{8,5 \cdot 10^3} \right)^2 \Rightarrow t \approx 150 \text{ млн лет.} \quad (4.1.3)$$

Выполненная оценка свидетельствует о том, что чем старше океанская литосфера, тем выше избыточное давление на ее подошве и тем меньшие усилия нужно затратить, чтобы погрузить ее в астеносферу путем субдукции. Начиная с возраста примерно 150 млн лет, океанская литосфера теряет свою упругую стабильность (проходит 2-й рубеж) и становится способной самопроизвольно субдуцировать, причем такая самопроизвольная субдукция является одной из движущих сил тектоники плит (см. раздел 2.5).

Возраст 150 млн лет можно рассматривать как *предельный возраст океанской литосферы*. По этой причине жизнь отдельного океана – явление в известной степени эфемерное (конечно, в геологических масштабах времени), а в современном Мировом океане нигде нет литосферы с возрастом, существенно превышающим указанный выше предел. Вся более древняя (досреднеюрская) литосфера уже субдуцировала в мантию, за исключением небольших фрагментов раннемезозойской, палеозойской и докембрийской океанской коры, представленных в офиолитовых комплексах, а также впечатанных в континентальные плиты “несостоявшихся океанов”, о которых шла речь в разделе 3.6.

Следует помнить, что понятия *возраст океана* и *возраст коры (литосферы) океана* эквивалентны только в тех случаях, ког-

да окраины океана, о котором идет речь, пассивны. В противном случае (т.е. при наличии в океане зон субдукции) океан всегда древнее экспонированной в нем коры, и можно только предполагать, какая часть его литосферы, достигшей и превысившей предельный возраст, уже ушла на переплавку в мантию в зонах субдукции.

Современное размещение зон субдукции весьма закономерно (см. рис. 2.3.1). Большинство из них приурочено к периферии самого большого и самого древнего на современной Земле Тихого океана. Конвергентные системы западной Атлантики (Карибская и Южно-Антильская), а также восточной части Индийского океана (Зондская и Яванская) также отчетливо тяготеют к Тихоокеанскому кольцу.

Существуют два основных типа зон субдукции (рис. 4.1.2, см. вклейку): *островодужные* и *активные континентальные окраины*. Первые распространены на севере и западе Тихоокеанского кольца, вторые – в его восточной части, вдоль западного побережья Латинской и Южной Америк.

Общими морфологическими элементами зон субдукции, независимо от их типа, являются *глубоководный желоб* и *краевой вал*.

Глубоководные желоба в плане представляют собой узкие и удлиненные депрессии океанского дна, как правило, имеющие дугообразную форму. В разрезе они резко асимметричны – их приокеанский (внешний) склон всегда более пологий, чем приконтинентальный или приостроводужный (внутренний). В желобах отмечаются максимальные глубины океана – до 11 022 м в Марианской впадине. Именно по дну глубоководных желобов проходит контакт поддвигающейся (океанской) и надвигающейся (континентальной или островодужной) литосферы. Приокеанский склон желоба переходит в краевой вал высотой до 500 м, происхождение которого объясняется упругим изгибом океанской литосферы перед погружением в астеносферу.

Еще одной общей чертой всех зон субдукции является наличие сейсмофокальных зон (зон концентрации очагов землетрясений), уходящих на глубину до 670 км, т.е. до границы верхней и нижней мантии. Эти зоны трассируют погружающиеся в мантию края литосферных плит (слэбы) и называются *зонами Беньофа*. Именно землетрясения зон Беньофа самые глубоководные и сильные на Земле. Наклон зон Беньофа может изменяться от 0° (горизонтальная плоскость) до 90° (вертикальная

плоскость). Под активные окраины зоны Беньофа погружаются более полого, чем под островные дуги, однако в первом случае, судя все по тем же очагам землетрясений, на глубинах 100 – 200 км происходит излом погружающейся плиты, и глубже угол субдукции возрастает.

Понятно, что субдуцирующая плита способна генерировать землетрясения лишь до тех пор, пока она сохраняет упругость и не ассимилируется в мантии. В последние годы методами сейсмической томографии удалось проследить на глубину субдуцирующую

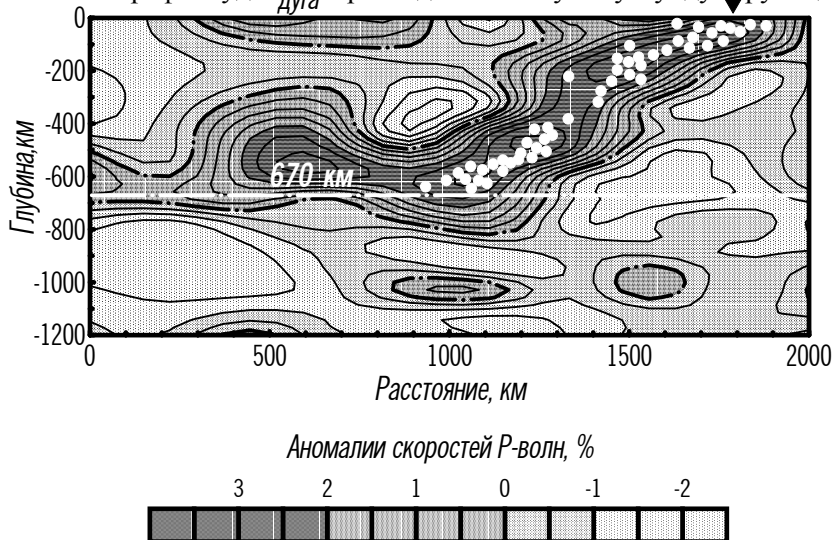


Рис. 4.1.3. Сейсмотомографический разрез зоны субдукции.

литосферные плиты. На рис. 4.1.3 показан сейсмотомографический разрез через одну из зон субдукции в западной части Тихого океана. Погружающейся холодной и плотной плите соответствует положительная аномалия скорости P -волн. Эта аномалия в целом совпадает с зоной Беньофа, однако с некоторыми примечательными отличиями. В верхней астеносфере (интервал глубин 200 –

400 км) наблюдается ослабление сейсмогенерации в субдуцирующей плите – очаги землетрясений здесь отсутствуют, хотя положительная аномалия скорости P -волн прослеживается достаточно четко и показывает увеличение угла субдукции. Начиная с глубины 400 км (в нижней астеносфере) субдуцирующая плита несколько выполаживается, а ее сейсмогенерация вновь повышается.

Наиболее впечатляюще выглядит на сейсмотомографическом разрезе нижний край субдуцирующей плиты (слэб). Здесь, у подошвы верхней мантии, литосферная плита ассимилирована настолько, что теряет способность генерировать землетрясения. Однако положительная аномалия скорости P -волн продолжает прослеживаться – она как бы “растекается” на постоянной глубине у подошвы верхней мантии на расстояние более 500 км в сторону надвигающейся плиты, не проникая при этом в нижнюю мантию (глубже границы 670 км).

Таким образом, данные сейсмической томографии позволяют “увидеть” те самые слэбы, которым отводится ведущая роль в современной модели мантийной конвекции (см. раздел 2.5). В эпохи автономной конвекции в верхней и нижней мантии (а мы живем именно в такую эпоху) холодные и плотные слэбы скапливаются под зонами субдукции, а фазовый раздел на глубине 670 км является для них непроницаемым (см. рис. 4.1.3). Когда же объем слэбов увеличится настолько, что их вес превысит прочность нижней мантии, они обрушатся сквозь раздел 670 км, и конвекция перейдет в сквозьмантийный режим.

Вернемся к описанию основных типов зон субдукции (см. рис. 4.1.2 на вклейке). Во фронтальной части надвигающейся плиты расположены парные структуры: в случае активной окраины это *береговой* и *вулканический хребты*, а в случае островодужной окраины – *невулканическая* (или *фронтальная*) и *вулканическая дуги*. Как следует из самих названий, береговые хребты и невулканические дуги характеризуются высокой тектонической, но низкой магматической активностью, а вулканические хребты и дуги – высокими тектонической и магматической активностью. Именно в пределах перечисленных структур происходит новообразование “зародышей” континентальной коры, но различными способами.

Невулканические дуги и хребты наращиваются чисто меха-

нически: они как ножом бульдозера соскребают осадки с пододвигающейся под них океанской плиты. Эти осадки сминаются в складки и испытывают метаморфизм высоких давлений, но низких температур. Кора, образовавшаяся таким способом, получила название *аккреционных призм*, и именно ими, как правило, представлены крутые приконтинентальные склоны глубоководных желобов. Однако в некоторых современных зонах субдукции осадки не соскребаются с пододвигающихся океанских плит, а субдуцируют вместе с ними; тем не менее аккреционные призмы, а также невулканические дуги и хребты в таких зонах субдукции также присутствуют. Отсюда следует вывод, что в развитии зон субдукции режимы соскребаания осадков с пододвигающихся плит чередуются с режимами, когда осадки затачиваются в зоны субдукции вместе с погружающимися океанскими плитами. Кроме океанских осадков, в глубоководные желоба зон субдукции попадают и продукты размыва самих островных дуг и активных окраин; они также включаются в процесс формирования аккреционных призм или затачиваются в мантию.

Поскольку осадкам, субдуцирующим вместе с океанской литосферой в мантию и переплавляющимся там, отводится значительная роль в магматизме зон субдукции, рассмотрим подробнее условия, при которых этот процесс реализуется.

Свидетельствами того, что в глубоководных желобах зон субдукции действует эффективный механизм затачивания осадков с поверхности океанского дна в мантию, являются невысокая мощность и нормальное слоистое залегание осадков в большинстве современных желобов, несмотря на то, что соответствующие зоны субдукции развиваются уже сотни миллионов лет, а скорости седиментации за счет размыва островных дуг достигают нескольких сантиметров за тысячу лет. Затачивание осадков в зоны субдукции происходит аналогично смазке движущихся механизмов жидкими маслами при попадании последних в зазоры между трущимися жесткими деталями.

Как и в случае смазки, количество осадков, попадающих в зазор между трущимися плитами, зависит от скорости движения плит в зоне субдукции V_S и вязкости η_S затаченных в зазор осадков. Соответствующие расчеты показали, что под островные дуги и активные окраины осадки могут затачиваться без соскребаания и

смятия только в том случае, если их мощность не превышает некоторого критического значения h_0 :

$$h_0 \leq 5,5 \cdot 10^{-6} \sqrt{\eta_s V_s}, \quad (4.1.4)$$

где h_0 выражено в метрах, η_s – в паскалях на секунду, а V_s – в сантиметрах в год.

Если принять среднюю вязкость гидратированных терригенных осадочных пород равной 10^{15} Па · с, то, судя по выражению (4.1.4), в зоны субдукции на западной (Курильская и Японская) и юго-восточной (Перуано-Чилийская) окраинах Тихого океана, где скорость субдукции достигает 9 – 10 см/год, без соскребания и смятия может затягиваться до 550 м осадков. В то же время вблизи Курильского и Японского желобов реальная мощность осадочного слоя не превышает 300 – 500 м, а перед большей частью Перуано-Чилийского желоба она составляет 100 м и меньше. Поэтому субдукция океанской литосферы под перечисленные островные дуги и активную окраину не сопровождается соскребанием и смятием осадков перед фронтальными частями надвигающихся плит и, как следствие, здесь не образуются аккреционные призмы.

Совершенно иная ситуация наблюдается в пределах Алеутской островной дуги на севере Тихого океана. Здесь скорость субдукции составляет около 6 см/год и согласно (4.1.4) в зону субдукции может быть затянуто около 420 м осадков. Однако реальная мощность осадочного слоя здесь достигает 1000 м. Похожая ситуация имеет место в пределах Южно-Антильской островной дуги на юго-западе Атлантического океана, где скорость субдукции невелика (около 2 – 3 см/год) и критическая мощность осадочного слоя, затягиваемого в зону субдукции, составляет согласно (4.1.4) около 250 м, в то время как реальная мощность осадочного чехла достигает 500 – 1000 м. В перечисленных случаях осадки не затягиваются в зоны субдукции, а соскребаются с океанских плит, сминаются в складки и образуют аккреционные призмы.

Таким образом, возможность затягивания осадков в мантию вместе с океанской плитой обуславливается многими факторами, главные из которых – скорость субдукции, состав осадков, от которого зависит их вязкость, а также параметры, определяющие мощность осадочного слоя в районе конкретной зоны субдукции – возраст океанской плиты, скорость осадконакопления в данном

районе Мирового океана, скорость размыва островной дуги или активной окраины.

Вулканические хребты и дуги формируются за счет *известково-щелочного (андезитового) магматизма*, инициированного переплавлением субдуцирующей океанской литосферы. Субдукционный вулканизм представляет собой промежуточное звено в процессе образования континентальной коры из вещества мантии. Как уже говорилось в главе 3, базальтовая океанская кора (около 50% SiO_2), образованная путем частичного плавления и дифференциации перидотитов верхней мантии (около 45% SiO_2), дает, в свою очередь, начало субдукционной андезитовой серии (в среднем около 55% SiO_2).

Породы, входящие в андезитовую серию, характеризуются широким диапазоном вариаций составов. На одном конце этого ряда находятся щелочные базальты, содержащие около 50% SiO_2 , на другом – дациты с содержанием SiO_2 около 65%. Общим трендом субдукционного магматизма является то, что по мере удаления от фронтальной части зоны субдукции в сторону континента породы становятся беднее кремнеземом и богаче щелочами, что связано с уменьшением в них в данном направлении содержания SiO_2 и увеличением K_2O .

Установлено, что минимальная глубина источника субдукционных андезитовых магм составляет не менее 150 км. Только на такой глубине достигаются температура и давление, достаточные для начального плавления субдуцирующей океанской литосферы. Эта величина, естественно, не зависит от наклона зон Беньюфа. Следовательно, чем ближе зона субдукции, тем дальше от желоба располагаются вулканическая дуга (хребет) и фронт субдукционного магматизма.

В тылу островодужных зон субдукции находятся *окраинные (или задуговые)* моря, литосфера которых близка по типу океанской, но с некоторыми существенными отличиями. Прежде всего окраинные моря имеют мощный осадочный чехол. Это связано с тем, что в отличие от открытого океана окраинные моря приближены к источникам сноса осадков – терригенный материал поступает в них преимущественно за счет размыва островных дуг. Кроме того, мощность коры окраинных морей в некоторых случаях выше стандартной океанской, хотя по сейсмическим характеристикам они идентичны (вспомним, что подобная черта

присуша рассмотренным в разделе 3.6 “несостоявшимся океанам”). Наконец, блоки океанской литосферы представляют лишь часть фундамента окраинных морей (над этими блоками расположены глубоководные котловины); другая же часть фундамента представлена континентальными блоками, в пределах которых окраинные моря мельче, но фундамент континентальных блоков также погружен на значительную глубину под осадки за счет веса соседних плотных и тяжелых океанских блоков.

Различные окраинные моря развиваются как в условиях растяжения (островные дуги при этом отдаляются от континентов), так и в условиях сжатия (дуги приближаются к континентам). Условия развития окраинных морей определяются в основном способом их образования и параметрами субдуцирующей литосферы.

Как уже было сказано, под активные окраины континентов океанская литосфера субдуцирует под более пологим углом, чем под островные дуги. Для современных зон субдукции наблюдается прямая корреляция между возрастом субдуцирующей литосферы и углом, под которым она погружается в астеносферу (рис. 4.1.4). Чем больший возраст имеет океанская литосфера, подходящая к зоне субдукции, или, что до известной степени эквивалентно, чем дальше от зоны субдукции находится срединный хребет, тем под более крутым углом идет субдукция. Данная закономерность лишней раз подчеркивает, что субдукция может носить как самопроизвольный, так и вынужденный характер.

Классическим примером в этом отношении служит Тихий океан, срединный хребет которого, Восточно-Тихоокеанское поднятие, приближен к берегам Америк и отдален от Азии и Австралии с Новой Зеландией. Соответственно к азиатским и новозеландским зонам субдукции (на рис. 4.1.4 – Кермадек-Тонга, Курильской и Японской) подходит самая древняя океанская литосфера Тихоокеанской и Филиппинской плит, удалившаяся на максимальное расстояние от Восточно-Тихоокеанского поднятия, где она начала свое формирование. Здесь субдукция имеет исключительно островодужный тип, а Тихоокеанская плита уходит в астеносферу под крутыми углами, почти вертикально ($70 - 80^\circ$). Так происходит потому, что древняя океанская литосфера уже достигла предельного возраста, в значительной степени утратила упругость и способна самопроизвольно тонуть в астеносфере (см. рис. 4.1.1). Отрицательная плавучесть холодных и тяжелых краев литосферных плит служит одной из сил, приводящих их в движе-

ние: из-за этого скорости Тихоокеанской и Филиппинской плит – среди самых высоких на современной Земле (см. рис. 2.5.7).

Напротив, к зонам субдукции Южной и Центральной Америки (на рис. 4.1.4 – Перуано-Чилийской и Мексиканской) под-

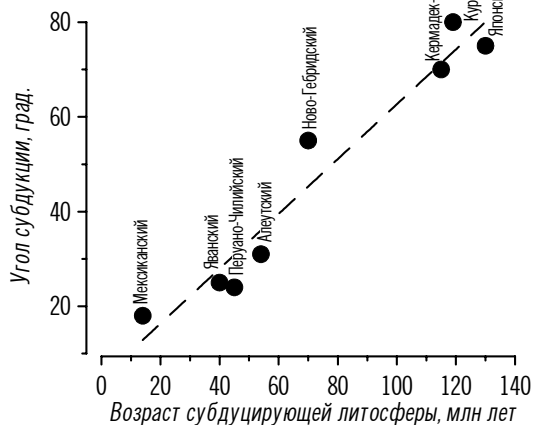


Рис. 4.1.4. Зависимость угла субдукции от возраста субдуцирующей океанской литосферы.

ходит молодая океанская литосфера плит Наска и Кокос, только недавно сформировавшаяся на Восточно-Тихоокеанском поднятии и на “дополнительных” срединных хребтах Тихого океана – Галапагосском и Чилийском. Здесь никаких окраинных морей не существует, субдукция идет под активную окраину под пологими углами, почти горизонтально (20 – 30°). Причина этого в том, что молодая океанская литосфера не только сохраняет упругость, но еще не утратила и гравитационной стабильности (см. рис. 4.1.1), вследствие чего она заталкивается в астеносферу, и субдукция, таким образом, носит вынужденный характер.

Примечательно, что даже в описанном случае пологая субдукция молодой океанской литосферы наблюдается лишь в верхних 100 – 200 км, после чего, как уже говорилось, происходит излом погружающейся плиты и угол субдукции возрастает (см. рис. 4.1.2 на вклейке). Очевидно, на глубинах более 100 – 200 км вес более древней части плиты увеличивается уже настолько, что субдукция снова становится самопроизвольной. Холодный и тяже-

лый край плиты тонет в астеносфере и тянет за собой всю плиту, подтверждением чему являются высокие современные скорости плит Наска и Кокос (см. рис. 2.5.7).

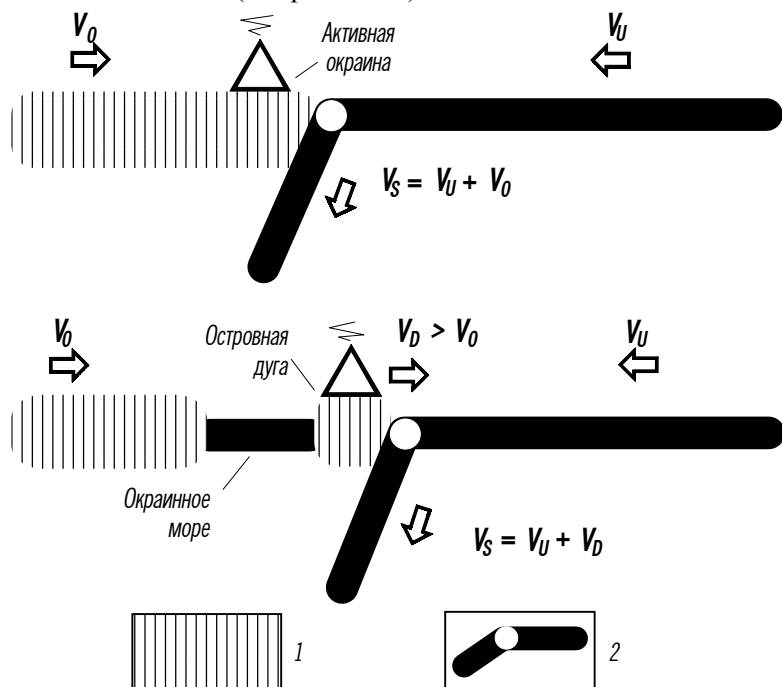


Рис. 4.1.5. Схема раскрытия окраинного моря за счет отодвигания зоны субдукции в сторону океана.
1 – континентальная литосфера; 2 – океанская литосфера.

Сказанное позволяет предположить, что тип зоны субдукции (островодужный или активная окраина), а также механизм образования окраинных морей в тылу островных дуг также в значительной степени определяются возрастом субдуцирующей океанской литосферы и ее физико-механическими параметрами.

Скорость субдукции V_S равна векторной сумме скоростей надвигающейся (V_O) и пододвигающейся (V_U) литосферных плит (рис. 4.1.5). Если субдукция не ортогональна, что в принципе возможно, то в качестве скоростей V_O и V_U используются их проекции на вертикальную плоскость, секущую зону субдукции вкrest простираения. Однако в подавляющем большинстве современных

зон субдукции угол между азимутом движения поддвигающейся плиты и простиранием желоба превышает 60° .

Если к зоне субдукции подходит древняя, утратившая упругость океанская литосфера, она будет тонуть в астеносфере, что вызовет откатывание *шарнира* (линии перегиба) зоны субдукции в сторону океана. В геодинамическом смысле шарниру зоны субдукции соответствуют как области перегиба поддвигающейся плиты (краевой вал и желоб), так и нависающий над ней край надвигающейся плиты (островная дуга или активная окраина). Эти элементы прижаты друг к другу литостатическим давлением. Потому, если скорость откатывания шарнира V_D превысит скорость надвигающейся плиты V_O , то это приведет, во-первых, к увеличению скорости субдукции $V_S = V_U + V_D$ при условии постоянства V_O и, во-вторых, к раскрытию в тылу отодвигающейся от континента дуги окраинного моря за счет *задугового спрединга*, скорость которого будет равняться $V_D - V_O$.

Поскольку ни скорость спрединга в океане, ни положение срединно-океанского хребта относительно зон субдукции не являются постоянными и могут меняться со временем плавно или скачкообразно, то со временем может изменяться и возраст литосферы, подходящей к конкретной зоне субдукции. Именно по данной причине *раскрытие окраинных морей носит неустойчивый, пульсирующий характер*.

Предположим, например, что скорость спрединга в океане с какого-то момента увеличилась, а расстояние между срединным хребтом и зоной субдукции осталось неизменным. С этого времени к зоне субдукции будет последовательно подходить все более молодая океанская литосфера. Субдукция, которая до этого была самопроизвольной, с какого-то момента станет вынужденной. В таких условиях откатывание шарнира зоны субдукции в сторону океана прекратится, растяжение между дугой и континентом сменится сжатием, окраинное море закроется, дуга причленится к краю континента, и островодужная зона субдукции превратится в активную окраину. По такому же сценарию события будут раз-виваться, если скорость спрединга в океане останется постоянной, а расстояние между срединным хребтом и зоной субдукции начнет уменьшаться. Кстати, похожая ситуация имела место в Андах: здесь обнаружены следы древнего окраинного моря,

к

настоящему

времени закрывшегося. Это значит, что когда-то андийская активная окраина была островной дугой, а Восточно-Тихоокеанское поднятие располагалось дальше от побережья Южной Америки, чем оно находится сейчас. Сценарий, обратный описанному выше (т.е. раскрытие окраинного моря, отчленение активной окраины от континента и ее превращение в островную дугу), будет наблюдаться в случае уменьшения скорости спрединга в океане или при удалении срединного хребта от зоны субдукции.

В зрелом океане можно, хотя и с определенной долей условности, предсказать области, где наиболее вероятно начало субдукции (рис. 4.1.6).

Прежде всего субдукция может начаться на месте отмерших срединно-океанских хребтов. Здесь уже существуют сквозьлитосферные рифтовые трещины, и стоит направлению движения смежных плит измениться на противоположное, как бывшая дивергентная граница плит превратится в конвергентную; субдукция, во всяком случае вначале, будет вынужденной, поскольку молодая океанская литосфера вблизи срединного хребта еще не потеряла плавучести и упругости. Оба направления субдукции равновероятны. За счет частичного плавления погружающейся плиты в астеносфере на краю надвигающейся плиты начнется андезитовый вулканизм и сформируется островная дуга, которая в этом случае называется *энсиматической*, т.е. заложившейся на океанской коре. Часть океана, оказавшаяся в тылу энсиматической дуги, превратится в окраинное море. Образование последнего в данном случае связано с *отчленением* части бывшего открытого океана, поэтому окраинное море, возникшее таким способом, всегда *древнее* энсиматической островной дуги.

Вторая вероятная область заложения зон субдукции в океане – это трансформные разломы, на активных отрезках которых также существуют сквозьлитосферные трещины. В случае изменения направления движения смежных плит, которые прежде скользили друг относительно друга, одна часть бывшей трансформной границы (та, где смежные плиты начнут раздвигаться) превратится в дивергентную, а другая часть (где плиты начнут встречное движение) – в конвергентную. Поскольку вдоль трансформных разломов, имеющих значительную горизонтальную амплитуду, контактирует океанская литосфера разного возраста

(см. рис. 3.2.2), направление субдукции в данном случае, в отличие от рассмотренного выше, predetermined: более древняя, мощная и тяжелая литосфера будет поддвигаться под более молодой

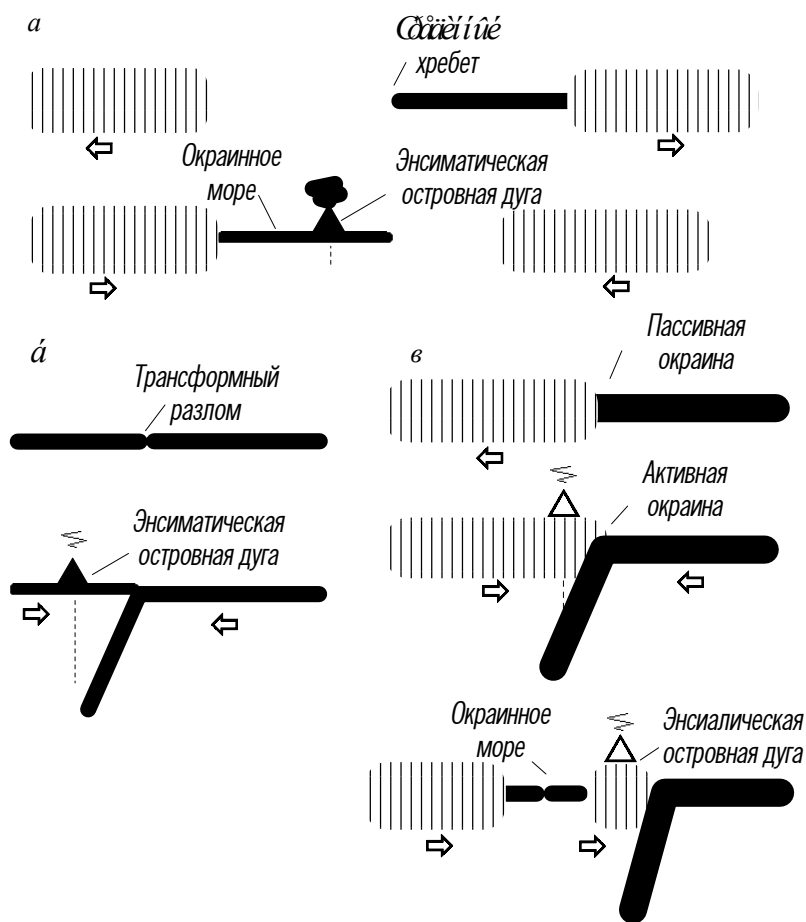


Рис. 4.1.6. Возможные сценарии начала субдукции в зрелом океане.

а – на месте срединно-океанского хребта; б – на месте трансформного разлома; в – на месте пассивной окраины.

дую, тонкую и легкую. Если по какую-то одну сторону от бывшей трансформной границы океанская литосфера уже имела возраст, близкий к предельному, то субдукция начнется под крутым углом и будет самопроизвольной. Так же, как в первом случае, на краю

надвигающейся плиты сформируется энсиматическая островная дуга.

Наконец, третья возможность – образование зоны субдукции на месте бывшей пассивной континентальной окраины, наиболее проблематична. В отличие от рассмотренных выше двух случаев, на пассивных окраинах нет границ плит и соответственно сквозь-литосферных трещин, хотя длительное время здесь существует контакт тяжелой океанской и легкой континентальной литосферы, а следовательно, долгоживущие, постоянно подновляющиеся глубинные разломы. Кроме того, вблизи пассивной окраины зрелого океана литосфера всегда достаточно древнего возраста, она заведомо уже утратила плавучесть и упругость, что способствует в конце концов отрыву океанской части прежде единой плиты от континентальной и заложению на месте бывшей пассивной окраины новой конвергентной границы плит.

Можно полагать, что именно такой процесс намечается в настоящее время по периферии зрелого Атлантического океана. Его окраины в подавляющем числе случаев пассивны, однако незначительная по масштабам субдукция уже началась в пределах Карибской и Южно-Антильской островных дуг.

Очевидно, субдукция на месте бывших пассивных окраин будет иметь самопроизвольный характер и начнется под крутым углом, а на краю надвигающейся плиты на короткое время возникнет активная окраина. В дальнейшем ситуация будет развиваться по схеме, показанной на рис. 4.1.5: откатывание шарнира зоны субдукции в сторону океана приведет к отрыву от континента островной дуги, которая в этом случае называется *энсиалической*, т.е. заложившейся на континентальной коре. Между энсиалической дугой и континентом образуется окраинное море, литосфера которого, сформировавшаяся в ходе задугового спрединга, будет *моложе*, чем островная дуга.

Нормальное взаимодействие континентальной и океанской литосферы на конвергентных границах плит выражается субдукцией. Однако в этой же геодинамической обстановке, но *лишь местами и на короткое время*, проявляются два весьма важных геодинамических режима – *обдукция* и *эдукция*.

В случае *обдукции* небольшие фрагменты океанской коры и самой верхней части мантии оказываются приподнятыми и надви-

нутыми на континентальные окраины. Таким путем образуются офиолитовые покровы, широко развитые в разновозрастных складчатых поясах и обнаруживающие сильное сходство с корой современных океанов. Офиолиты справедливо считаются “океанской корой геологического прошлого”, а значит, именно благодаря процессу обдукции, “поднявшему” офиолиты на сушу, геологи смогли существенно расширить свои знания о строении и составе океанской коры (см. раздел 1.2.3).

На современной Земле процесс обдукции, по-видимому, нигде не происходит, хотя в альпийских складчатых поясах обнаружены свидетельства буквально только что произошедшей обдукции.

В принципе вероятны два механизма этого процесса (рис. 4.1.7). Первый реализуется в тех случаях, когда к активной континентальной окраине или островной дуге приближается срединно-океанский хребет. На нем, естественно, существует сквозь-литосферная трещина (рифт), по обе стороны от которой кора и литосфера имеют очень молодой возраст. Молодая и легкая океанская литосфера “сопротивляется” погружению в мантию, и в таких условиях происходит ее расщепление: нижняя (более тяжелая) мантийная часть субдуцирует, а верхняя коровая (более легкая) надвигается на окраину континента. На короткое время зона субдукции заклинивается, а затем конвергентный процесс возобновляется в нормальном режиме, кора и литосфера субдуцируют как единое целое, оставив на поверхности лишь незначительный по размерам фрагмент океанской коры в виде офиолитового покрова.

Второй механизм обдукции связан со столкновением энзиматической островной дуги с пассивной континентальной окраиной. При этом фрагмент океанской литосферы во фронтальной части дуги надвигается на край континента. Так же, как в первом случае, зона субдукции на короткое время заклинивается, поскольку легкая континентальная литосфера в силу своей плавучести ни при каких условиях не может погрузиться глубоко в мантию.

Эдукция происходит в тех редких случаях, когда срединно-океанские хребты перекрываются надвигающимися на них континентами. Такая ситуация наблюдается на современной Земле всего в одном месте – у западного побережья Южной Америки, где

Чилийский хребет, разделяющий плиты Наска и Антарктическую, пододвигается под андийскую активную окраину. В случае, если хребет вытянут вдоль активной континентальной окраины (именно такую ориентировку он имеет вблизи тихоокеанского побережья Южной Америки), а его полускорость спрединга V_A превышает скорость движения континента V_C относительно субдуцировавшего хребта, то продолжающаяся какое-то время дивергенция плит A и B может вынести из-под континента обратно к поверхности

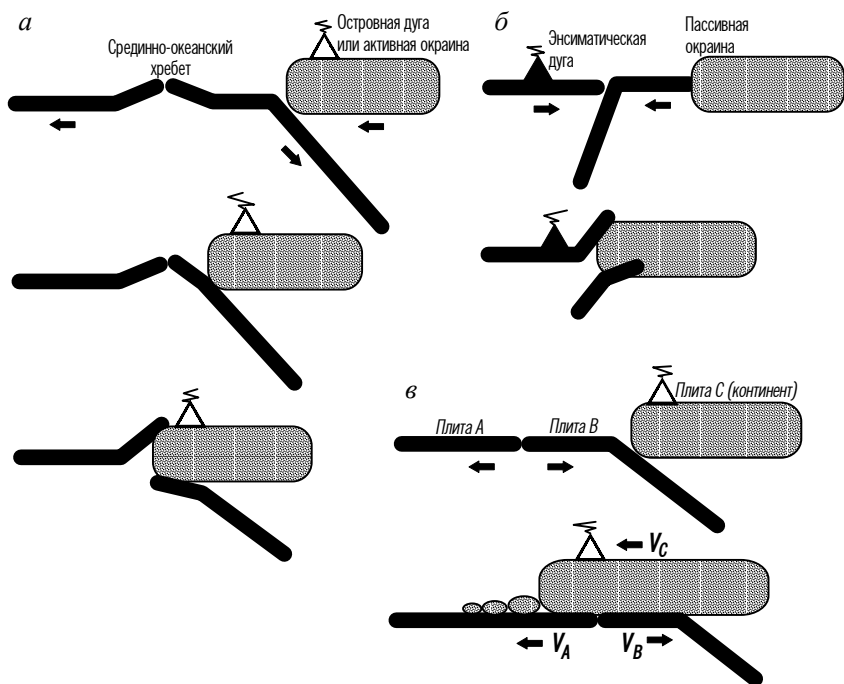


Рис. 4.1.7. Процессы обдукции (а, б) и эдукции (в).

породы, образовавшиеся ранее в зоне субдукции. Именно от этого процесса (англ. *eduction* – извлечение) эдукция и получила свое название. Благодаря эдукции геологи получают возможность увидеть (хоть и на океанском дне, а не на суше, как в случае с офиолитами) настолько глубинные породы, что их невозможно достичь никакими техническими средствами. Океанская литосфера, как гигантская лента конвейера, выходит из-под континентов и выносит на себе породы глубинных частей их коры и литосферы. Отметим,

что когда скорость спрединга меньше скорости пододвигания срединного хребта под континент, эдукция, естественно, не происходит.

В заключение еще раз подчеркнем, что обдукция и эдукция – экзотические, локальные и кратковременные режимы, имеющие подчиненное значение и лишь отражающие локальные кинематические следствия глобального процесса – субдукции.

4.2. Коллизия континентов

До тех пор, пока на конвергентных границах плит континентальная литосфера взаимодействует с океанской, последняя, как более плотная и тяжелая, погружается под континентальную, а межплитовая граница развивается в режиме субдукции. Но неизбежно наступает такой момент, когда вся океанская литосфера оказывается поглощенной в зонах субдукции и на конвергентной границе встречаются континентальные части литосферных плит (рис. 4.2.1). Континентальная литосфера в силу своей легкости и плавучести не может быть погружена в мантию на большую глубину. В таких условиях края континентов на конвергентной границе плит вступают в активное механическое взаимодействие, испытывают “торошение” и над ними формируются горные сооружения. Такая геодинамическая обстановка называется *коллизией* (от англ. *collision* – столкновение).

Скорость встречного движения плит на конвергентной границе в процессе ее перехода от режима субдукции к коллизии замедляется, но из-за высокой инерционности плит это происходит не мгновенно. В течение какого-то интервала времени (согласно расчетам до 10 – 20 млн лет) под зоной коллизии продолжает существовать холодный и плотный край субдуцировавшей океанской плиты (слэб), еще не успевший ассимилироваться в астеносфере (см. рис. 4.2.1). Такая ситуация получила название *внутриплитовой субдукции* (англ. *intraplate subduction*). Постепенно верхняя часть слэба проплавляется настолько, что он за счет своего избыточного веса отрывается от континентальной литосферы и тонет в мантии. С этого момента субдукционный магматизм в зоне коллизии полностью прекращается, а горные сооружения на поверхности, лишившись глубинной нагрузки в виде слэба океанской литосферы, резко воздымаются, образуя высоко приподнятые

и обширные горные плато.

Так же, как зоны субдукции, зоны коллизии являются областями с чрезвычайно высокой сейсмической активностью. Однако в них очаги землетрясений не сконцентрированы в пределах наклонной плоскости, соответствующей зоне Беньофа (во всяком случае после того, как происходит отрыв субдукционного слэба), а рассеяны относительно равномерно в пределах всей толщи литосферы. Кроме того, землетрясения в зонах коллизии гораздо более мелкофокусны, чем в зонах субдукции: если в последнем случае, как уже говорилось, очаги наиболее глубоких землетрясений распространяются до границы верхней и нижней мантии (670 км), то в зонах коллизии, как правило, максимальные глубины очагов землетрясений не превышают 150 – 200 км, а большая их часть сконцентрирована в коровом слое (верхние 50 км).

Субдукция переходит в коллизию не одновременно вдоль всей конвергентной границы, поскольку края сталкивающихся континентов всегда реологически неоднородны и имеют неровные очертания в плане. Поэтому коллизия всегда асинхронна. Когда на одних отрезках конвергентной границы, где континенты

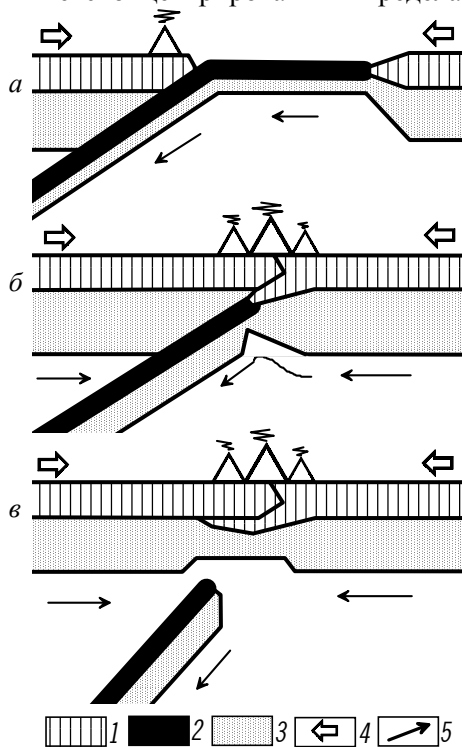


Рис. 4.2.1. Переход субдукции океанской литосферы (а) во внутриплитовую субдукцию (б) и коллизию (в).

1 – континентальная кора;
2 – океанская кора; 3 – подкоровая литосфера; 4 – направления движений плит; 5 – направления астеносферных течений.

столкнулись своими

выступами, уже начинается коллизия, на других отрезках, где в краях континентов существуют выемки, еще остается реликтовая литосфера прежних океанов и/или их окраинных морей. Такая обстановка, промежуточная между субдукцией и коллизией, называется *аккрецией*.

В пространство между сталкивающимися континентами попадают разнородные и разновозрастные тектонические элементы прежнего океана – микроконтиненты, островные дуги, образования ложа океана (подводные плато и горы) и окраинных морей и т.п. Все эти относительно мелкие разнородные блоки, возникшие в разных местах и лишь на завершающей стадии совмещенные в зонах коллизии, объединяются общим названием *террейны*. Потому любая зона коллизии представляет собой *гетерогенный и гетерохронный тектонический коллаж* (мозаику), включающий элементы различного генезиса, отнюдь не всегда чисто коллизионного.

Наконец, края сталкивающихся континентов в условиях сжатия и “торошения” разбиваются на большое число микроплит. По этой причине зоны коллизии в отличие от всех других типов межплитовых границ не представляют собой узкие линейные зоны (как, например, зоны спрединга, субдукции или трансформные разломы), а всегда имеют “размытые” очертания в плане, а их ширина достигает сотен и тысяч километров.

Обстановки аккреции и коллизии на современной Земле проявляются в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса, протянувшегося на многие тысячи километров от Атлантического до Тихого океана (см. рис. 2.2.1). По данной конвергентной границе в настоящее время контактируют Евразийская, Индийская, Аравийская и Африканская литосферные плиты. В мезозое и начале кайнозоя между Евразией, с одной стороны, и Африкой, Аравией и Индией, составлявших тогда единый континент Гондвану, с другой стороны, существовал обширный океан Тетис, литосфера которого к настоящему времени почти полностью субдуцировала под Евразийский континент. Центральная и восточная части Альпийско-Гималайского пояса, где южной окраине Евразии противостоят континентальные выступы Индостана и Аравии, развиваются в режиме коллизии. Здесь расположены самые высокие на Земле горные сооружения – Памир, Гиндукуш,

плато Тибет. В западной (Средиземноморской) части пояса, между Евразией и Африкой, наряду с уже начавшейся коллизией (например, в Альпах или на Кавказе) кое-где еще продолжается аккреция и происходит внутриплитовая субдукция литосферы Тетиса.

Хотя зоны коллизии, как уже говорилось, развиваются в условиях сжатия, отдельные микроплиты в пределах широких коллизионных поясов могут испытывать сложные дифференцированные движения, совсем не обязательно только конвергентные, а также и трансформные (сдвиговые), и даже дивергентные (раздвиговые). Рассмотрим это обстоятельство подробнее на примере Альпийско-Гималайского пояса (рис. 4.2.2).

В западной (Средиземноморской) части пояса, как уже отмечалось, аккреция и коллизия определяются встречным движением Евразийской, Африканской и Аравийской литосферных плит. Конвергентная граница между первыми двумя плитами на западе переходит в трансформную границу – Азоро-Гибралтарский разлом. Этим подчеркивается тесная связь закрытия западной части Тетиса с одновременным раскрытием новых океанов – Атлантического (взаимодействие Евразии и Африки), а также совсем молодых океанов Аденского залива и Красного моря (взаимодействие Евразии и Аравии).

На всей территории западной части Альпийско-Гималайского пояса наблюдается чрезвычайно пестрое сплетение современных локальных геодинамических обстановок. В нескольких местах еще сохраняются реликты мезозойской литосферы Тетиса и его окраинных морей – например, в Восточном Средиземноморье (моря Ионическое и Леванта), а также в глубоководных впадинах Черного и Каспийского морей. По соседству с ними располагаются альпийские складчатые области – Кавказ, Балканы, Карпаты и Альпы. Самая продвинутая на север часть Африки, Апулийская микроплита, “таранит” с юга Евразию, в результате чего у фронтальной части Альп раскрывается, хотя и медленно, современный континентальный рифт – Рейнский грабен, пересекающий с юга на север всю Европу и выходящий в Северное море. Кроме того, слабый разворот Апулийской микроплиты против часовой стрелки дает возможность идти задуговому спредингу в Западном Средиземноморье: таким путем образуется глубоководный Алжирско-Бо-

леарский бассейн в тылу Калабрийской дуги. На востоке Турецкая микроплита как бы попала между половинками гигантских ножниц: с севера на нее давит выступ Евразийской, а с юга – Аравийской плиты. В результате этого давления Турецкая микроплита выжимается на запад по широтным сдвигам, и именно ее скольжение по северному сдвигу (Анатолийскому разлому) является

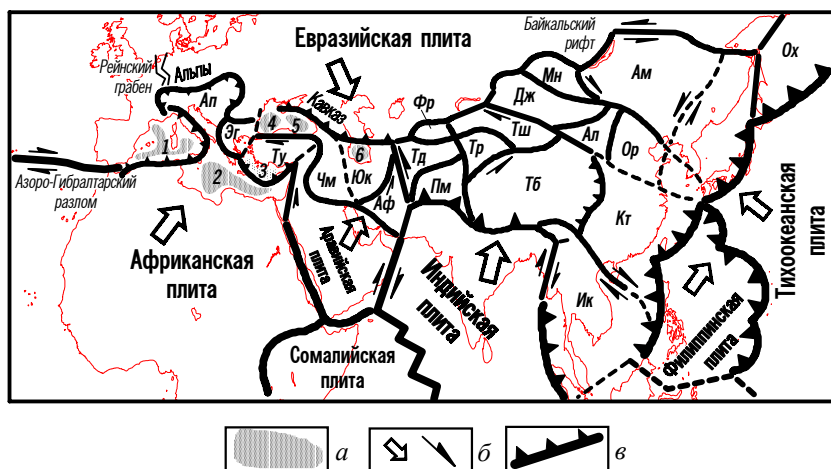


Рис. 4.2.2. Микроплиты Альпийско-Гималайского пояса.

Микроплиты: Ап – Апулийская, Эг – Эгейская, Ту – Турецкая, Чм – Черноморская, Юк – Южно-Каспийская, Аф – Афганская, Тд – Таджикская, Фр – Ферганская, Пм – Памирская, Тр – Таримская, Тш – Тянь-Шаньская, Дж – Джунгарская, Мн – Монгольская, Ам – Амурская, Ох – Охотская, Ал – Алашаньская, Тб – Тибетская, Ор – Ордосская, Кт – Китайская, Ик – Индокитайская;

a – бассейны с новообразованной и реликтовой океанской литосферой (1 – Алжирско-Болеарский, 2 – Восточно-Средиземноморский, 3 – Эгейский, 4 – Западно-Черноморский, 5 – Восточно-Черноморский, 6 – Южно-Каспийский), *б* – направления движений плит и микроплит, *в* – зоны субдукции.

причиной частых разрушительных землетрясений на севере Турции. Двигаясь на запад, Турецкая микроплита “гаранит” Эгейскую микроплиту, а последняя, с одной стороны, создает своим северным краем коллизию в Балканах и Родобах, а с другой, – освобождает пространство на месте Эгейского моря, где в настоящее время идет молодой, неустойчивый по кинематике спрединг.

Таким образом, глобальная конвергентная обстановка в западной части Альпийско-Гималайского пояса обуславливает

локальные конвергентные, дивергентные и трансформные взаимодействия микроплит. Это не только позволяет сохраниться в глобальном поясе сжатия реликтам древней океанской литосферы, но и вызывает спрединг малых бассейнов с океанской корой.

Легко представить себе, что если конвергенция главных литосферных плит в западной части Альпийско-Гималайского пояса продолжится, то пока сохраняющиеся здесь блоки древней и новообразованной океанской литосферы постепенно субдуцируют. Этот процесс происходит и в настоящее время, но очень медленно, так как столкновение континентов не дает развиваться настоящей быстрой субдукции. В частности, редкие и относительно слабые землетрясения Крыма, в том числе знаменитое Ялтинское землетрясение, описанное в художественной литературе (роман И. Ильфа и Е. Петрова “Двенадцать стульев”, а также рассказ М. Зощенко “Землетрясение”), есть ничто иное, как свидетельства медленного поглощения реликтовой литосферы окраинных морей Тетиса, сохранившейся в глубоководных впадинах Черного моря, под Евразией.

Но в недалекой по геологическим масштабам перспективе возможен и другой геодинамический сценарий. Если конвергенция в западной части Альпийско-Гималайского пояса по каким-либо причинам прекратится, т.е. изменится движение глобального ансамбля главных литосферных плит, то, очевидно, начнется интенсивное опускание всей области между Европой, Африкой и Аравией. Наиболее быстрым это опускание будет над реликтовыми блоками плотной и тяжелой океанской литосферы, где оно к тому же усугубится весом интенсивно накапливающихся осадков (в глубоководных впадинах Черного моря реликтовая океанская литосфера уже сейчас перекрыта 15-километровой толщей осадочных пород). При таком сценарии спустя сотни миллионов лет над бывшей областью аккреции и коллизии сформируется гигантский осадочный бассейн, в фундаменте которого будут близко соседствовать альпийские складчатые зоны и реликтовые блоки океанской литосферы. По данному пути шло развитие многих коллизионных систем геологического прошлого, что позволило сохраниться в фундаменте современных материков и шельфов блокам древней (палеозойской и раннемезозойской) океанской литосферы – “несос-тоявшимся океанам”, детально рассмотренным в разделе 3.6.

В восточной части Альпийско-Гималайского пояса (см. рис. 4.2.2), как уже говорилось, идет вполне зрелый процесс

коллизии, начавшейся примерно 50 млн лет назад, после того как океанская литосфера Тетиса, разделявшего Индостан и Евразию, полностью субдуцировала под последнюю. Кроме того, восточная (коллизийная) часть Альпийско-Гималайского пояса находится под влиянием зон субдукции Тихоокеанского кольца. Пояс межплитового “торошения” состоит здесь более чем из десятка микроплит, а его общая ширина достигает 5000 км. Никакие реликты океанской литосферы в восточной части Альпийско-Гималайского пояса в отличие от западной не сохранились. Однако и здесь глобальная конвергенция главных литосферных плит обуславливает локальные геодинамические обстановки диаметрально противоположного типа: например, сдвиговые движения Амурской и Монгольской микроплит создают условия для континентального рифтинга оз. Байкал.

Несмотря на существенные индивидуальные различия в строении современных и древних зон коллизии, у них существуют и некоторые общие черты, отражающие закономерную последовательную смену структурных зон вкострости простирания коллизийного пояса (рис. 4.2.3).

Перед фронтом зоны коллизии, иногда – примерно симметрично с обеих сторон, а иногда – только с одной стороны, расположены удлиненные погружения краев (или края) континентальной платформы, заполненные мощными осадочными толщами. Эти депрессии фундамента называются *краевыми* (или *предгорными*) *прогибами*. Например, на рис. 3.6.2 хорошо видна северная часть Предуральского краевого прогиба – западнее Уральского и Пайхойско-Новоземельского складчатых поясов, в котором фундамент погружен на глубину 12 – 14 км.

Выше уже отмечалось, что некоторые тектонические элементы коллизийных поясов имеют отнюдь не коллизийное происхождение, а связаны с предшествующими коллизий этапам эволюции литосферы. Так и краевые прогибы являются реликтами прежних *пассивных окраин* океанов, начавших свое формирование на огромном расстоянии от результирующего коллизийного поя-

са, а следовательно, краевые прогибы всегда древнее собственно коллизионной стадии. На последней осадочный чехол краевых прогибов лишь наращивается сверху продуктами размыва воздымающихся горных сооружений.

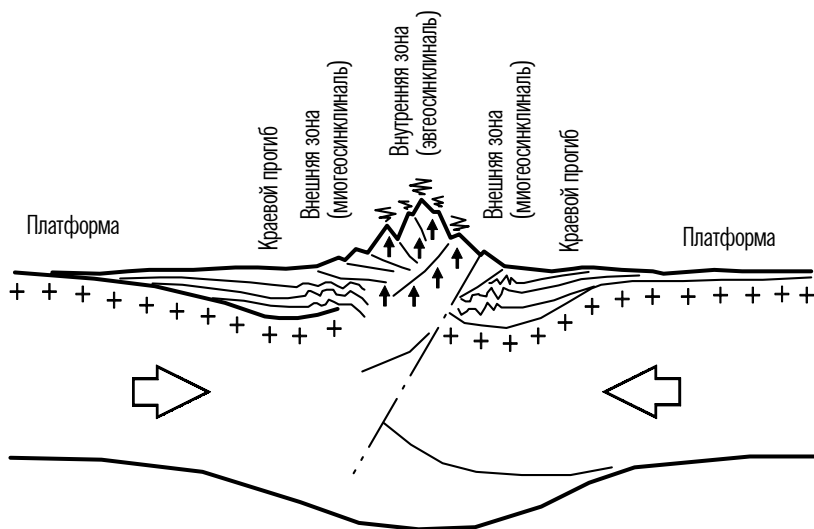


Рис. 4.2.3. Структурные зоны коллизионного пояса.

В полосе краевого прогиба, непосредственно прилегающей к горной цепи, осадочные толщи обычно деформированы и перекрыты крупными надвигами — *шарьяжами*. По фронту деформаций и шарьяжей проводится граница между краевым прогибом и *внешней зоной* коллизионного пояса (в устаревшей терминологии внешняя зона называлась *миогеосинклиналью*). Поскольку проявления коллизии, как уже говорилось, мигрируют вдоль конвергентных границ плит, в современных коллизионных поясах краевые прогибы часто находятся на продолжении глубоководных желобов зон субдукции.

Вслед за краевым прогибом и внешней зоной располагается *внутренняя зона* коллизионного пояса (в устаревшей терминологии — *эвгеосинклиналь*). Она сложена пакетами тектонических покровов (*шарьяжей*), надвинутых на внешнюю зону, в сторону краевого прогиба и платформ.

Внешняя зона коллизионного пояса амагматична. Ее основанием служит фундамент, сформировавшийся в области бывшей

пассивной окраины и потому имеющий переходной тип от континентального к океанскому. Например, на рис. 3.6.4 хорошо видно, что глубоко погруженной области Предуральского краевого прогиба соответствуют повышения интегральной плотности коры до $2,8 - 2,9 \text{ г/см}^3$.

В отличие от внешней зоны в строении внутренней зоны коллизионного пояса большое место занимают продукты вулканизма. Часть из них унаследована еще от субдукционного этапа развития: это продукты андезитового магматизма островных дуг и активных окраин, а также офиолитовые комплексы, представляющие собой фрагменты океанской коры, сначала надвинутые на края островных дуг и пассивных окраин в процессе обдукции (см. рис. 4.1.7), а уже позднее попавшие вместе с ними в коллизионный пояс. Все перечисленные продукты вулканизма, очевидно, являются более древними, чем сама коллизия. Собственно же коллизионный магматизм связан с частичным переплавлением уже новообразованной континентальной коры и выражается внедрением гранитоидных интрузий и образованием *гранито-гнейсовых куполов*. Для внутренних зон коллизионных поясов характерен также *высокотемпературный метаморфизм* (в отличие от субдукционного метаморфизма высоких давлений, но низких температур, см. раздел 4.1), ослабевающий по мере движения к внешним зонам.

Кроме того, во внутренних зонах коллизионных поясов часто присутствуют древние кристаллические блоки – *микроконтиненты* (в устаревшей терминологии – *срединные массивы*). Они гораздо древнее коллизионных поясов, в состав которых входят, а иногда даже океанов, закрытием которых началось образование коллизионного пояса. Некогда микроконтиненты были отторгнуты рифтингом от краев крупных и древних материков, после чего испытали значительные латеральные перемещения в составе океанских плит, а затем были впечатаны в островные дуги по периферии закрывающихся океанов и вместе с ними вошли в состав коллизионных поясов.

Таким образом, именно гранитоидный (в узком смысле слова) вулканизм и является определяющим индикатором коллизии. Когда мы говорим, например, что Уральский складчатый пояс образовался в ходе герцинской коллизии 260 млн лет назад, то

имеем в виду, что именно такого возраста (пермского) гранитные батолиты Урала. При этом островные дуги Урала начали формироваться еще в девоне, пассивная окраина Уральского океана заложилась еще в рифее, а во внутренней зоне Уральского складчатого пояса впечатаны микроконтиненты с корой раннепротерозойского возраста. Но важно помнить, что большинство элементов результирующего коллизионного пояса образуется на огромном расстоянии от места коллизии и задолго до времени коллизии, и лишь завершающий гранитоидный вулканизм отмечает время самой коллизии.

Выделяемые в истории Земли фазы диастрофизма (см. разделы 1.6, 2.5 и 6.5) также соответствуют эпохам массовой гранитизации, поскольку именно по разновозрастным и в различной степени измененным гранитоидам, отобраным в разных областях земного шара, проводится радиологическое (изотопное) датирование. То что определенным фазам диастрофизма присваивается главное (глобальное) значение (см. табл. 1.6.2), а другим – второстепенное (региональное), естественно объясняется общим числом датировок соответствующего возраста, а значит, проявленностью коллизии в те или иные геологические эпохи. Коллизия определяется столкновением континентов, а из раздела 2.5 мы уже знаем, что на протяжении геологической истории в результате смены режимов конвекции в мантии Земли отдельные континенты на ее поверхности четыре раза, с перерывами 800 – 900 млн лет, собирались в суперконтиненты. Именно эти рубежи знаменовались одновременным проявлением коллизии на всех континентах, и потому соответствующие фазы диастрофизма выделены как глобальные. Последней из них как раз и была герцинская (260 млн лет), сформировавшая в том числе Урал.

Однако в промежутках между глобальными фазами диастрофизма также отмечались коллизионные процессы, но регионального характера – сталкивались не все континенты, а два-три из них. Например, в современной коллизии Альпийско-Гималайского пояса участвуют по сути всего два крупных континента – Евразия и Африка. Примерно также в геологическом прошлом, около 420 млн лет назад (в силуре), столкнулись Европейский континент (тогда еще отдельный от Азии) с Северо-Американским, в результате чего образовался относительно небольшой суперконтинент.

нент Евразия, впоследствии снова расколотый Атлантикой (см. раздел 5.4). Коллизия Европы и Северной Америки вызвала гранитоидный магматизм, и геологи, датируя внедрившиеся в то время интрузии, выделили рубеж 420 млн лет в качестве каледонской фазы диастрофизма. Однако данная фаза в отличие от последующей герцинской не относится к глобальным, поскольку в каледонской коллизии участвовали всего два крупных континента.

4.3. Двухъярусная тектоника плит

В разделе 4.2 было показано, что в зонах коллизии края континентов дробятся на большое число микроплит, испытывающих дифференцированные, далеко не всегда только коллизионные взаимодействия между собой.

Характерные поперечные размеры микроплит составляют десятки – первые сотни километров, притом что поперечные размеры главных литосферных плит Земли, крупных и средних, составляют тысячи километров (см. рис. 2.2.1). Уже по одному этому критерию ясно, что микроплиты нельзя рассматривать просто как литосферные плиты малого поперечного размера. Геодинамика крупных плит, поперечные размеры которых превышают мощность как минимум на порядок, будет принципиально иной, чем у микроплит, мощность которых сопоставима с поперечными размерами или даже превышает их.

Классическая тектоника плит, основные положения которой изложены в главе 2, оперирует крупными и средними плитами, предполагая, что их литосфера монолитна по вертикали и латерали и не испытывает деформаций нигде, кроме межплитовых границ. Однако выполненные в последние годы лабораторные эксперименты показали, что в континентальной литосфере на нижнекоровом уровне, представленном породами гранулитового состава, вязкость вещества понижена по сравнению с верхней корой и подкоровой мантией (рис. 4.3.1). Это подтверждается сейсмическими наблюдениями в пределах современных коллизионных поясов, согласно которым в нижней коре, имеющей здесь повышенную мощность и, предположительно, более основной (анортозитовый) состав, отмечаются зоны пониженных скоростей *P*- и *S*-волн.

Таким образом, в нижней части континентальной коры по-

тенциально присутствует дополнительный *верхний астенослой*, который при наличии сильных горизонтальных напряжений, связанных, в частности, с коллизией континентов, может быть “запущен в действие”. В данном случае верхнекоровые части микроплит в зонах коллизии оказываются сорванными со своего литосферного основания и могут двигаться в достаточной степени автономно от него. В этом и состоит механизм *двухъярусной (двухмасштабной) тектоники плит*, успешно объясняющей взаимодействие микроплит в зонах коллизии.

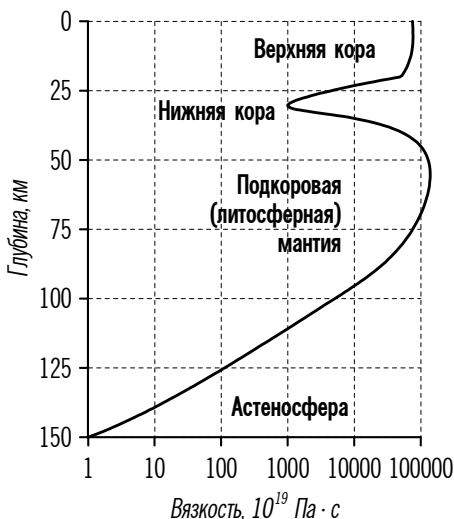


Рис. 4.3.1. Изменение вязкости континентальной литосферы с глубиной.

Очевидно, что двухъярусная модель лишь усложняет и детализирует, но ни в коей мере не отрицает постулаты классической тектоники плит. Это следует из двух соображений.

Во-первых, дополнительный коровый астенослой континентальной литосферы начинает действовать лишь в условиях, когда к плитам приложены сильные горизонтальные напряжения, т.е. в обстановке коллизии. Область действия двухъярусного механизма тектоники плит на Земле ограничена областями современной коллизии. В остальных обстановках литосферные плиты ведут себя как жесткие, недеформируемые в геологических масштабах времени тела. Следовательно, двухъярусный механизм тектоники плит, допускающий автономные движения верхней коры и литосферы, действует не сам по себе, а запускается крупномасштабными, гло-

бальными взаимодействиями ансамбля из нескольких крупных литосферных плит, перемещающихся по поверхности астеносферы за счет происходящих в ней конвективных течений.

Во-вторых, как видно из рис. 4.3.1, коровый астенослой все же имеет как минимум на три порядка большую вязкость, чем астеносфера. Потому основной границей скольжения для литосферы в любой геодинамической обстановке, включая и коллизию, служит поверхность астеносферы. Масштабы латеральных перемещений многочисленных верхнекоровых микроплит по нижнекоровому астенослою не сопоставимы с амплитудой перемещений главных литосферных плит по астеносфере. Первые ограничиваются десятками – первыми сотнями километров, тогда как вторые достигают многих тысяч километров. Именно в этом и состоит “двухмасштабность” механизма двухъярусной тектоники плит.

Тем не менее локальные взаимодействия коровых микроплит в зонах коллизии следует учитывать, особенно когда исследования ведутся в крупном масштабе. Заметим, что многие данные о движениях плит (палеомагнитные, палеоклиматические, геодезические) получают путем изучения именно их верхнекоровой части, которая одна и доступна для прямых наблюдений. Критерием выделения границ микроплит, как и крупных плит, является сейсмичность, хотя в первом случае и более мелкофокусная, чем во втором. Поэтому методы реконструкции и особенно интерпретации межплитовых взаимодействий нельзя механически переносить с крупных плит на мелкие: надо всегда помнить, что в последнем случае почти наверняка реконструируется движение лишь коровой части плиты, а литосфера может двигаться как-то иначе.

Покажем, как в рамках модели двухъярусной тектоники плит объясняется резкое увеличение мощности коры под коллизионными поясами (до 80 км, что примерно эквивалентно удваиванию стандартной мощности континентальной коры, см. раздел 1.2.3).

В верхней части рис. 4.3.2 показано традиционное объяснение этого феномена для меридионального разреза, пересекающего с юга на север восточную часть Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. Увеличение мощности коры Тибетского плато объясняется простым “сдвиганием” континентальной коры двух плит, одна из которых (Индийская) пододвинута под другую

(Евразийскую). Высокое воздымание Тибетского плато компенсируется легким корнем на глубине.

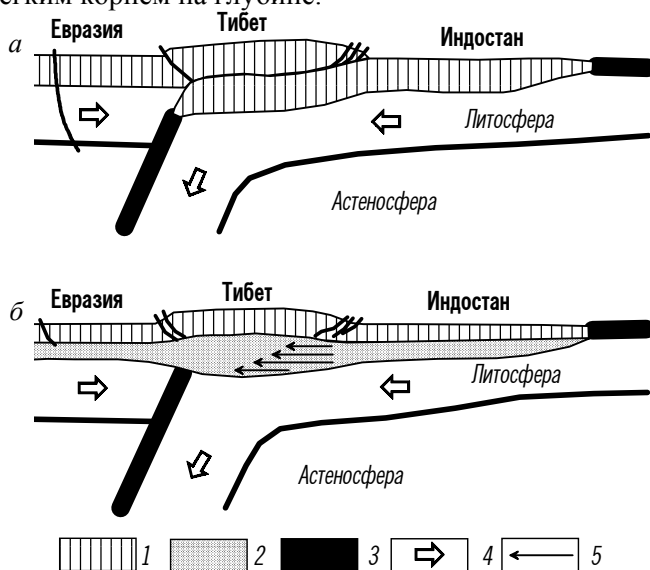


Рис. 4.3.2. Объяснение резкого утолщения коры под плато Тибет: традиционное (а) и с позиций двухъярусной тектоники плит (б).

- 1 – упругая континентальная кора; 2 – пластичный коровый астенослой (нижняя кора); 3 – океанская кора;
4 – направление движений плит;
5 – направление течений в коровом астенослое.

В таком объяснении, однако, остаются сомнительные места. Прежде всего, горизонтальных напряжений, обусловленных коллизией и избыточным весом литосферного слэба Индийской плиты, явно недостаточно для того, чтобы пододвинуть легкий континентальный край Индостана на столь значительное расстояние под Тибетское плато. Кроме того, уже после столкновения Индостана с Евразией, начавшегося примерно 50 млн лет назад, продолжался спрединг Индийского океана, причем приращение Индийской плиты на его срединном хребте за это время никак не удается скомпенсировать пододвиганием Индостана под Тибетское плато. Наконец, предполагаемое “сдваивание” континентальной коры должно было если не остановить, то во всяком случае

резко замедлить движение Индийской плиты, между тем как оно до настоящего времени остается довольно быстрым (см. рис. 2.4.7).

Несовершенство традиционной модели “сдваивания” континентальной коры в зонах коллизии заставило искать другие объяснения ее резко повышенной мощности. В нижней части рис. 4.3.2 показано объяснение этого феномена в рамках модели двухъярусной тектоники плит. В данном случае предполагается, что после столкновения Индостана с Евразией подкоровая часть мантии продолжала субдуцироваться, в то время как коровые плиты оторвались от нее и начали автономное движение по коровому астенослою, испытывая коллизию и “торошение”. Легкий “корень” Тибетского плато в такой схеме объясняется не “сдваиванием” континентальной коры, а нагнетанием к северу вещества нижнекорового астенослоя, постепенно сменившего свой состав с гранулитового на более основной (анортозитовый) вследствие миграции кислых магм в верхнюю кору. Пластичное вещество астенослоя скапливается и разбухает непосредственно над областью контакта подкоровых частей литосферных плит, подобно тому, как смазка нагнетается в трущиеся детали механизмов, и приводит к изостатическому воздыманию расположенных над ней верхнекоровых микроплит.

4.4. Формирование континентальной коры

Из сказанного выше становится понятным, что континентальная кора, так же как океанская, имеет в качестве первоисточника вещество мантии, однако процесс ее формирования более сложен, чем у океанской коры, и реализуется в несколько стадий. Океанская кора формируется путем частичного плавления и дифференциации мантийного перидотита под рифтовыми зонами срединно-океанских хребтов (см. раздел 3.3). Для базальтовой океанской коры, таким образом, мантия является *непосредственным* источником вещества. Однако по мере старения к океанской коре добавляются “немантийные” компоненты. Это, во-первых, океанская вода, гидратирующая базальты 2-го слоя, а затем и часть верхней мантии, в результате чего к океанской коре снизу прирастает слой серпентинизированных перидотитов (ЗВ). Во-вторых, на поверхности базальтовой океанской коры накапливается осадочный слой, мощность которого у зрелой океанской коры

достигает нескольких сотен метров. Весь этот материал поставляется в зоны субдукции и здесь снова идет на переплавку в мантию, давая начало андезитовому вулканизму островных дуг и активных окраин. Кору последних уже можно рассматривать в качестве “зародыша” континентальной коры, хотя породы субдукционной андезитовой серии содержат в среднем лишь 55% SiO₂, что недостаточно для среднего состава континентальной коры (около 60% SiO₂, см. табл. 1.2.3.2). Чтобы субдукционная кора превратилась в континентальную, ей надо еще пройти стадию коллизии, после чего ее состав становится более кислым за счет гранитоидного вулканизма.

Проблема формирования континентальной коры включает, таким образом, следующие тесно взаимосвязанные аспекты: 1) *химический*, объясняющий выплавку магматических продуктов новорожденной (“андезитовой”) и зрелой (“гранодиоритовой”) континентальной коры; 2) *механический*, объясняющий транспортировку океанской коры в зоны субдукции, взаимодействие краев континентов в зонах коллизии, а также превращение активных коллизионных поясов в платформы; 3) *термический*, объясняющий наличие высоких температур и давлений, необходимых для переработки зрелой океанской коры в островодужную, а затем вторичное переплавление разнородных элементов в условиях коллизии.

На субдуцирующую океанскую плиту оказывает сильное литостатическое давление надвигаемая на нее плита, островодужная или континентальная. Из-за этого на контакте плит возникает трение, диссипация энергии которого приводит к выделению огромного количества тепла – по расчетам около $3 \cdot 10^6$ Дж на каждый килограмм океанской коры. Возникающего таким путем тепла хватило бы для прогрева коры в зоне контакта плит до 1500–2000°C, однако такого сильного прогрева не происходит, поскольку на конвергентных границах плит действуют эффективные механизмы охлаждения, в частности конвективный вынос тепла на поверхность термальными водами и магмами вулканов (вспомним гейзеры и вулканы Камчатки). Этими процессами температура в зонах субдукции значительно снижается и стабилизируется на уровне 800–1000°C, достаточном для начального плавления водонасыщенных пород океанской коры.

Химические процессы в зонах субдукции имеют следующую направленность. Прежде всего при возрастании температуры и давления начинается активная дегидратация океанской коры.

Сначала она теряет поровую воду, содержащуюся главным образом в осадках 1-го слоя и пиллоу-базальтах 2-го слоя. Затем теряется кристаллизационная вода, содержащаяся в тех же базальтах 2-го слоя и серпентинизированных перидотитах подслоя 3В. Затем при дальнейшем возрастании температуры и давления в породах субдуцирующей океанской коры развивается последовательный ряд метаморфических преобразований, сопровождающийся потерей кремнезема, щелочей и литофильных элементов.

Таким образом, субдукционные магмы резко обогащаются щелочами и другими литофильными элементами, рассеянными в океанской коре. Именно этот процесс порождает принципиальные отличия результирующего химического состава континентальной и океанской коры (например, по K_2O они, как видно из табл. 1.2.3.2, достигают почти порядка).

Океанская кора, подобно гигантскому конвейеру, поддвигается под островные дуги и активные окраины, постоянно доставляя в зоны субдукции все новые порции рассеянных в ней элементов (рис. 4.4.1). Эти элементы здесь концентрируются, а затем выносятся к поверхности водяным паром, который освобождается при дегидратации океанской коры и становится легким, активным и чрезвычайно подвижным флюидом. Разогрев коры в зонах субдукции приводит к перегреву флюида и появлению в нем избыточного давления, под воздействием которого он, уже минерализованный литофильными элементами, выжимается из зоны контакта литосферных плит, поднимается и пропитывает горные породы во фронтальной части надвигающейся плиты. Кроме того, минерализованные флюиды ассимилируются формирующимися в зоне субдукции силикатными магмами, играющими основную роль в образовании вулканических дуг и хребтов.

Таким образом, субдуцирующая океанская плита может способствовать началу плавления, либо образуя расплав из своего собственного вещества, либо выделяя флюиды, способные вызвать плавление надвигающейся плиты.

Тугоплавкие и тяжелые компоненты океанской коры и литосферы также удаляются из зон субдукции, но не к поверхности

Земли, а вниз, в мантию вместе с субдуцирующей литосферной плитой. Этим объясняется, с одной стороны, пониженное содержание в континентальной коре по сравнению с океанской таких элементов, как магний, кальций, титан и двухвалентное железо (см. табл. 1.2.3.2), а с другой, – появление в мантии под зонами субдукции областей повышенной плотности (тех самых тугоплавких, холодных и тяжелых слэбов океанской литосферы, способных самопроизвольно тонуть в мантии), которые впоследствии вовлекаются в конвективный массообмен и формируют нисходящие ветви конвективных ячеек (см. раздел 2.5). Следовательно, способность самопроизвольно субдуцировать определяется не только физико-механическими свойствами зрелой океанской литосферы (см. раздел 4.1), но эта способность возрастает за счет удаления из океанской литосферы легких компонентов в зонах субдукции.

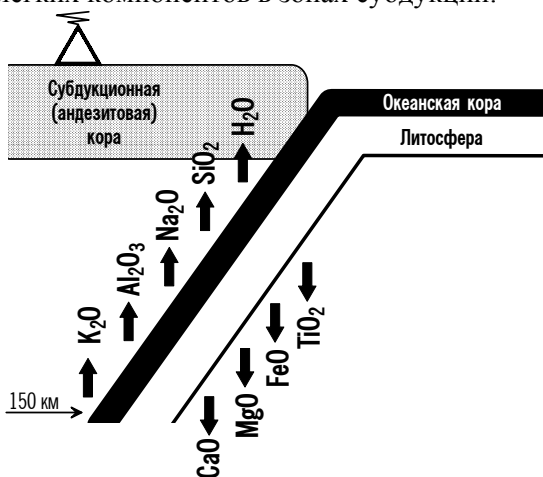


Рис. 4.4.1. Зональность субдукционного магматизма.

Постепенное высвобождение различных элементов по мере погружения океанской литосферы в зону субдукции обуславливает геохимическую зональность (тренд) субдукционного магматизма (см. рис. 4.4.1), о которой уже шла речь в разделе 4.1. В лавах вулканов, находящихся ближе всего к внешней (океанской) стороне зоны субдукции, максимальны содержания кремнезема. С удалением от океана, во внутренних частях зоны субдукции, расположенной над более глубокими участками зоны Беньюфа, содержание кремнезема уменьшается, но зато возрастают концентрации глинозема и щелочей.

Таким образом, формирование (аккреция) новой континентальной коры происходит за счет переработки в зонах субдукции океанской коры и инициированного этим процессом андезитового субдукционного магматизма. Это основной механизм, за счет которого к уже существующей континентальной коре постоянно добавляется новый материал. Коэффициент полезного действия (КПД) такого механизма составляет в среднем 20%, т.е. из 1 т базальтовой коры океана выплавляется примерно 200 кг андезитовой коры островных дуг и активных окраин.

Можно дать приближенную количественную оценку этого главного механизма формирования континентальной коры на современной Земле. Суммарная протяженность рифтовых зон срединно-океанских хребтов, где в настоящее время формируется океанская кора, составляет примерно 70 000 км. Средние мощность и плотность океанской коры составляют соответственно 6,5 км и 2,9 г/см³, а средняя скорость спрединга на современной Земле оценивается в 5 см/год. Следовательно, за 1 год в зоны субдукции попадает около $6,6 \cdot 10^{13}$ кг океанской коры, что при 20%-ном КПД механизма дает $1,3 \cdot 10^{13}$ кг андезитовой коры островных дуг и активных окраин.

Если теперь предположить, что средняя интенсивность процесса переработки океанской коры в континентальную была в геологическом прошлом такой же, как сейчас (а, вероятнее всего, она была даже более высокой из-за большей тектонической активности Земли в прошлом), то легко вычислить, что за 2 млрд лет, прошедшие после карельской глобальной фазы диастрофизма, когда произошла кратонизация платформ и “заработал” в полном объеме механизм тектоники плит (см. раздел 1.6), могло образоваться около $2,6 \cdot 10^{22}$ кг континентальной коры. Эта теоретическая оценка настолько близка эмпирически рассчитанной общей массе континентальной коры с возрастом менее 2 млрд лет на современной Земле ($2,25 \cdot 10^{22}$ кг), что практически не остается сомнений ни в правильности выбора субдукции в качестве главного механизма формирования континентальной коры, ни в оценке средней интенсивности данного механизма.

Однако, как уже говорилось, чтобы андезитовая субдукционная кора стала зрелой континентальной, необходимо увеличение ее “кислотности” примерно на 5%. Эта завершающая стадия процес-

са формирования континентальной коры реализуется в коллизионных зонах, куда в конце концов попадают андезитовые островные дуги вместе с другими элементами закрывшихся океанов.

В зонах коллизии островные дуги надвигаются на бывшие пассивные окраины континентов, где до этого накопились мощные толщи терригенных осадочных пород (см. раздел 4.2). Механическое взаимодействие краев столкнувшихся континентов, а также литостатическое давление перекрывающих островодужных комплексов приводят к повышению температуры в зонах коллизии, в результате чего образуются небольшие “карманы” коровых расплавов осадочных пород. Этот процесс называется *анатексисом* (расплавлением). Анатектические расплавы имеют гранитный (в узком смысле слова) состав, и именно они дают начало гранитоидному магматизму зон коллизии.

Необходимым условием анатексиса является наличие свободной воды, резко снижающей температуру начала плавления (солидуса) гранита. Поскольку содержание воды в континентальной коре быстро уменьшается с глубиной, то, казалось бы, в том же направлении должна увеличиваться и температура солидуса гранита. Однако данное положение справедливо лишь для континентальной коры, находящейся в стабильном тектоническом режиме. На конвергентных же границах плит, как уже говорилось, именно нижняя часть континентальной коры резко обогащена водными флюидами, отделяющимися от субдуцирующей океанской коры. Поэтому температура солидуса гранита в коллизионных областях уменьшается с глубиной (рис. 4.4.2) от примерно 1000°C на поверхности до 650°C на глубине 35 км, соответствующей средней мощности континентальной коры. Континентальная геотерма для коры, находящейся в стабильном режиме, также показанная на рис. 4.4.2, у поверхности имеет градиент около 30°C/км, но вблизи подошвы коры он снижается до 10°C/км из-за того, что нижняя кора обеднена теплогенерирующими элементами (см. раздел 1.4). Таким образом, четко видно, что кривая распределения температур в стабильной континентальной коре даже близко не подходит к кривой солидуса гранита в стабильных областях и лишь слегка касается поля плавления водонасыщенного гранита в зонах коллизии. Это означает, что только поднимающееся из мантийных глубин тепло, связанное с переплавлением субдуцирующей

щей океанской литосферы, может вызвать местные отклонения континентальной геотермы в сторону более высоких температур и привести к анатектическому плавлению гранита.

Сказанное свидетельствует о том, что спонтанное плавление нижней части континентальной коры, развивающейся в стабильном режиме, невозможно. Необходимым условием образования коровых гранитоидных расплавов является то, что магма уже

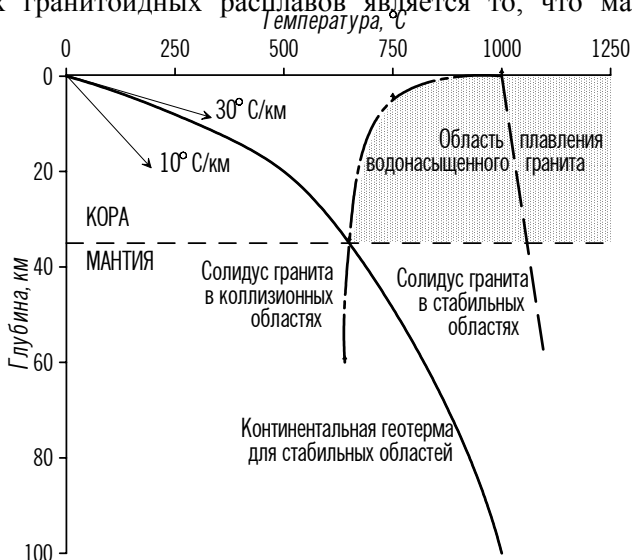


Рис. 4.4.2. Диаграмма, показывающая возможность выплавления анатектических гранитов в коллизионных областях.

должна подниматься в данном месте из подкоревой мантии, а такие условия реализуются только в относительно короткий (10 – 20 млн лет) период времени, когда зона субдукции уже превратилась в зону коллизии, но еще не произошел отрыв слэба субдуцирующей океанской плиты (см. раздел 4.2, рис. 4.2.1). Именно поэтому гранитоидный коллизионный магматизм обычно проявляется в узком временном диапазоне, что дает возможность рассматривать его как четкий репер коллизии.

Из вышеприведенного также следует, что у гранитоидных коллизионных магм и андезитовых субдукционных магм должен быть до известной степени *общий* источник. Однако привнос в анатектические граниты явно корового происхождения мантийно-

го вещества носит *опосредованный* характер. Причина такого приноса заключается в ассимиляции коровыми гранитоидными магмами водных флюидов и расплавов, возникающих на конвергентных границах плит за счет дегидратации и переплавления океанской коры, имеющей *непосредственно* мантийное происхождение.

Состав субдукционных и коллизионных магм сильно зависит от состава осадочных пород, попадающих в зоны субдукции вместе с океанской плитой или сносимых с островных дуг и активных окраин, а также накапливающихся на пассивных континентальных окраинах. Например, при переработке песчано-глинистых толщ, наиболее характерных для 1-го слоя океанской коры и осадков пассивных окраин, выплавляются нормальные граниты. Если же в составе осадков заметную роль играют аркозовые песчаники с преобладающим плагиоклазовым компонентом, то образуются менее кислые *гранодиориты* и *плагиограниты*. При попадании в зоны субдукции и коллизии карбонатных осадков возникают расплавы с повышенными содержаниями щелочных элементов. Особенно существенные преобразования происходят с силикатными расплавами при попадании в зоны субдукции *эвапоритов* – соленосных отложений; в этом случае субдукционные и коллизионные магмы становятся *сиенитовыми*. При попадании в зоны субдукции *фосфоритов*, широко распространенных на некоторых участках океанского дна, образуются *апатиты*. Наконец, при попадании в зоны субдукции *металлоносных осадков* (следов прежней гидротермальной активности срединно-океанских хребтов, см. раздел 3.3) образуются магмы, обогащенные рудными компонентами.

После прекращения активной коллизии континентальная кора постепенно переходит к стабильному *платформенному режиму* развития. Этот процесс начинается вскоре после прекращения внутриплитовой субдукции (см. раздел 4.2) и происходит на фоне снятия горизонтальных сжимающих напряжений и восстановления изостазии по всей прежде возмущенной термически и механически области коллизии. Изостатическое выравнивание коллизионных поясов происходило бы довольно быстро (первые миллионы лет), если бы равновесие в них не нарушалось активным перераспределением масс на поверхности. Высоко приподнятые участки горно-складчатых поясов подвергаются разрушению

(*пенепленизации*), а сносимый с них осадочный материал отлагается в межгорных впадинах. Из-за этого характерный интервал изостатического выравнивания коллизионных поясов, а значит, и перехода континентальной литосферы от коллизионной стадии развития к платформенной растягивается на первые сотни миллионов лет. Например, Урал, коллизия которого произошла 260 млн лет назад, до настоящего времени остается горной системой, хотя и невысокой.

В последние годы существенная дополнительная роль в формировании континентальной коры (главная роль субдукции в данном процессе по-прежнему не оспаривается) отводится росту коры снизу за счет “бомбардировки” подошвы континентальной литосферы поднимающимися из нижней мантии горячими плюмами (см. раздел 2.5). Последние прогревают подкоровую мантию под континентами и инициируют глубинный магматизм, также наращивающий объем континентальной коры. Этот процесс в англоязычной литературе получил название *underplating*.

Последний вопрос, который остается рассмотреть в связи с проблемой формирования континентальной коры, касается интенсивности этого процесса в геологическом прошлом. Выше показано, что весь объем континентальной коры с возрастом менее 2 млрд лет на современной Земле удастся объяснить субдукционным механизмом ее формирования, принимая за основу современный уровень тектонической активности Земли. Однако, судя по всему, Земля как производитель энергии за время своей геологической истории постепенно деградировала (см. главу 6). В ней снижался уровень теплогенерации за счет как уменьшения интенсивности мантийной конвекции (в связи с выравниванием плотностной неоднородности и уменьшением толщины конвектирующей оболочки, см. раздел 2.5), так и распада долгоживущих радиоактивных изотопов (см. раздел 1.4). Следовательно, уровень тектонической активности Земли понижался, в связи с чем вопрос о прежней скорости роста объема континентальной коры пока еще далек от согласованного решения.

По данному вопросу в настоящее время существует несколько точек зрения (рис. 4.4.3).

Первая из них предполагает, что начальный объем архейской континентальной коры, образовавшейся в интервале 4 –

3,6 млрд лет (от первых 0,6 млрд лет геологической эволюции Земли не сохранилось следов в геологической летописи), был очень незначительным, а дальнейший рост объема континентальной коры был непрерывным (кривая 1 на рис. 4.4.3). Интенсивность роста была в первом приближении пропорциональной радиогенной и конвективной теплогенерации Земли, а значит, снижалась со временем.

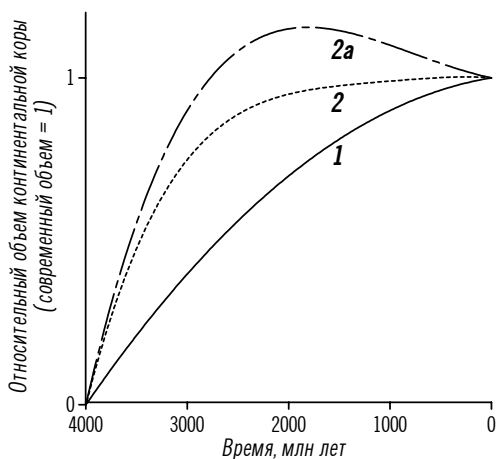


Рис. 4.4.3. Альтернативные модели роста объема континентальной коры на Земле.

Объяснение в тексте.

Отметим, что непрерывность роста в данной модели, конечно, относится к субдукционной “андезитовой” коре, “гранитизация” которой на самом деле происходила “скачками”, отвечающими главным и второстепенным фазам диастрофизма, начиная с саамской (3,6 млрд лет). Кроме того, здесь предполагается, что все продукты размыва (эрозии) субдукционной коры остаются на материках, а не уходят на вторичную переработку в мантию в зонах субдукции.

Вторая точка зрения сводится к тому, что большая часть объема континентальной коры образовалась в первые 2 млрд лет истории Земли, а в течение последних 2 млрд лет суммарный объем континентальной коры испытал лишь незначительные изменения, оставаясь примерно постоянным (кривая 2 на рис. 4.4.3). В данной модели предполагается, что “прирастание” континентального материала за счет магматизма в зонах субдукции полностью компенсируется здесь же поглощением в мантии продуктов континентальной эрозии. Таким образом, хотя формирование континентальной коры в последние 2 млрд лет и происходит, но в ито-

ге ее общий объем не растет (в первой модели считалось, что рост объема континентальной коры продолжается и в настоящее время).

Наконец, некоторое видоизменение во вторую модель было внесено, когда удалось корректно оценить скорость осадконакопления в океанских впадинах и скорость сноса осадков с вулканических дуг и хребтов в глубоководные желоба зон субдукции. Эта оценка, соответствующая максимально возможной скорости поглощения осадков мантией в зонах субдукции, составила для современной Земли $2,2 \cdot 10^{13}$ кг/год (!), что почти вдвое превосходит темп роста объема субдукционной континентальной коры (оценка приведена выше). На основе указанных оценок было сделано предположение, что объем континентальной коры в последние 2 млрд лет не только не увеличивался, но, наоборот, сокращался (кривая *2a* на рис. 4.4.3).

Окончательный выбор между приведенными точками зрения в настоящее время сделать трудно, тем более что значительная часть архейской и раннепротерозойской континентальной коры переработана последующими геологическими процессами. Однако данные по изотопии континентальной коры все же склоняют в пользу первой точки зрения об однонаправленном, замедляющемся со временем росте объема континентальной коры на Земле. Дело в том, что исходные изотопные отношения $N_0(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$, полученные для андезитов современных и древних островных дуг, довольно четко указывают на их первично мантийное происхождение (см. раздел 1.6, рис.1.6.3). Следовательно, основная роль в формировании субдукционных магм (а значит, и континентальной коры в целом) все-таки принадлежит переплавлению самой базальтовой океанской коры, образовавшейся непосредственно из мантии, а не залегающих на ней осадков “корового” происхождения, вторично переплавляющихся в зонах субдукции вместе с океанской корой. “Коровые” исходные изотопные отношения стронция, как видно из рис. 1.6.3, обладают большим весом лишь для гранодиоритов континентов, распространенность которых в континентальной коре имеет явно подчиненное значение по сравнению с субдукционными породами.

Глава 5

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА

Палеогеодинамика, или *историческая геодинамика*, – раздел геодинамики, изучающий движения и взаимодействия литосферных плит в геологическом прошлом. Ее главная цель – создание *палеогеодинамических реконструкций*, восстанавливающих прежнее положение литосферных плит и входящих в их состав континентов, конфигурацию и тип древних плит и межплитовых границ. Хотя предметом палеогеодинамики, как понятно из сказанного, является кинематика литосферных плит в геологическом прошлом, анализ движений древних плит позволяет подойти к пониманию источников этих движений, т.е. восстанавливает также глубинные геодинамические процессы.

Точно так же, как венцом традиционной геологической съемки принято считать геологическую карту, палеогеодинамические реконструкции разных масштабов следует считать конечной целью исторической геологии в ее современном понимании. Изучение кинематики прошлых движений и взаимодействий литосферных плит служит основой для познания геологической истории Земли, для выяснения истории формирования континентов, складчатых поясов, раскрытия и закрытия океанских бассейнов, что, в свою очередь, имеет большое практическое значение для выяснения закономерностей размещения и понимания генезиса месторождений полезных ископаемых.

5.1. Цикл Вилсона

Между геодинамической и тектонической активностью Земли существует опосредованная взаимосвязь. Дрейф литосферных плит на поверхности Земли есть следствие конвективных процессов в ее мантийной оболочке (см. раздел 2.5). Последние, в свою очередь, отражают непрерывную и однонаправленную дифференциацию недр Земли, начавшуюся еще на самых ранних этапах геологической истории и приводящую к росту железистого ядра Земли и перемешиванию остаточной силикатной мантии. При этом мантийная конвекция – нестационарный процесс, при котором форма конвективных течений периодически меняется, что также отражается в стиле движения литосферных плит и тектонической активности приповерхностных оболочек Земли.

Исходя из этого, концептуальной основой палеогеодинамики является постулат о цикличности тектонических процессов, идущих в литосфере Земли под воздействием конвективных течений в ее мантии. Впервые его сформулировал в 1966 г. канадский геолог Дж. Вилсон, предложивший рассматривать геологическую историю Земли как серию сложных, переплетающихся циклов раскрытия и закрытия океанов. В современном понимании *цикл Вилсона* – это представление об эволюции литосферы как о непрерывной пространственно-временной смене *геодинамических обстановок*, взаимосвязанных, отчасти взаимообусловленных и переходящих одна в другую.

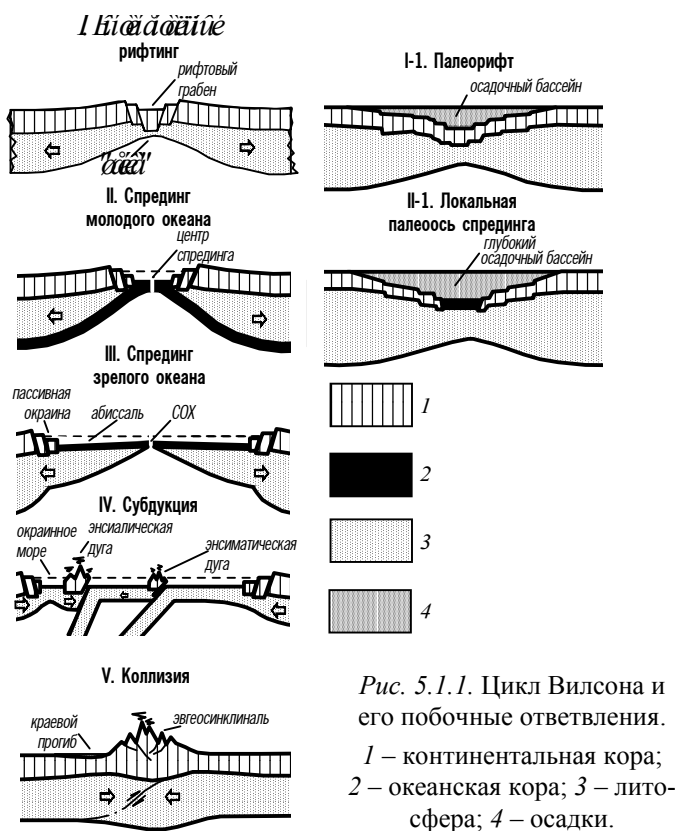


Рис. 5.1.1. Цикл Вилсона и его побочные ответвления.

1 – континентальная кора; 2 – океанская кора; 3 – литосфера; 4 – осадки.

Начало цикла Вилсона (рис. 5.1.1) совмещается с обстановкой *континентального* (или *материкового*) *рифтинга*, отражающей зарождение новой дивергентной границы плит. Под конти-

нентальными рифтами литосфера в результате растяжения постепенно утоняется, проплавляется и в конечном итоге раскалывается по всей мощности. По трещинам снизу в кору внедряются продукты выплавки мантийного вещества, что вызывает магматизм основного и ультраосновного составов непосредственно в рифтовой зоне, а прогрев континентальной коры обуславливает ее частичное плавление и инициирует магматизм среднего и кислого составов на “плечах” рифта. Над рифтами формируются узкие протяженные грабены, в которых накапливаются грубообломочные осадки.

По мере расширения рифтовой трещины континентальный рифтинг сменяется обстановкой *спрединга молодого океана*, в котором формируется литосфера, принципиально отличная от континентальной (см. главу 3). Ее верхняя часть, океанская кора, образуется за счет декомпрессионного плавления мантийного вещества под рифтовой зоной океана и последовательного внедрения в кору все новых порций базальтовой магмы. Этот процесс, приводящий к расширению океана со скоростью несколько сантиметров в год, собственно и называется спредингом. Подкоровая часть океанской литосферы формируется за счет глубинной кристаллизации астеносферы, вследствие чего мощность литосферы океана, ее средняя плотность и вес увеличиваются с возрастом или, что эквивалентно, с расстоянием от рифтовой зоны океана.

Как уже отмечалось, смена геодинамических обстановок происходит в пространстве и времени. Во времени наблюдения мы, естественно, ограничены современным этапом геологической истории. Зато мы имеем возможность наблюдать на современной Земле пространственную смену последовательных геодинамических обстановок – в частности, перманентные переходы континентального рифтинга в спрединг молодых океанов в тех случаях, когда срединно-океанские хребты продвигаются в пределы континентов (см. раздел 3.5). Подобные геодинамические обстановки наблюдаются в северо-восточной Африке (переход срединного хребта Индийского океана в молодые центры спрединга Аденского залива – Красного моря и континентальные рифты Восточно-Африканской системы), в пределах арктического шельфа России (переход срединного хребта Гаккеля в рифтовую систему моря Лаптевых), менее четко – на западе США (переход Восточно-

Тихоокеанского поднятия в молодой центр спрединга Калифорнийского залива и связанный с этим континентальный рифтинг Провинции Бассейнов и Хребтов). В палеогеодинамике пространство заменяется временем и на окраинах океанов ищутся следы рифтовых расколов, формирование которых предшествовало спредингу.

Обстановка *спрединга зрелого океана* соответствует достижению им ширины первых тысяч километров в отличие от молодого океана, в котором ширина полосы океанской коры и литосферы, как правило, не превышает первых сотен километров. Кроме того, в зрелом океане, в отличие от молодого, оформляются три главные морфотектонические провинции: срединно-океанский хребет, где расположена дивергентная граница плит и продолжается спрединг, океанские абиссали, где дно погружено за счет старения, остывания, утолщения и утяжеления литосферы, и пассивные окраины, в пределах которых океанская литосфера контактирует с континентальной (именно эти области соответствуют областям предшествующих континентального рифтинга и начального спрединга зрелого океана) и погружение наиболее древней океанской литосферы усугубляется весом накапливающихся осадков, сносимых со смежных краев континентов.

Таким образом, в обстановках спрединга молодого и зрелого океанов есть общая черта – смежные плиты расходятся вдоль дивергентной границы, но есть и различия помимо уже отмеченных размеров и глубин океанских впадин. Во-первых, различаются физико-механические параметры океанской литосферы: в случае молодого океана она еще не утратила даже своей плавучести, в то время как в зрелом океане уже приблизилась к предельному возрасту и в значительной степени утратила свои упругие свойства (см. раздел 4.1). Во-вторых, различается энергетика рифтинга и спрединга: в молодом океане суммарная энергия рифтинга перераспределяется между поперечным расширением и продвижением, в то время как в зрелом океане устанавливается чисто “угловой” режим спрединга (см. раздел 3.5). На этом основании условная возрастная граница между молодым и зрелым океаном определяется примерно в 20 – 50 млн лет.

Однако наиболее принципиальное значение для палеогеодинамики имеет то обстоятельство, что именно на ранних стадиях

эволюции литосферы (до того, как молодой океан становится зрелым), цикл Вилсона может дать *побочные ответвления*. Если на стадии континентального рифтинга растяжение литосферы по каким-либо причинам прекратится, то образуется *палеорифт*, а если то же самое произойдет уже на стадии спрединга молодого океана, последний превратится в *локальную палеоось спрединга*, над которой впоследствии развивается “*несостоявшийся океан*” (см. раздел 3.6). В обоих случаях на месте структур, возникших в результате побочных ответвлений цикла Вилсона, формируются глубокие и обширные осадочные бассейны, поскольку литосфера палеорифтов и особенно “несостоявшихся океанов” изначально утяжелена продуктами основного и ультраосновного “мантийного” магматизма, а потому способна к длительному и устойчивому погружению.

На современной Земле суммарная протяженность континентальных рифтов гораздо меньше, чем срединно-океанских хребтов – дивергентных границ плит более развитого типа. Однако далеко не очевидно, что такое же соотношение существовало и во все прошлые геологические эпохи. Вероятно, можно говорить о “геодинамическом благоприятствовании” режима конвективных течений в мантии проявлениям рифтинга, как и любых других геодинамических обстановок на поверхности Земли.

Показательным примером в этом отношении служит распад последнего в истории Земли суперконтинента Пангеи на рубеже палеозоя и мезозоя, положивший начало раскрытию современных океанов. Предполагается, что распад Пангеи так или иначе был связан с перестройкой режима мантийной конвекции (см. раздел 2.5). Континентальный рифтинг, обусловленный этими глубинными и глобальными геодинамическими процессами, проявился вдоль всей периферии, в частности, будущего Атлантического океана (рис. 5.1.2). Однако заложение континентальных рифтов происходило здесь с карбона по триас, т.е. намного раньше спрединга Атлантики, начавшегося лишь в средней юре. Большинство рифтов отмерло в континентальной стадии, превратившись в палеорифты, однако некоторые из них, например в море Лабрадор, Мексиканском и Бискайском заливах, зашли в своем развитии до стадии спрединга молодого океана, а затем превратились в локальные палеооси спрединга.

Приведенный пример показывает, что в ходе формирования новой дивергентной границы плит лишь немногие континентальные рифты “побеждают в конкуренции” и становятся срединно-океанскими хребтами будущего зрелого океана. Большинство из них отмирает в виде палеорифтов, некоторые – в виде “несостоявшихся океанов”, и лишь единицы превращаются в глобальную дивергентную границу плит. Во всяком случае, общая длина “недоразвитых” рифтов и локальных центров спрединга, предшествовавших раскрытию Атлантического океана, значительно (примерно на порядок) превосходит длину его современной пассивной окраины.

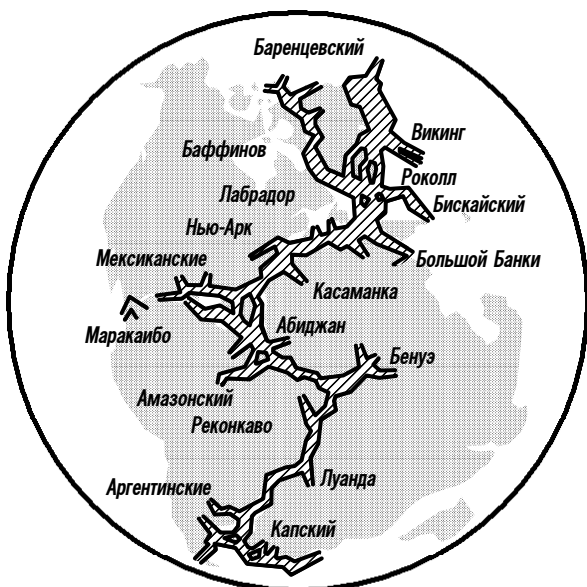


Рис. 5.1.2.
Континентальные рифты, образование которых предшествовало раскрытию Атлантического океана.

Проследим подробнее процесс зарождения “несостоявшихся океанов” на примере раскрытия северной части Атлантического океана (рис. 5.1.3).

Около 80 млн лет назад, в позднем мелу, начался континентальный рифтинг в море Лабрадор и Баффиновом заливе, между Гренландией и Канадским щитом. В конце мела – начале палеогена, примерно 70 – 60 млн лет назад, континентальный рифтинг здесь перешел в спрединг. Таким образом, дивергентная граница Евразийской и Северо-Американской литосферных плит на начальном этапе своего формирования проходила совсем не там,

где сейчас, а Гренландия на ранней стадии раскрытия Северной Атлантики входила в состав не Северо-Американской (как в настоящее время), а Евразийской плиты.

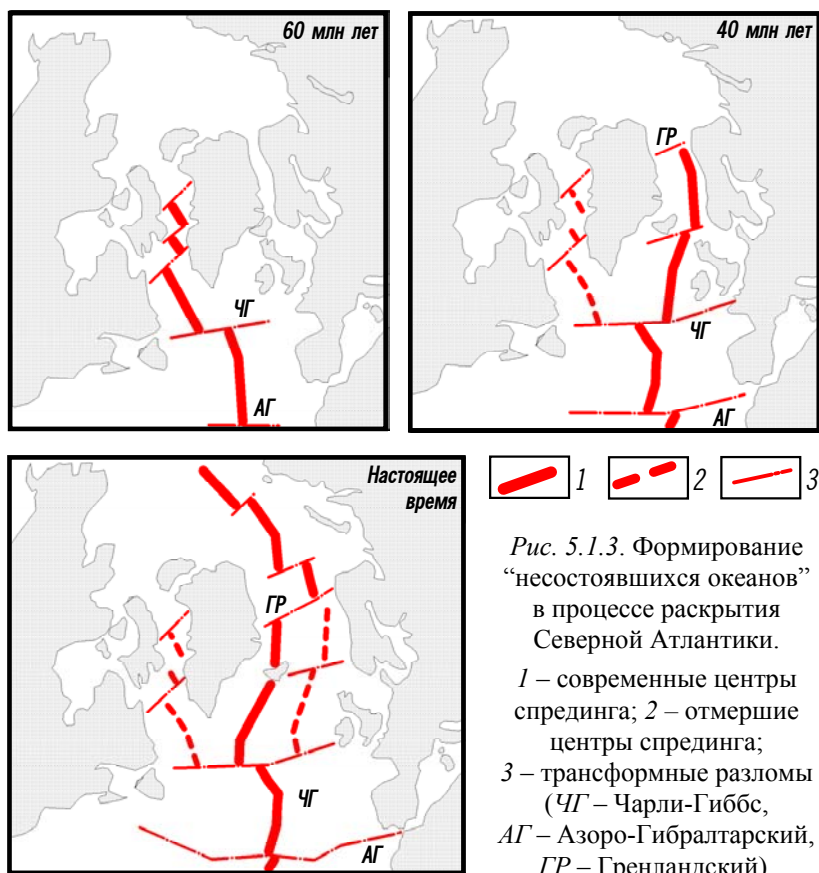


Рис. 5.1.3. Формирование “несостоявшихся океанов” в процессе раскрытия Северной Атлантики.
 1 – современные центры спрединга; 2 – отмершие центры спрединга; 3 – трансформные разломы (ЧГ – Чарли-Гиббс, АГ – Азоро-Гибралтарский, ГР – Гренландский).

Примерно 50 – 40 млн лет назад, в эоцене, спрединг в море Лабрадор и Баффиновом заливе прекратился, а центр раскрытия Северной Атлантики переместился на восток, но не на то место, где он находится сейчас (срединный хребет Рейкьянес и Исландия), а ближе к берегам Европы. Именно с этим событием связана резкая перестройка кинематики спрединга в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана, отмеченная в разделе 3.5. Между Канадским архипелагом и Гренландией осталась локальная палеоось спрединга, активно разраставшаяся в течение 20 млн лет, и

над ней начал формироваться “несостоявшийся океан”. Очевидно, какое-то время в районе 50 млн лет назад, до полного прекращения спрединга в море Лабрадор и Баффиновом заливе, одновременно функционировали и старый (западный), и новый (восточный) срединные хребты, а Гренландия, таким образом, представляла собой отдельную литосферную плиту. Позднее она вошла в состав Северо-Американской плиты, частью которой является и сейчас.

Примерно 20 млн лет назад, в миоцене, срединный хребет Северной Атлантики переместился на запад и занял свое современное положение, а ближе к берегам Европы осталась локальная палеоось спрединга Норвежского моря, также активно развивавшаяся около 20 млн лет.

Таким образом, кайнозойское раскрытие Северной Атлантики было довольно сложным. Оно сопровождалось двумя кинематическими перестройками спрединга с одновременным продвижением в Северный Ледовитый океан (срединный хребет Гаккеля) и привело к образованию двух локальных палеоосей спрединга к востоку и западу от действующей ныне дивергентной границы плит.

Начиная с обстановки спрединга зрелого океана, цикл Вилсона побочных ответвлений не дает (см. рис. 5.1.1), а развитие литосферы становится необратимым. Наступает переломный момент цикла Вилсона, обусловленный в первую очередь физико-механическими параметрами зрелой океанской литосферы: она постепенно увеличивает свои мощность и вес настолько, что теряет упругую стабильность и становится способной к самопроизвольному погружению в мантию (см. раздел 4.1). С этого момента в зрелом океане сосуществуют две диаметрально противоположные геодинамические обстановки: в пределах срединно-океанского хребта продолжается спрединг, а на периферии океана начинается *субдукция*. Именно в такой стадии развития находится современная Атлантика, окраины которой по большей части еще остаются пассивными, но уже наметились локальные проявления субдукции в пределах Карибской и Южно-Антильской островных дуг.

По мере старения океана субдукция охватывает всю его периферию, как это происходит в современном Тихом океане. За счет субдукционного андезитового магматизма формируются “зародыши” континентальной коры островных дуг и активных

окраин континентов (см. разделы 4.1 и 4.4). Наконец, неизбежным следствием субдукции, во всяком случае, с того момента, как ее скорость превысит скорость спрединга, являются сокращение площади океана и постепенное сближение краев континентов, которые этот океан разобщил. Когда континентальные части литосферных плит вступают в активное взаимодействие, проявляется завершающая обстановка цикла Вилсона – *коллизия*, приводящая к скучиванию островных дуг, их метаморфизму и гранитизации, в процессе чего формируется зрелая континентальная кора (см. разделы 4.2 и 4.4).

При определенных условиях, когда выступ одного из столкнувшихся континентов действует на другой как таран, коллизия может вызвать раскол края континента. Это приводит к регенерации обстановки континентального рифтинга, замыканию старого и началу нового цикла Вилсона. Такая обстановка наблюдается в настоящее время в Западной Европе, где движущийся с юга выступ Африканского континента (Апулийская микроплита) обуславливает рифтинг в Рейнском грабене, расположенном во фронтальной части Альпийской коллизионной системы (см. рис. 4.2.2).

Такова идеализированная схема эволюции литосферы, известная как цикл Вилсона. Геологическое развитие Земли представляется в ней как гигантский массообмен, в процессе которого раскалываются континенты, а между их “осколками” раскрываются океаны, литосфера которых – прямой продукт дифференциации мантийного вещества. В силу того, что океанская литосфера уже в момент рождения несет в себе зачатки собственного отмирания, океаны живут сравнительно недолго и, достигнув некоего предельного возраста, начинают закрываться. В процессе переплавки субдуцирующей океанской литосферы образуется андезитовая континентальная кора, которая, таким образом, является продуктом вторичной дифференциации мантийного вещества. Завершается процесс формирования континентальной коры ее гранитизацией в коллизионных поясах на месте закрывшихся океанов, по соседству с которыми раскрываются новые океаны, и весь цикл повторяется. Следовательно, именно эволюция древних океанов приводит к однонаправленному накопительному росту объема континентальной коры на Земле (см. рис. 4.4.3), однако сами древние океаны оставляют лишь очень

незначительные следы в геологической летописи. Расшифровка следов ныне исчезнувших океанов и составляет одну из главных задач палеогеодинамики.

Обращаясь к современной трактовке цикла Вилсона, следует иметь в виду несколько важных обстоятельств.

Во-первых, как уже говорилось, в любой отдельно взятый интервал геологической истории (в том числе современный) на Земле одновременно реализуются несколько циклов Вилсона и соответственно в различных областях наблюдаются разные их стадии. Мы изучаем разнообразные геодинамические обстановки на современной Земле, т.е. *в одно время, но в разных местах*. При палеогеодинамическом анализе мы ищем следы последовательной смены геодинамических обстановок, формировавших литосферу *в одном месте, но в разное время*. В такой замене пространства временем состоит современная трактовка *принципа актуализма*.

Во-вторых, циклы Вилсона реализуются в различных масштабах и взаимно переплетаются как в пространстве, так и во времени. Например, геодинамическая обстановка субдукции при определенных условиях имеет закономерным следствием задуговой рифтинг и спрединг (см. раздел 4.1), а обстановка коллизии приводит к дифференцированным дивергентным, конвергентным и трансформным движениям микроплит (см. раздел 4.2), т.е. на фоне глобальных геодинамических обстановок одного типа наблюдаются диаметрально противоположные обстановки меньшего масштаба.

В-третьих, наконец, сам Дж. Вилсон, исследуя цикличность развития литосферы, рассматривал в качестве примера северную часть современного Атлантического океана, раскрывшуюся на месте каледонского шва Гренландии и Скандинавии. Здесь океан новой генерации возник почти точно на месте закрывшегося древнего океана. Но это скорее исключение из правила. На самом же деле цикл Вилсона может начаться расколом одних континентов в одном месте, а завершиться коллизией совсем других континентов и в другом месте.

5.2. Геодинамические обстановки и их индикаторы

Каждой геодинамической обстановке цикла Вилсона, будь то континентальный рифтинг, спрединг, субдукция или коллизия, присущи свои *индикаторы*, т.е. характерные геологические комплексы и геофизические аномалии, не позволяющие спутать одну геодинамическую обстановку с другой. Различные индикаторы в разной степени однозначно характеризуют современные геодинамические обстановки и, кроме того, по-разному способны консервироваться во времени, т.е. имеют неодинаковую значимость для палеогеодинамических реконструкций.

Суть *геоморфологических индикаторов* состоит в том, что каждой геодинамической обстановке присущи определенные формы рельефа поверхности Земли. Для обстановки континентального рифтинга это протяженные грабены, где идет непосредственное растяжение литосферы, расположенные в пределах обширных *сводовых поднятий*, если рифтингу сопутствует воздействие астеносферного плюма на подошву континентальной литосферы. Такая ситуация наблюдается, в частности, в Восточной Африке. В других случаях (например, Байкальский рифт) обширное сводовое поднятие отсутствует, а по обрамлению грабена располагаются *рифтовые горы*, имеющие термическую природу – их рост связан с прогревом и частичным переплавлением континентальной литосферы вокруг рифта.

Для обстановок океанского спрединга яркими геоморфологическими индикаторами являются срединные хребты, океанские абиссали и пассивные окраины. Крутизна склонов хребтов, а также морфология рифтовых зон на их гребнях позволяют судить о скорости спрединга (см. разделы 3.2 и 3.3). Кроме того, для современных океанов отмечается довольно четкая прямая связь между их шириной и глубиной гребня срединного хребта (рис. 5.2.1): чем океан шире, тем гребень хребта глубже. Эта зависимость, правда, нарушается в океанах разным положением уровня свободной мантии (“зеркала астеносферы”) под различными участками их срединных хребтов (вплоть до того, что в Исландии, например, Срединно-Атлантический хребет значительно приподнят выше уровня океана), а в среднем по всем океанам глубины гребней срединных хребтов составляют около 3000 м. Однако при изучении древних океанов (в случаях, если фрагменты

их срединных хребтов сохранились в офиолитах) можно по характеру осадков установить палеоглубины гребневой зоны хребта (об осадочно-формационных индикаторах см. ниже), а на основании этого дать грубую оценку ширины древнего океана.

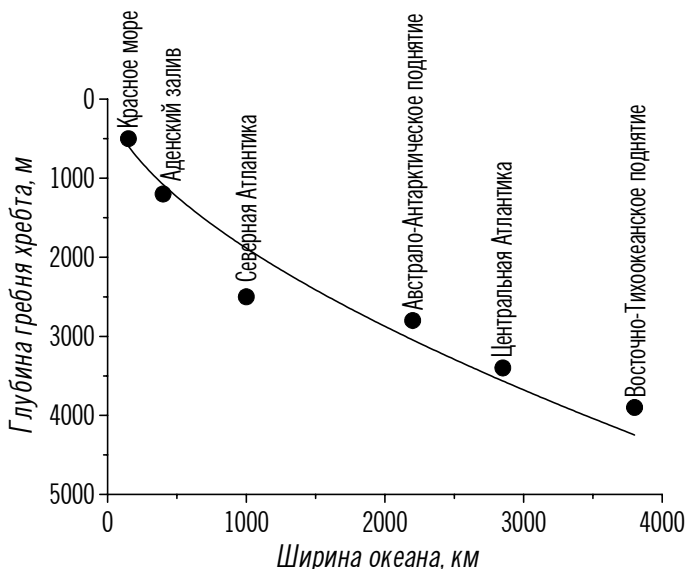


Рис. 5.2.1. Зависимость глубины гребней современных срединно-океанских хребтов от ширины океанов.

Неотъемлемым геоморфологическим индикатором субдукции является глубоководный желоб, а сам тип зон субдукции, островодужный или активная окраина, позволяет судить о возрасте субдуцирующей океанской литосферы (см. раздел 4.1). Более того, для современных зон субдукции установлена довольно четкая прямая зависимость глубины желоба от скорости субдукции и возраста субдуцирующей литосферы (рис. 5.2.2). Чем больше скорость субдукции, тем глубже желоб. Это объясняется динамикой изгиба океанской плиты перед погружением в мантию. Желоб тем глубже, чем древнее субдуцирующая литосфера, что связано с ее средней плотностью и весом. Следовательно, по глубине желоба можно судить о возрасте субдуцирующей литосферы, скорости спрединга океанской коры, а также о расстоянии спредингового хребта от зоны субдукции.

Геоморфологическим индикатором коллизионных обстановок

вок служат горно-складчатые сооружения, современное строение которых позволяет реконструировать прежние условия столкновения краев континентов. Те блоки, которые ранее находились на пододвигаемой (океанской) плите, всегда оказываются в зоне коллизии структурно ниже блоков, располагавшихся на надвигаемой (островодужной или континентальной) плите. Форма и ширина краевых прогибов дает информацию об интенсивности коллизионных процессов.

Осадочно-формационные индикаторы базируются на том факте, что каждая геодинамическая обстановка создает индивидуальные условия для разрушения коренных пород и накопления осадков. Например, для континентальных рифтовых зон характерны грубообломочные осадки (молассы), озерные, лагунные и аллювиальные отложения.

В рифтовых зонах срединно-океанских хребтов накапливаются глыбовые осыпи (они особенно характерны для медленных хребтов), карбонатные и кремнистые илы (в зависимости от глубины гребневых зон срединных хребтов), а также металлоносные осадки – продукты гидротермального рудообразования. Для абиссальных зон океана характерны глубоководные кремнистые осадки и глины, а для мелких морей и молодых океанов – карбонатные осадки. Для пассивных континентальных окраин типичны огромные мощности переслаивающихся карбо-натных и терригенных осадков, причем последние

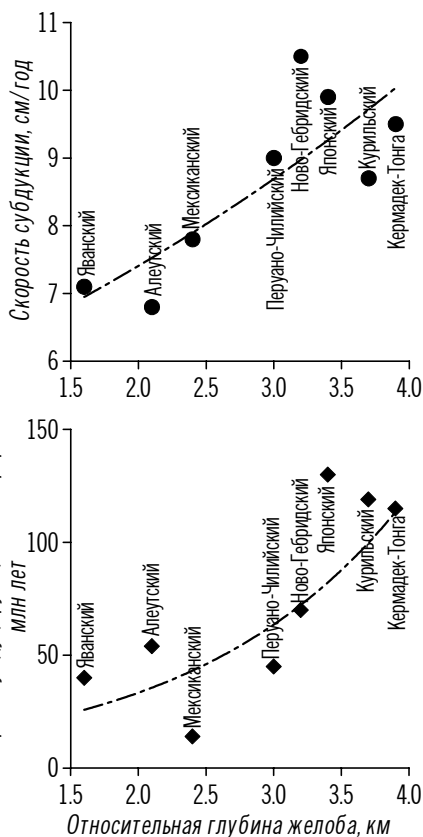


Рис. 5.2.2. Зависимость глубины желоба от скорости субдукции и возраста субдуцирующей литосферы.

флишем и турбидитами, накапливающимися в условиях гравитационного сползания осадков по крутому континентальному склону. В осадочном чехле пассивных окраин наблюдается четкая смена шельфовых фаций на глубоководные вкрест простирания, причем источник поступления материала всегда континентальный.

В желобах зон субдукции осадочные толщи, как правило, маломощны и фациально неустойчивы: они содержат большое количество туфогенного и пеплового материала, свидетельствующего об активном вулканизме в пределах сопряженных с желобами островных дуг и активных окраин. Задуговые бассейны (окраинные моря), наоборот, характеризуются мощным осадочным чехлом, сложенным оползневыми отложениями, вулканокластическими турбидитами, илами и карбонатными отложениями. В активных окраинных морях, раскрывающихся за счет задугового спрединга, накапливаются продукты гидротермальной деятельности – металлоносные осадки и сульфиды. Поскольку режим развития окраинных морей обычно неустойчив и фазы растяжения в них периодически сменяются фазами сжатия, то наличие прослоев гидротермальных отложений в осадках того или иного возраста позволяет определить интервалы активного спрединга задуговых бассейнов.

В коллизионных обстановках накапливаются грубообломочные молассы, образующиеся за счет размыва растущих горных поднятий, а также угленосные толщи. Осадочный чехол краевых прогибов, как правило, сложен мелководными карбонатными отложениями и флишем, а во внутренних зонах коллизионных поясов присутствуют мощные кремнисто-граувакковые накопления и глубоководные кремнистые осадки офиолитовых комплексов. Последние могут представлять собой останцы коры как открытых океанов, так и их окраинных морей, причем указанием на природу бассейна как раз и могут служить осадки офиолитовых комплексов. Если с офиолитами ассоциируют вулканокластические осадки с обломками островодужных пород, то, скорее всего, данный офиолитовый комплекс был частью окраинного (задугового) бассейна. Напротив, если офиолиты перекрыты маломощной толщей глубоководных осадков, то в этом случае они, вероятно, являются реликтами крупного океана.

Наиболее надежны *магматические индикаторы* геодинами-

ческих обстановок, поскольку именно границы плит контролируют основные проявления магматизма на Земле, причем каждому типу границ присущи магматические породы определенных типа и состава.

Для обстановки континентального рифтинга типична бимодальная вулканическая серия с закономерным переходом от щелочных базальтов над осевой зоной рифта к кислым вулканитам по его периферии. Как основные, так и кислые лавы континентальных рифтов характеризуются повышенными содержаниями литофильных элементов. Магматические тела образуют хребты и изолированные вулканы, а также малые плутонические комплексы.

В обстановке спрединга формируются примитивные толеитовые базальты, представленные подушечными и покровными лавами (подслои 2А – 2В), причем первые наиболее характерны для медленных хребтов, а вторые – для быстрых. На бортах рифтовых долин и трансформных разломов на поверхность океанского дна выходят серии параллельных долеритовых даек (подслои 2С), а также габбро и гипербазиты 3-го слоя.

Морфология базальтовых потоков в офиолитах является надежным индикатором скорости спрединга океана. Если офиолитовый комплекс представлен в основном подушечными лавами, то скорость спрединга в ныне исчезнувшем океане была малой (не более 4 – 6 см/год). Если наряду с подушечными лавами присутствуют покровные базальты, то можно говорить о высокой скорости спрединга, хотя никакой точной оценки скорости сделать, естественно, невозможно. Важным индикатором медленноспрединговых хребтов служит также наличие глыбовых осыпей базальтов: в реликтовых офиолитовых комплексах такие осыпи представляют собой глыбовые вулканические брекчии.

На глубину формирования базальтовых лав (т.е. на глубину гребня срединного хребта древнего океана) указывает пористость базальтов, зависящая от гидростатического давления толщи воды: чем глубже формировалась лава, тем меньше ее пористость. Кроме того, химизм базальтов тесно связан со степенью частичного плавления мантии, а следовательно, с размерами и стационарностью магматических камер, которые, в свою очередь, также зависят от скорости спрединга. При быстром спрединге магмати-

ческие камеры под рифтовыми зонами срединных хребтов стационарны, и степени плавления мантии, а также дифференциации базальтов высоки; как следствие, в них отмечаются повышенные содержания FeO и пониженные Na₂O.

При медленном спрединге соотношения FeO и Na₂O обратные.

Для зон субдукции характерна известково-щелочная (андезитовая) магматическая серия, дифференцированная от базальтов до дацитов и риолитов. Соответственно вулканические пояса известково-щелочного состава любого возраста отвечают древним зонам субдукции. Задача палеогеодинамического анализа состоит в том, чтобы реконструировать параметры древней субдукции, прежде всего определить, куда она была направлена и какой объем океанской коры субдуцировал. Поскольку, как уже отмечалось в главе 4, минимальная глубина источника субдукционных андезитовых магм составляет не менее 150 км, океанская плита должна достичь этих глубин, чтобы начался субдукционный магматизм. Легко рассчитать, что при угле наклона зоны Бенъофа 45° для начала субдукционного магматизма в мантию должно погрузиться около 220 км океанской коры, а при угле 30° – около 300 км. Подобные расчеты дают минимально возможные размеры древних океанских бассейнов. Если достаточно точно определить возраст и объем продуктов субдукционного магматизма, то, задавшись возможными скоростями спрединга, можно оценить в первом приближении полную ширину субдуцированной океанской плиты. Например, если продолжительность жизни древней вулканической дуги 20 млн лет, а скорость спрединга смежного океана 2 – 4 см/год, то ширина субдуцированной океанской коры будет не менее 400 – 800 км. К ним надо прибавить указанные выше 200 – 300 км, что составит 600 – 1100 км, а это уже равно половине ширины Северной Атлантики между Гренландией и Европой.

Например, островодужные комплексы герцинского Уральско-го складчатого пояса принадлежат силуру, девону и раннему карбону, т.е. они формировались на протяжении почти 100 млн лет. Даже по самым скромным подсчетам, чтобы обеспечить такой объем субдукционного магматизма, под островными дугами Урала должно было поглотиться не менее 2000 км океанской коры. Следовательно, Уральский складчатый пояс, который в настоящее

время имеет ширину максимум 400 км, возник на месте океана (на палеогеодинамических реконструкциях он называется Уральским, см. раздел 5.4), ширина которого была не меньшей, чем у современной Северной Атлантики.

О направлении древней субдукции позволяет судить зональность магматизма результирующего андезитового пояса. Как было показано в разделе 4.1, по мере удаления от фронтальной части зоны субдукции в сторону континента породы становятся беднее кремнеземом и богаче щелочами. Соответственно направление субдукции восстанавливается по уменьшению в продуктах магматизма содержания SiO_2 и увеличению K_2O .

В коллизионных обстановках формируются гранитоиды, состав которых отчасти определяется составом осадков субдуцированной океанской литосферы и пассивной окраины закрывшегося океана. В современных зонах коллизии гранитоидные комплексы являются глубинными, и потому мы лишены возможности наблюдать их на поверхности. Однако в древних сильно эродированных складчатых поясах коллизионные гранитоидные интрузии обнажаются на поверхности, и по их возрасту, обычно попадающему в относительно узкий интервал, определяется время перехода субдукции в коллизию.

Возможность широкого использования *геофизических индикаторов* для реконструкции геодинамических обстановок открыта сравнительно недавно. Причем уже достаточно давно представлялось очевидным, что большинству современных геодинамических обстановок присущ свой строго индивидуальный набор геофизических аномалий. Эти аномалии иногда настолько ярки, что просто не позволяют спутать конкретную геодинамическую обстановку с другой. Например, надежным индикатором континентального рифтинга является существенное (почти наполовину) утонение континентальной коры, устанавливаемое по сейсмическим данным. Четкими индикаторами спрединга океанского дна служат упорядоченные системы линейных магнитных аномалий (см. раздел 3.4), а также резко повышенные значения и преимущественно конвективная природа теплового потока над рифтовыми зонами срединно-океанских хребтов (см. раздел 1.4). Однако долгое время считалось, что геофизические аномалии-индикаторы геодинамических обстановок *неконсервативны*, т.е. они меняются

в процессе непрерывной эволюции литосферы, и, таким образом, современные геофизические поля отражают лишь современные

фи-зико-механические

параметры литосферы.

На самом деле геофизические поля могут рассматриваться как полноправные палеогеодинамические индикаторы, причем возможность их использования для палеогеодинамических реконструкций двойка (рис. 5.2.3). Процесс извлечения палеогеодинамической информации из геофизических аномалий чисто *дедуктивный*: в его основе лежит гипотеза о генезисе и стиле развития литосферы исследуемого региона, которая затем проверяется фактически данными и численными расчетами. Сначала анализируется консервативность различных геофизических полей. Действительно, как и предполагалось ранее, в процессе непрерывной эволюции литосферы меняется основная часть геофизических полей. Но наряду с этим в современных полях сохраняются и аномалии, связанные с древними геодинамическими обстановками, такие аномалии называются *ретроспективными*. Примерами ретроспективных аномалий являются линейные магнитные аномалии над “несостоявшимися океанами”,



Рис. 5.2.3. Блок-схема палеогеодинамической интерпретации геофизических полей.

позволяющие

определить возраст их коры, а также гравитационные аномалии, по которым рассчитывается ее плотность (см. раздел 3.6). Если какая-то составляющая в сегодня измеренном геофизическом поле имеет ретроспективный характер, то весь вопрос состоит в том, хватает ли аппаратных возможностей, чтобы ее зарегистрировать (как было показано на примере линейных магнитных аномалий над “несостоявшимися океанами”, ретроспективный сигнал в суммарном поле может быть очень слабым), а также хватает ли интерпретационных возможностей (алгоритмических и компьютерных), чтобы слабый ретроспективный сигнал выделить на фоне интенсивных аномалий-помех. Как правило, для поиска ретроспективных составляющих в сложных геофизических полях применяется целый арсенал методов их трансформации и количественной интерпретации (см. рис. 5.2.3).

Если же ретроспективные составляющие в современном геофизическом поле отсутствуют, т.е. поле неконсервативно, оно тем не менее может быть использовано для палеогеодинамического анализа. В этом случае применяется косвенный подход к интерпретации геофизического поля: его аномалии рассматриваются как функция возраста и физико-механического состояния литосферы, несущей источники аномалий. Моделируется эволюция литосферы и связанных с ней геофизических полей, после чего параметрические (модельные) поля сопоставляются с реальными (наблюденными).

Сочетание двух изложенных подходов, прямого и косвенного, делает анализ геофизических полей универсальным средством реконструкции древних геодинамических обстановок. На завершающих этапах анализа результаты обоих подходов сопоставляются, исходная гипотеза о генезисе и развитии литосферы региона корректируется и вновь проходит проверку экспериментальными данными и теоретическими расчетами. При условии достаточно полной и качественной геофизической изученности региона всегда имеется принципиальная возможность чисто дедуктивным путем создать его геодинамическую модель, т.е. понять, когда, как и сколько времени эволюционировала его литосфера. Такая модель в дальнейшем может проверяться прямыми геологическими наблюдениями, а также сама направлять геологическое изучение региона.

Применение геофизических данных для палеогеодинамического анализа имеет естественные смысловые ограничения.

Во-первых, как любой дедуктивный метод, геофизический анализ не может установить причину явления, а лишь способен отбраковать несостоятельные причины. Используя геофизические индикаторы, можно строго опровергнуть ту или иную гипотезу о генезисе и эволюции литосферы изучаемого региона, показав ее физическую несостоятельность и несогласованность. Но в принципе невозможно доказать, что предложенная исходная гипотеза – единственно верная, даже если она прошла количественную проверку и на выходе получена согласованная геодинамическая модель региона (см. рис. 5.2.3). Ведь вполне вероятно, что существуют другие гипотезы, помимо тестированной нами, которые проходят проверку не хуже, но до которых мы просто не додумались в силу ограниченности наших знания и воображения.

Во-вторых, в силу абстрактности любых геофизических построений геологические индикаторы, конечно, более однозначно и достоверно реконструируют древние геодинамические обстановки. Однако подавляющее большинство объектов и процессов, принципиально важных для понимания геодинамической эволюции Земли, недоступно или ограниченно доступно для непосредственного геологического изучения. Именно для познания этих процессов и используются в основном геофизические индикаторы, причем их применение эффективно лишь в комплексе с традиционными геологическими индикаторами геодинамических обстановок.

5.3. Методы палеогеодинамических реконструкций

Для выполнения палеогеодинамических реконструкций необходимо не только расшифровать следы древних геодинамических обстановок, используя их геологические и геофизические индикаторы, о которых шла речь в разделе 5.2, но и понять пространственное соотношение континентов и океанов в геологическом прошлом. На современной Земле можно наблюдать лишь “мгновенный снимок” ее истории, длящейся миллиарды лет. Например, в любом современном или древнем складчатом поясе совмещены индикаторы почти всех геодинамических обстановок цикла Вилсона: следы континентального рифтинга (раскол континента и

начало раскрытия океана), офиолиты (реликты коры обширных океанов или их окраинных морей, разобщавших континенты и островные дуги), краевые прогибы (реликты пассивных окраин), андезитовые и гранитоидные пояса (свидетельства субдукции и коллизии). Принципиально важно, что все перечисленные геодинамические обстановки, следы которых ныне совмещены в едином складчатом поясе, имели место в разное время и в различных местах. Поэтому для выполнения полноценных палеогеодинамических реконструкций необходимо привлекать методы анализа движений литосферных плит в геологическом прошлом.

Техника описания таких движений ничем не отличается от методов анализа кинематики современных литосферных плит, описанных в разделе 2.4. Если известны положения какой-либо литосферной плиты в последовательные моменты времени t_1 и t_2 , то несложно подобрать полюс Эйлера, конечным вращением вокруг которого плита переводится из положения, которое она занимала на земной сфере в момент времени t_1 , в положение, которое она заняла в момент t_2 . Не составляет труда также определить угловую скорость этого вращения ω , а затем рассчитать линейные скорости движения V_i любой точки жесткой литосферной плиты.

Таким образом, основная проблема палеогеодинамических реконструкций состоит в установлении положения континентов на поверхности Земли в геологическом прошлом, что автоматически дает конфигурацию и размеры древних океанов, разобщавших эти континенты. Однако, для того чтобы решить эту задачу, положение континентов должно быть определено в абсолютной системе координат. Основные методы палеогеодинамических реконструкций описываются ниже.

Наиболее строгий и точный метод реконструкции древнего положения континентов – *палеомагнитный*. Его физическую основу составляет способность горных пород, содержащих ферромагнитные минералы, сохранять неизменным направление вектора остаточной намагниченности с момента ее приобретения, как правило, совпадающего с моментом образования породы (см. раздел 1.5).

Палеомагнитные данные используются для палеогеодинамических реконструкций двояко.

Первый способ состоит в геоисторической интерпретации

океанских линейных магнитных аномалий. Последние, как было показано в разделе 3.4, являются изохронами, т.е. представляют собой как бы “годовые кольца” на океанском дне и несут информацию о его возрасте. Последовательно “вырезая” участки наиболее молодого дна, мы тем самым сдвигаем разобщенные океаном континенты и получаем представление об их взаимном расположении в геологическом прошлом.

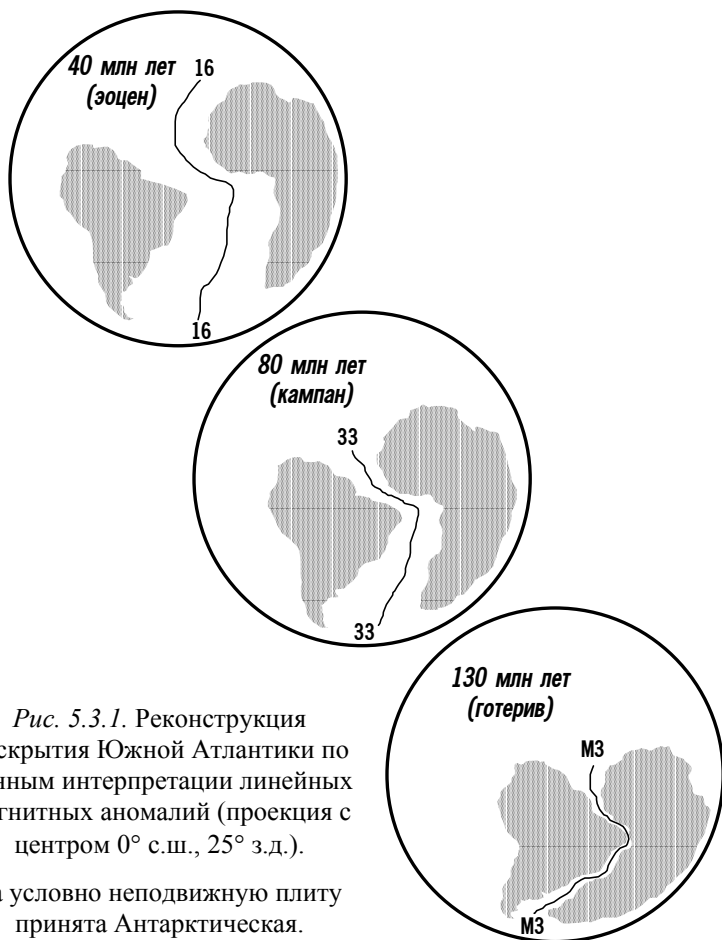


Рис. 5.3.1. Реконструкция раскрытия Южной Атлантики по данным интерпретации линейных магнитных аномалий (проекция с центром 0° с.ш., 25° з.д.).

За условно неподвижную плиту принята Антарктическая.

На рис. 5.3.1 такая процедура показана для южной части Атлантического океана. Первые две реконструкции демонстрируют взаимное расположение Африки и Южной Америки в эпохи аномалий 16 (40 млн лет) и 33 (80 млн лет) кайнозойской последо-

вательности (см. аномалийную шкалу на рис. 3.4.3). В каждую эпоху соответствующая линейная магнитная аномалия была осевой, т.е. располагалась над рифтовой зоной Срединно-Атлантического хребта, а более молодая кора Южной Атлантики еще не сформировалась. На третьей реконструкции показано расположение Африки и Южной Америки до начала раскрытия между ними океана: совмещение в этом случае выполнено по аномалии М3 с возрастом 130 млн лет мезозойской последовательности, которая является краевой (наиболее древней) линейной магнитной аномалией в современной Южной Атлантике.

На наиболее ранней реконструкции рис. 5.3.1, помимо прочего, видно удивительно четкое совпадение очертаний береговых линий Африки и Южной Америки – тот факт, на который ученые обратили внимание еще в конце XVI – начале XVII века, задолго до рождения тектоники плит (см. раздел 2.1). Факт сходства краев континентов, впоследствии разобращенных рифтингом и спредингом, используется как вспомогательный метод и в современных палеогеодинамических реконструкциях; он получил название *метода наилучших совмещений* (англ. *best fit*). Правда, его можно применить только для реконструкции дорифтового расположения континентов с пассивными окраинами и лишь в том случае, если эти окраины не подверглись существенной деформации на стадии начального раскола (рифтинга). Кроме того, начиная с работ Э. Булларда, впервые применившего метод наилучших совмещений уже на этапе становления мобилизма, выполняется компьютерное совмещение не самих береговых линий континентов, а подножий или перегибов континентальных склонов на их пассивных окраинах (глубины океана 1000 – 2000 м), где проходит контакт континентальной и океанской коры. Такой подход является более строгим и обычно дает лучшие результаты, чем совмещение береговых линий.

Простой и в то же время достаточно надежный и точный метод реконструкции взаимного расположения континентов на основе геоисторической интерпретации линейных магнитных аномалий, разобщающих континенты океанов, в комплексе с методом наилучших совмещений пассивных континентальных окраин имеет два существенных ограничения. Во-первых, он позволяет реконструировать лишь перемещения континентов по

отношению друг к другу, к другому континенту или к общей межплитовой границе, т.е. их относительные движения (см. раздел 2.4), но никак не абсолютное положение континентов относительно географических координат. Например, реконструкция взаимных перемещений Африки и Южной Америки на рис. 5.3.1 выполнена по отношению к условно неподвижной Антарктиде. Во-вторых, метод применим только для современных океанов, возраст коры которых не превышает 160 – 180 млн лет, следовательно, взаимное расположение континентов может быть определено данным методом только для этого временного интервала.

Однако существует еще один метод палеомагнитных реконструкций, также использующий отпечатки древнего геомагнитного поля в горных породах, но уже на континентах, где возраст этих пород значительно превышает возраст коры современных океанов. Данный метод состоит в анализе дрейфа континентов по *кривым кажущейся миграции древних геомагнитных полюсов*.

В соответствии с принципом центрального осевого диполя, аппроксимирующего главное магнитное поле Земли (см. раздел 1.5), направление вектора остаточной намагниченности \mathbf{J}_r (его склонение D и наклонение I) позволяет установить положение древнего геомагнитного полюса (Φ , Λ) в современных географических координатах, а также древнюю геомагнитную широту φ_m местности, где выполнены палеомагнитные измерения. Геомагнитную широту допустимо отождествлять с географической, поскольку осредненное положение геомагнитных полюсов в геологическом прошлом соответствовало положению географических полюсов, а ось центрального диполя – оси вращения Земли.

Следовательно, определив направление остаточной намагниченности и возраст горной породы в какой-либо точке современного континента, можно рассчитать *кажущееся положение геомагнитного полюса* для этого континента в некоторый момент времени. Выполнив аналогичные определения для разных интервалов геологического времени (т.е. для пород одного континента, имеющих разный возраст), мы получим серию древних геомагнитных полюсов, а соединив их ломаной линией – *кривую кажущейся миграции геомагнитного полюса* для данного континента.

На рис. 5.3.2 показан классический пример кривых кажущейся миграции геомагнитного полюса, построенных для одно-возрастных горных пород Европы и Северной Америки. Видно, что кривые подобны друг другу, но не совпадают. Этот факт убедительно свидетельствует о том, что миграция геомагнитного полюса – именно *кажущаяся*, а на самом деле движутся не полюса, а континенты. В противном случае (если бы двигались полюса, а континенты стояли на месте) кривые миграции полюса получились бы одинаковыми для всех континентов.

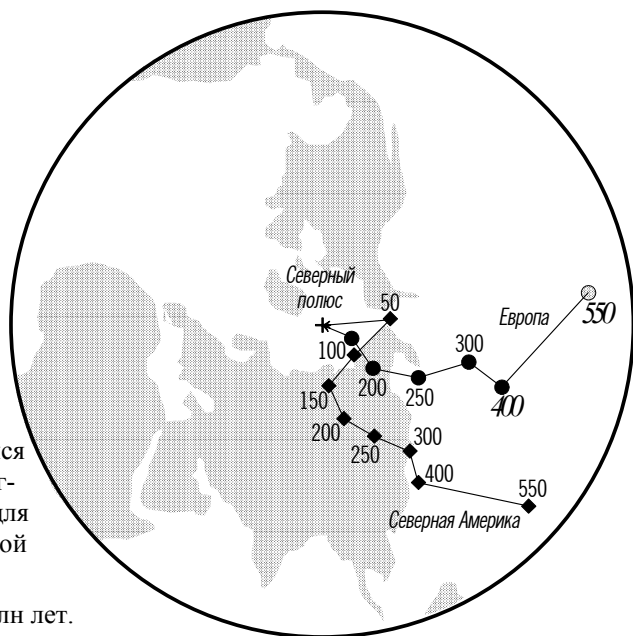


Рис. 5.3.2.

Кривые кажущейся миграции геомагнитного полюса для Европы и Северной Америки.

Цифры – время, млн лет.

Следовательно, установив кажущееся положение древнего геомагнитного полюса по направлению остаточной намагниченности горной породы определенного возраста, можно совместить его с современным географическим (Северным или Южным) полюсом, после чего континент, в породах которого измерялась остаточная намагниченность, будучи “привязан” к своему полюсу, переместится в то положение, которое он занимал в момент образования данной породы (при условии, конечно, что остаточная намагниченность была приобретена породой именно в тот момент, но такое условие, как уже отмечалось, для большинства магматических пород выполняется).

Обратим внимание, что кривые кажущейся миграции Европы и Северной Америки, показанные на рис. 5.3.2, соединяются на Северном полюсе в современную эпоху. Если же привести Европу и Северную Америку в додрейфовое положение, “закрыв” Северную Атлантику описанными выше методами интерпретации линейных магнитных аномалий ее дна и наилучшего совмещения окраин континентов, то кривые кажущейся миграции совпадут. Естественно, что если в течение какого-то геологического интервала ныне разобщенные континенты представляли собой единое целое и дрейфовали вместе, то и кривая кажущейся миграции полюса для данного интервала у них будет единой. В этом состоит взаимная проверка разных методов палеомагнитных реконструкций.

К сожалению, у палеомагнитного метода реконструкций есть один существенный недостаток. Он позволяет определить древнее широтное положение континентов (в этом смысле палеомагнитный метод восстанавливает абсолютные движения плит), а также их ориентировку относительно полюса, но ничего не говорит о долготном положении континентов в геологическом прошлом. Палеомагнитным данным удовлетворяет бесконечное число положений континента, каждое из которых можно получить, поворачивая континент вокруг полюса и не меняя при этом его широтного положения и ориентировки. Причина такой неоднозначности состоит в том, что принцип центрального осевого диполя, положенный в основу палеомагнитологии (см. раздел 1.5), предполагает круговую симметрию главного геомагнитного поля.

Отпечатки древнего геомагнитного поля обнаружены в настоящее время у достаточно древних пород, вплоть до архейских. Следовательно, палеомагнитный метод в принципе применим почти для всей геологической истории Земли, во всяком случае начиная с того времени, когда у нашей планеты сформировалось железистое ядро и появилось дипольное магнитное поле. Однако для ранних этапов геологической истории возможности палеомагнитных реконструкций дрейфа континентов ограничиваются неточностью возрастных датировок (см. раздел 1.6). Понятно, что если возраст горной породы, а соответственно и время приобретения ею остаточной намагниченности, определяются для раннего докембрия с точностью ± 100 млн лет, то ни о каких достоверных

реконструкциях положения континентов для этого периода говорить не приходится: ведь даже при очень скромной скорости дрейфа 1 см/год за указанное время континент мог сместиться на 1000 км!

Палеоклиматический метод реконструкций дрейфа континентов основан на том, что климатическая зональность в геологическом прошлом была такой же, как сейчас, т.е. всегда существовали параллельные экватору пояса арктического, умеренного, тропического и экваториального климатов.

Напомним, что судьба мобилизма с момента его зарождения в начале XX столетия была связана с палеоклиматологией (см. раздел 2.1). Гипотеза А. Вегенера первоначально возникла как попытка объяснить распространение древних оледенений, причем именно то, что Вегенер был метеорологом, помешало ему указать правильную причину дрейфа континентов – он стремился прежде всего объяснить дрейф континентов от полюсов к экватору, что привело к ошибочному выводу о главной роли сил, связанных с вращением Земли, в континентальном дрейфе.

Разрешающая способность палеоклиматического метода реконструкций зависит главным образом от надежности определения древних климатов по соответствующим типам горных пород и ископаемых остатков флоры и фауны, а также преимущественной зависимости климатов от широты. Палеоклиматические методы близки по смыслу палеомагнитным: они имеют те же достоинства (позволяют реконструировать абсолютный дрейф континентов) и те же недостатки (долготную неопределенность). Вдобавок, существенный недостаток палеоклиматического метода реконструкций по сравнению с палеомагнитным заключается в полном отсутствии количественной информации о древнем широтном положении континентов – границы между климатическими поясами, как известно, не следуют строго по широте, а могут смещаться в зависимости от многих местных условий (например, рельефа местности).

Климат на Земле, помимо тепловой энергии Солнца, определяется в основном режимами циркуляции океанов и атмосферы, которые, в свою очередь, зависят от вращения Земли. Именно в этом и заключается причина общей широтной зональности климата. Но в последние годы доказано, что есть еще один

важный фактор, влияющий на климат, – распределение материков и океанов на поверхности Земли. Таким образом, проблемы палеоклиматологии и дрейфа континентов тесно переплетаются и между ними намечается обратная связь: дрейф континентов, который мы пытаемся реконструировать по палеоклиматическим данным, сам влияет на формирование климата.

Наглядный пример взаимного влияния тектоники плит на климат – современная Земля с ее огромной асимметрией в распределении суши и моря. Океанская и атмосферная циркуляция, а также связанная с ней климатическая зональность атлантического сектора Земли близки к теоретической (широтные направления ветров и течений, как следствие – широтные климатические пояса), тогда как индийско-тихоокеанский сектор являет собой пример нарушения теоретической зональности на больших площадях, что объясняется неодинаковой реакцией суши Северного полушария и океана Южного полушария на сезонное прогревание (в результате возникают муссоны, существенно изменяющие глобальный климатический режим). Моделирование древних климатов показало, что глобальное позднепалеозойское (пермское) оледенение было связано с объединением в этот период всех материков в Пангею, вытянутую в меридиональном направлении от полюса до полюса, которое блокировало глобальную широтную циркуляцию океана и атмосферы и вызвало резкое похолодание на Земле.

Таким образом, климат в геологическом прошлом не оставался постоянным: периоды потепления сменялись ледниковыми эпохами, когда все климатические пояса сдвигались к экватору, причем не последнюю роль в глобальных изменениях климата играл дрейф континентов. Несмотря на это, глобальная широтная климатическая зональность на Земле сохранялась во все геологические эпохи, а каждый климатический пояс обладал своими индивидуальными особенностями экзогенных геологических процессов, что привело к образованию совершенно определенных комплексов осадочных пород, характерных лишь для данного пояса. Эти породы на современных континентах распространены хаотически, но если совместить области их распространения для конкретных геологических эпох (т.е. закрыть современные океаны), развернуть совмещенные таким путем области параллельно

экватору и поместить их на соответствующие широты, то тем самым реконструируется расположение древних континентов.

Главным индикатором арктических поясов является комплекс отложений, связанных с материковым оледенением и представленных *моренами* и *тиллитами* – следами движения ледников. Характерно, что покровные оледенения возникают лишь на материках, а значит, необходимое условие глобальных ледниковых эпох на Земле – нахождение в полярных областях обширных континентальных масс. Примером в этом отношении служит опять-таки современная Земля, масштабы покровных оледенений на которой в районе Южного полюса (Антарктида) несравнимо больше, чем вблизи Северного полюса (Гренландия и арктическая Канада).

В поясах умеренного и тропического климатов выделяются области *гумидные* с обильным растительным покровом и *аридные* со свойственными им пустынями. Эта особенность служит важным палеоклиматическим индикатором в тех случаях, когда дрейф континентов происходит в широтном направлении. Обычно палеоклиматические данные, как и палеомагнитные, не позволяют выявить широтную составляющую дрейфа. Однако в случае, если континенты раскалываются и между ними образуется океан, признаки широтного дрейфа могут быть установлены. Например, при раскрытии Южной Атлантики (см. рис. 5.3.1), которое не сопровождалось значительным перемещением континентов по долготе, происходили климатические изменения в прибрежных областях Африки и Южной Америки. Каждая из этих областей оставалась в пределах своего климатического пояса, но раскрытие между ними Атлантического океана увеличивало количество выпадающих на суше осадков, в результате чего аридные области становились гумидными. В геологическом прошлом условия гумидного климата восстанавливаются по областям *угленакопления* (в основном *бурых углей*), а аридного – по развитию *эвапоритов* (соленосных осадочных пород, накапливающихся в небольших замкнутых бассейнах), встречающихся совместно с континентальными *красноцветными песчаниками*.

Для поясов тропического и экваториального климатов характерны теплые моря, в которых происходит интенсивное *карбонатакопление* с обильным ростом *рифовых построек*. Зоны распространения рифов в геологическом прошлом уверенно мар-

кируют области континентальных шельфов, располагавшихся в низких широтах. Экваториальные пояса геологического прошлого маркируются распространением *угленосных толщ*, однако здесь в отличие от поясов умеренного климата они представлены в основном *каменными углями*. Жаркому и влажному (гумидному) климату экваториального пояса свойственны *бокситовые* залежи, а аридным зонам – *фосфатоносные*.

Дополнением к палеоклиматическим индикаторам служат, как уже указывалось, палеонтологические свидетельства дрейфа континентов. Прежде всего считается, что растущие океаны создавали естественные барьеры для распространения и миграции древней наземной фауны. Например, ископаемые остатки раннепермских рептилий – мезозавров обнаружены в Бразилии и Южной Африке. Хотя эти рептилии и были земноводными, т.е. умели плавать, представляется совершенно невероятным, чтобы они могли преодолеть океанское пространство шириной около 5000 км, ныне разделяющее Бразилию и Южную Африку.

Кроме того, разнообразие видов ископаемых организмов также контролируется дрейфом континентов. Хорошо известно, что на современной Земле оно возрастает от полюсов к экватору – от областей с арктическим климатом к областям с тропическим и экваториальным, причем различие достигает порядка. Следовательно, индикатором меридионального движения континента в геологическом прошлом будет возрастание или уменьшение биологического разнообразия ископаемых организмов на этом континенте.

Разнообразие видов также увеличивается вследствие разделения континентов. Например, в позднем палеозое на суперконтиненте Пангея существовало около 20 отрядов рептилий, но после его распада в мезозое на ранее входивших в состав Пангеи континентах возникло более 30 отрядов млекопитающих. Так происходит потому, что грандиозные тектонические события, подобные распаду суперконтинентов, всегда сопровождаются биологическими скачками, при которых обитавшие ранее виды и семейства вымирают, а затем на изолированных “осколках” прежнего суперконтинента появляются новые виды и семейства организмов, генетически изолированные и потому более совершенные и приспособленные к новым экологическим условиям (рис. 5.3.3). Напротив, объединение изолированных континентов в суперконтинент приводит к гомогенизации обитавшей на них фауны.

Таким образом, анализ палеоклиматических данных дает приблизительную, далеко не точную и чисто качественную при-

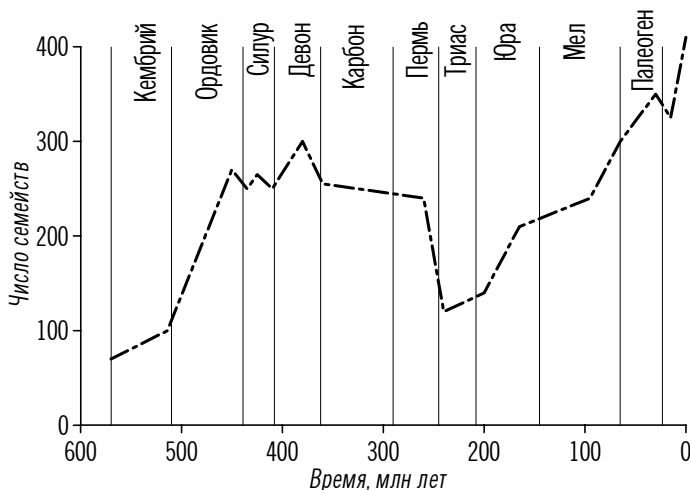


Рис. 5.3.3. Изменение числа семейств древней фауны в течение фанерозоя.

вязку древних континентов к палеоширотам и тектоническим событиям, имевшим место в различные геологические эпохи. Тем не менее эти данные служат дополнительным, очень существенным и независимым источником сведений о дрейфе континентов в геологическом прошлом. Совпадение палеомагнитных и палеоклиматических данных является критерием качества и надежности палеогеодинамических реконструкций.

Метод реконструкции абсолютных движений литосферных плит по следам горячих точек базируется на предположении о том, что в мантии Земли существует система стационарных “ко-лонн” разогретого и разуплотненного вещества — *мантийных плюмов*, имеющих диаметр первые сотни километров и подни-мающихся с большой скоростью (до 2 м/год) от границы мантии и ядра (см. раздел 2.5). Горячие точки, таким образом, — *поверх-ностные проявления мантийных плюмов*, они характеризуются аномально высокой *внутриплитовой* магматической активностью.

Суть использования метода горячих точек в палеогеоди-

намических реконструкциях состоит в том, что литосферные плиты, движущиеся над мантийным плюмом, последовательно “прожигаются” им, в результате чего на поверхности плиты образуются цепи потухших вулканов, возраст которых омолаживается в сторону действующей горячей точки – ей соответствует современный вулканический центр (рис. 5.3.4). Если мантийный плюм и его поверхностное проявление (горячая точка) действительно неподвижны по отношению к мантии, то по траектории вулканической цепи можно определить направление движения плиты, а по изменению возраста вулканов – скорость ее дрейфа, причем обе оценки будут отражать именно абсолютное движение литосферных плит относительно неподвижной горячей точки.

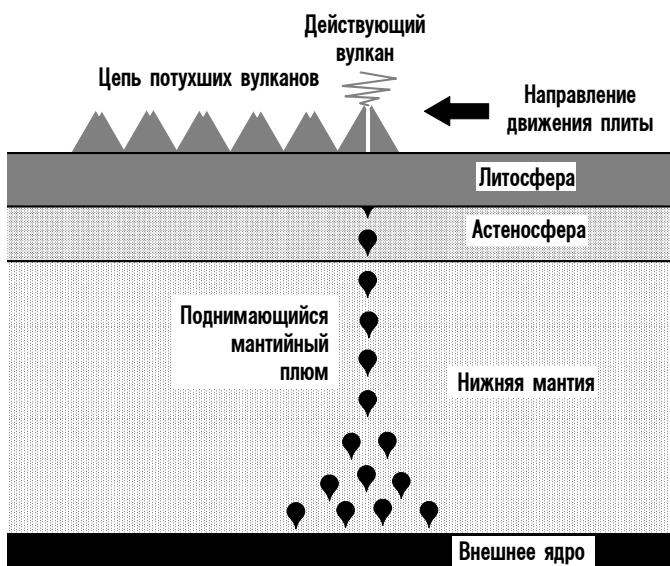


Рис. 5.3.4. Движение литосферной плиты над горячей точкой.

Классический пример следа до настоящего времени активной горячей точки – Гавайско-Императорский хребет в северной части Тихого океана (рис. 5.3.5). Хребет состоит из цепочки вулканических островов и гайотов (подводных гор, представляющих собой потухшие вулканы), протягивающейся на 4000 км. Современная вулканическая активность в пределах хребта наблюдается только на его юго-восточном окончании, на Гавайских островах (действующий вулкан Килауэа). К северо-западу возраст вулканов

закономерно увеличивается, причем почти все гайоты Гавайско-Императорского хребта некогда были островами и только после прекращения вулканической активности погрузились ниже уровня океана. Об этом свидетельствует характерная морфология гайотов, представляющих собой плосковершинные подводные горы со следами эрозии: если вулканизм происходит в подводных условиях, то подводные вулканы, как правило, сохраняют правильную коническую форму. Причиной погружения гайотов служит утяжеление литосферы несущей их Тихоокеанской плиты, возраст которой увеличивается при удалении от Восточно-Тихоокеанского поднятия, т.е. в северо-западном направлении (см. раздел 3.2). В точке сочленения Гавайского и Императорского хребтов (около 30° с.ш.) возраст вулканизма составляет 40 млн лет, а на северном окончании Императорского хребта (около 50° с.ш.) – 70 млн лет.

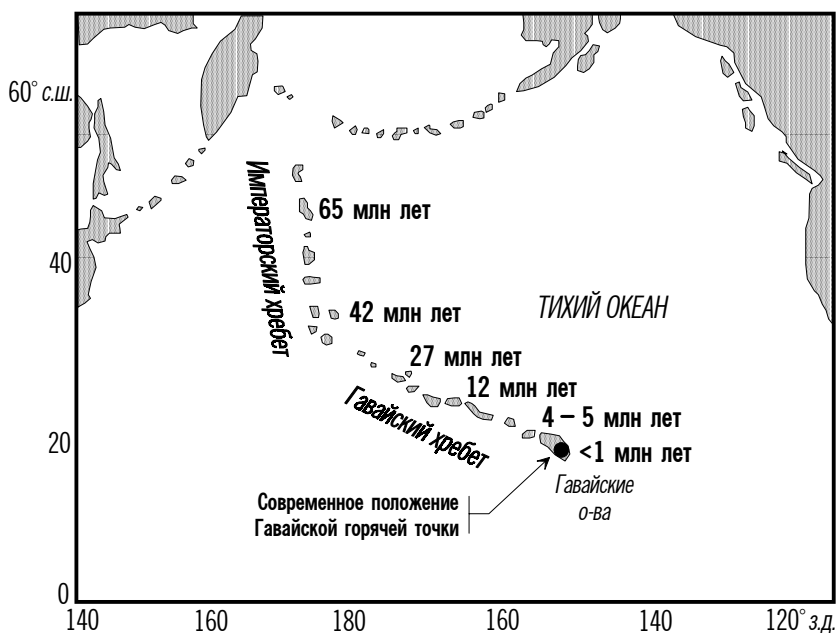


Рис. 5.3.5. След современной горячей точки – Гавайско-Императорский хребет в северо-западной части Тихого океана.

Реконструкция движения Тихоокеанской плиты относительно Гавайской горячей точки позволяет говорить об имевшей место около 40 млн лет назад резкой перестройке кинематики спрединга

в Тихом океане. До этого Тихоокеанская плита двигалась с юга на север со скоростью около 7 см/год; траектория движения отмечена следом горячей точки вдоль меридионального Императорского хребта. Соответственно центр спрединга Тихого океана в интервале 70 – 40 млн лет ориентировался широтно. Только начиная с 40 млн лет центр спрединга Тихого океана переориентировался в северо-восточном направлении и приобрел простирание, отвечающее современному Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Тихоокеанская плита в интервале 40 – 0 млн лет двигалась с юго-востока на северо-запад со средней скоростью около 8 см/год; траектория данного движения отмечена следом горячей точки вдоль Гавайского хребта северо-западного простирания. Приведенная оценка скорости миграции вулканизма Гавайской горячей точки за последние 40 млн лет (8 см/год) хорошо соответствует современной скорости спрединга на Восточно-Тихоокеанском поднятии (16 – 18 см/год), вычисленной по линейным магнитным аномалиям.

Различными исследователями предполагается существование на Земле в течение мезозоя и кайнозоя от 40 до 120 активных в разное время мантийных плюмов, стационарных, т.е. не меняющих своего местоположения относительно конвектирующей мантии и соответственно географических координат, весь указанный период. Такие плюмы, современное положение которых отвечает ныне активным горячим точкам (рис. 5.3.6), оставили на литосферных плитах следы в виде цепочек подводных вулканов, асейсмичных подводных хребтов и других линейных проявлений магматизма, в том числе и континентального, по которым удается реконструировать абсолютные движения литосферных плит. Отметим, что по крайней мере часть показанных на рис. 5.3.6 современных горячих точек расположена в пределах действующих срединно-океанских хребтов (например, Исландская в Атлантическом океане, Галапагосская в Тихом океане, Афарская в зоне сочленения молодых центров спрединга Аденского залива и Красного моря).

К сожалению, природа мантийных плюмов и горячих точек, как уже отмечалось в разделе 2.5, в настоящее время остается невыясненной, и данная проблема является предметом активных исследований. Можно считать достоверно установленным, что почти все горячие точки обязаны своим происхождением мантий-

ным плюмам, имеющим источник в нижней мантии на границе с ядром. Согласно мнению К. Ранкорна, плюмы зарождаются в так называемых “химических карманах” на границе ядра и мантии, где существуют точечные источники тепла за счет концентрации теплогенерирующих элементов (U, Th и K). Однако очень трудно представить себе механизм такой концентрации, тем более что мантия обеднена радиоактивными элементами. По гипотезе Дж. Моргана появление плюмов связано с падением на Землю крупных метеоритов (астероидов) и, таким образом, является естественной реакцией неустойчивой мантии, стремящейся к гидростатическому подъему, на нарушение сплошности литосферы, препятствующей этому подъему.

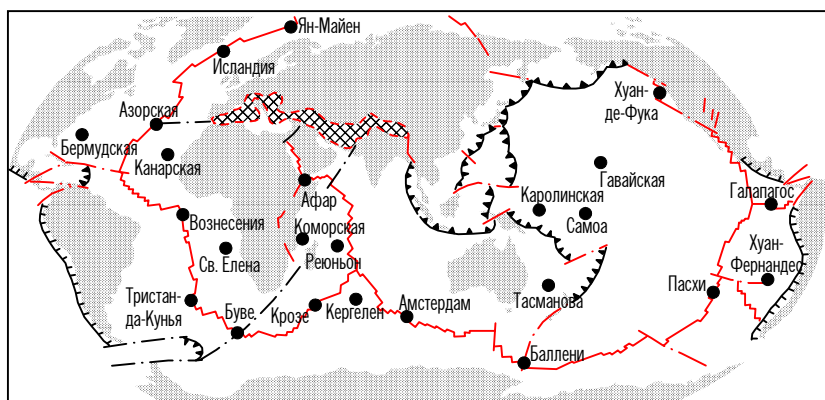


Рис. 5.3.6. Расположение современных горячих точек на Земле.

Наконец, есть данные о том, что по крайней мере часть горячих точек вообще не связана с процессами в нижней мантии, а объясняется расколами самих литосферных плит, дрейфующих в меридиональном направлении и стремящихся приспособиться к различной кривизне поверхности Земли. Данная гипотеза является составной частью так называемой “мембранной тектоники” (Д. Теркот) и обоснована как раз рассмотренным выше примером Гавайской горячей точки (см. рис. 5.3.5). Тихоокеанская плита движется в целом с юга на север, постепенно смещаясь из низких широт с меньшим радиусом кривизны земной поверхности в высокие широты, где этот радиус больше (кривизна меньше). Из-за этого в плите накапливаются внутренние напряжения, которые при достижении критической широты (согласно расчетам, около

30°, что соответствует положению активной в настоящее время Гавайской горячей точки) приводят к образованию в литосфере бегущей трещины, вершина которой всегда остается примерно на одном месте. В тылу вершины бегущей трещины остаются потухшие вулканы, четко отмечающие путь движения плиты над критической широтой (горячей точкой). Этот же “мембранный” механизм формирования горячих точек может действовать и при обратном движении плиты (с севера на юг), но не при движении плит в широтном направлении.

Одним словом, очевидно, что горячие точки современной Земли (см. рис. 5.3.6) не имеют единой геодинамической природы: часть из них действительно связана с подъемом стационарных плюмов из глубин мантии, а часть – с “мембранным” механизмом раскола литосферных плит на критических широтах. Возможны и другие, более сложные механизмы образования горячих точек. Но как бы то ни было, для палеогеодинамики решающее значение имеет факт фиксированности горячих точек на поверхности Земли, вследствие чего их можно принять за неподвижную систему координат для определения абсолютных движений плит. Это по сути дела единственный в настоящее время метод абсолютных палеогеодинамических реконструкций. Повторим, что сами способы описания абсолютных движений плит ничем не отличаются от таковых для относительных движений (см. раздел 2.4).

5.4. Реконструкции континентов и океанов фанерозоя

За последние десятилетия выполнена целая серия реконструкций расположения континентов и океанов для фанерозоя – последних 570 млн лет геологической истории Земли. Наиболее точными, естественно, были и остаются реконструкции на последние 160 млн лет (со средней юры), поскольку при их составлении удается использовать наиболее полный арсенал палеогеодинамических индикаторов, в том числе линейные магнитные аномалии современных океанов (см. раздел 3.4). Достаточно уверенно реконструируются геодинамические события вплоть до последнего на Земле суперконтинента – позднепалеозойской Пангеи (рубеж палеозоя и мезозоя, около 250 млн лет). Дальше вглубь геологической истории детальность и достоверность палеогеодинамических реконструкций в значительной степени снижаются.

Тем не менее, используя весь комплекс описанных выше методов палеогеодинамических реконструкций, в настоящее время удастся получить достаточно надежные представления о взаимном расположении континентов вплоть до позднего докембрия (около 600 млн лет) и даже более ранних периодов геологической истории.

Ниже описываются наиболее совершенные на сегодняшний день палеогеодинамические реконструкции для палеозоя – периода, предшествовавшего образованию последнего суперконтинента Пангеи. Они составлены в Институте океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии наук группой исследователей под руководством крупнейшего в нашей стране специалиста в области тектоники плит Л.П. Зоненшайна. При составлении реконструкций применены все описанные в разделе 5.3 методы, включая привязку движений плит к системе горячих точек Евразии, следы которых образуют три пояса внутриплитового магматизма: Монгольский (280 – 130 млн лет), Южно-Сибирский (400 – 320 млн лет) и Балтийский (365 – 280 млн лет). Поскольку реконструкции составлены в абсолютной системе координат, они позволяют оценить не только взаимное расположение континентов в допангейское время, но и размеры палеозойских океанов.

Первая из реконструкций, приведенных на рис. 5.4.1 (см. вклейку), относится к кембрию (520 млн лет назад). Видно, что расположение континентов и океанов того периода ничем не напоминало современное. Все материки кучно располагались в экваториальной полосе и составляли подобие Пангеи, но совсем с иной комбинацией континентов, чем для позднепалеозойской Пангеи, вытянутой в меридиональном направлении. Существовал гигантский *палео-Тихий океан*, занимавший все западное полушарие и Арктическую область. Соответственно почти все континенты и разделявшие их океаны располагались в восточном полушарии. Самым большим материком того времени была *Гондвана*, включавшая в себя все современные “южные” континенты: *Африканский*, *Южно-Американский*, *Антарктический*, *Австралийский*, а также *Индийский*. Нынешние “северные” континенты, наоборот, были изолированы. *Палео-Атлантический океан* (или океан *Япетус*) омывал с юга *Сибирский*, *Европейский* и *Северо-Американский* континенты, его ширина достигала 6000 км.

Заметим, что две древние платформы, представляющие в настоящее время фундамент большей части территории нашей страны, были в кембрии изолированы и ориентированы совер-

шенно не так, как сейчас. Европа была развернута на 90° против часовой стрелки относительно современного положения, целиком находилась в Южном полушарии, а экватор проходил примерно по линии будущих Уральских гор. Сибирь также находилась вблизи экватора и была перевернута “вверх ногами” – ее современная северная часть находилась на юге, а южная – на севере. Между Сибирским и Европейским континентами на юге и *Китайским* континентом на севере существовал широтный *Азиатский океан*, внутри которого располагался тогда еще небольшой по размерам *Казахстанский* континент. В дальнейшем Европейский и Северо-Американский континенты двигались навстречу друг другу, а Сибирь “проскальзывала” между ними, смещаясь на север. В результате океан Япетус постепенно сокращался в размерах. Гондвана, сохраняя свою целостность, постепенно разворачивалась по часовой стрелке, освобождая тем самым пространство раскрывающемуся между ней и “северными” континентами океану *палео-Тетис*.

Следующая реконструкция на рис. 5.4.1 относится к началу *девона* (400 млн лет назад). К этому времени компоновка континентов и океанов существенно изменилась по сравнению с кембрийской. Океан Япетус полностью закрылся, а Европа и Северная Америка объединились в единый континент *Еврамерика*. Линия, по которой произошла коллизия двух континентов, отвечает каледонскому шву (складчатому поясу), одна часть которого к настоящему времени, после раскрытия Северной Атлантики, осталась в Скандинавии и на Британских островах, а другая – в Гренландии и на полуострове Лабрадор. Сибирь продолжала быстро двигаться на север, постепенно разворачиваясь по часовой стрелке. Азиатский океан закрылся, а между Сибирью, *Еврамерикой* и *Казахстаном* возник океан новой генерации – *Уральский*, ширина которого в девоне достигла 2500 км. *Казахстанский* континент значительно вырос в размерах за счет каледонской субдукции и коллизии островных дуг, связанных с поглощением литосферы Азиатского океана. Гондвана сместилась в южную полярную область (именно для этого периода

реконструируются следы оледенений в современных экваториальных частях Африки и Южной Америки), а между ней и “северными” континентами продолжал раскрываться палео-Тетис, ширина которого в девоне уже составляла от 3000 до 6000 км. По-прежнему самым большим океаном на Земле оставался палео-Тихий, хотя его размеры несколько уменьшились по сравнению с кембрийскими за счет раскрытия новых океанов.

Последняя, *триасовая*, реконструкция (220 млн лет) на рис. 5.4.1 показывает суперконтинент Пангею, формированием которого завершился палеозойский дрейф континентов. В Пангею вошли почти все континенты, за исключением небольшого Индокитайского, который в триасе еще продолжал автономное существование. Гондвана, разворачиваясь по часовой стрелке, сместилась на север и объединилась с Евразией, перекрыв западную часть палео-Тетиса. Шов, маркирующий герцинскую коллизию, сохранился в Латинской Америке и на востоке США. На северо-востоке Евразия соединилась с Казахстаном и Сибирью, в результате чего на месте закрывшегося Уральского океана сформировался герцинский складчатый пояс Урала и Западной Сибири. Последним, уже в триасе, к южной окраине Сибири причленился Китайский континент, чем и завершилась история океана палео-Тетис. Суперконтинент Пангея, таким образом, протягивался в триасе от полюса до полюса и состоял из двух ветвей: южной – Гондваны, в течение всего палеозоя дрейфовавшей как единое целое, и северной – *Лавразии*, лишь в конце палеозоя сформировавшейся из прежде изолированных “северных” континентов. Меридиональная ориентировка позднепалеозойской Пангеи перекрыла широтную океанскую циркуляцию, а наличие континентальных масс в районах полюсов привело к глобальному оледенению на Земле в перми и начале триаса (см. раздел 5.3). Противоположное Пангее полушарие занимал палео-Тихий океан, от которого на запад отходил располагавшийся между Лавразией и Гондваной океан Тетис – “наследник” океана предшествующей генерации, палео-Тетиса.

С рубежа палеозоя и мезозоя на смену одноячейковому режиму мантийной конвекции, обусловившему формирование Пангеи, пришел современный двухъячейковый режим конвекции (см. раздел 2.5). Он привел в мезозое и кайнозое к распаду суперкон-

тинента Пангеи и раскрытию современных океанов Земли. Глядя на триасовую реконструкцию на рис. 5.4.1, нетрудно представить, как происходил распад Пангеи. Раньше всех начал раскрываться *Атлантический океан*. Его образованию предшествовал интенсивный континентальный рифтинг, начавшийся еще в карбоне – перми и продолжавшийся в триасе (см. рис. 5.1.2). Континентальный рифтинг этого возраста проявился практически вдоль всей будущей траектории раскрытия Атлантики, ее продолжения в Северном Ледовитом океане, а также на сопредельных территориях. В триасе сформировались рифты Западной Сибири, один из которых даже превратился в Обский “несостоявшийся океан” (см. раздел 3.6), а на расположенной по соседству древней Сибирской платформе в это время произошло обильное излияние траппов Тунгусской синеклизы. Континентальный рифтинг, предшествующий раскрытию Атлантического океана, проявился также в Баренцевом и Северном морях, в Северной и Южной Америках, в Африке. На триасовой реконструкции Пангеи (см. рис. 5.4.1) все эти разобщенные ныне области вытягиваются в единый пояс, которому, по-видимому, и соответствовала восходящая ветвь мантийной конвекции того периода.

Собственно спрединг с образованием океанской коры и литосферы раньше всего начался в Центральной Атлантике (в средней юре, около 160 млн лет назад), несколько позднее – в Южной Атлантике (в начале мела, около 140 млн лет назад), еще позднее – в Северной Атлантике и Северном Ледовитом океане (в позднем мелу и начале кайнозоя, 80 – 60 млн лет назад). В процессе раскрытия Атлантического океана Северная и Южная Америки отодвинулись от Евразии и Африки, причем если на севере мезозойско-кайнозойский раскол наследовал шов предшествующего каледонского соединения Европы и Северной Америки в Еврамерику (см. девонскую реконструкцию на рис. 5.4.1), то на юге происходил раскол Гондваны, в течение всего палеозоя существовавшей как единый континент. Продолжающийся распад Гондваны привел к раскрытию *Южного океана*: Африка, Южная Америка, а позднее Австралия отодвинулись от Антарктиды.

По мере раскрытия Атлантического и Южного океанов сокращался в размерах океан Тетис. Его западная часть закрылась в мелу в результате встречного движения Африки и Евразии,

однако реликтовая литосфера Тетиса и его окраинных морей до настоящего времени сохранилась во впадинах внутренних морей западной части Альпийско-Гималайского пояса – Средиземного, Черного и Каспийского (см. рис. 4.2.2). На востоке Тетис также начал закрываться в мелу, но здесь процесс шел интенсивнее, чем на западе. Отторгнутый от Африки около 70 млн лет назад Индийский континент быстро дрейфовал на север, сохранившаяся к северу от него литосфера Тетиса субдуцировала под Евразию, а в тылу Индостана раскрывался океан следующей генерации – современный *Индийский*. Около 30 млн лет назад (в олигоцене) Индостан столкнулся с Евразией, а срединный хребет Индийского океана начал продвигаться в пределы Африки, отколов от нее Аравийскую плиту (см. раздел 3.5).

По мере распада Гондваны постепенно сокращалась и площадь крупнейшего на Земле океана – палео-Тихого. Субдукция его литосферы в течение всего мезозоя и кайнозоя наращивала восточную окраину Евразии, а крупные плиты восточной части этого океана к настоящему времени практически полностью поглотились под Северной и Южной Америками, нарастив их западные окраины. Тем не менее, несмотря на продолжающуюся сотни миллионов лет субдукцию, размеры *Тихого* океана остаются гигантскими.

Трудно сказать, какой будет компоновка будущего, пятого по счету суперконтинента на Земле, после того, как режим конвекции в ее мантии вновь сменится на одноячейковый (эта смена, как предполагают, происходит в настоящее время). Как видно из рис. 5.4.1, каждый последующий суперконтинент на Земле ориентируется примерно ортогонально предшествующему: в кембрии все континенты группировались широтно вдоль экватора, а позднепалеозойская Пангея, наоборот, была вытянута от полюса к полюсу. Поэтому можно предполагать, что будущий суперконтинент будет иметь широтную ориентировку, а его “ядром конденсации” станет Евразия – крупнейший из современных материков, точно так же, как “ядром” предыдущего суперконтинента, позднепалеозойской Пангеи, была Гондвана. Африка в настоящее время уже практически соединена с южным краем Евразии, а Австралийский континент в будущем причленится к ней с юго-востока, “смяв” на своем пути острова Зондского

архипелага. В отношении обеих Америк остается неясность: либо в будущем закроется Атлантический океан и они причленятся к Европе и Африке, либо обе Америки нарастят площадь будущего суперконтинента с востока, перекрыв Тихий океан. В первом случае суперокеаном будущего останется Тихий, как было на протяжении по крайней мере последних 500 млн лет истории Земли, во втором случае таким суперокеаном станет Атлантический. Вероятно, на Земле в будущем возникнут и новые океаны: на месте, например, современных Аденского залива и Красного моря, а также продвигающегося в пределы Евразии хребта Гаккеля Северного Ледовитого океана.

Глава 6

ЭНЕРГЕТИКА И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ

После того, как в предыдущих главах были детально рассмотрены геодинамические процессы, происходящие сейчас и имевшие место в геологическом прошлом в приповерхностных оболочках Земли (ее литосфере и астеносфере), обратимся к источнику этих процессов – глубинной геодинамике и энергетике нашей планеты. Вопрос об источниках энергии, определяющей тектоническую активность Земли, является одним из фундаментальных в геодинамике и решается только в тесной связи с современными данными о происхождении, составе, строении и развитии нашей планеты.

Из общих физических соображений понятно, что основными процессами, определяющими тектоническую активность Земли, могут быть только те, которые в наибольшей степени снижают ее потенциальную (внутреннюю) энергию. Причем снижение потенциальной энергии Земли происходит за счет ее перехода в тепловую или кинетическую энергию движения земных масс – мантийную конвекцию, дрейф литосферных плит, горообразование и т.п. Но Земля давно бы уже остыла и превратилась в мертвую в тектоническом отношении планету, если бы не существовало обратной связи: любые перемещения земных масс, в свою очередь, сопровождаются диссипацией кинетической энергии и выделением тепла. В конечном итоге все тепло – и запасенное Землей, и ею же сгенерированное – рассеивается и теряется в космосе с тепловым излучением нашей планеты.

Исторически сложилось так, что представления геологов и геофизиков об энергетическом балансе Земли всегда сильно зависели от физических теорий, господствовавших в то или иное время, и кардинально изменялись при открытии явлений, менявших физическое мировоззрение.

В частности, до открытия радиоактивности на рубеже XIX и XX веков эндогенную тепловую энергию Земли считали остаточной от ее первоначально огненно-жидкого состояния, согласно космогонической гипотезе Канта – Лапласа. Хотя к настоящему времени достоверно доказано, что Земля никогда за свою историю не испытывала полного плавления, некоторая часть энергии дейст-

вительно была запасена ею с момента образования. Энергию данного типа сейчас называют аккреционной (см. раздел 1.1.4), и она играет определенную роль в общем энергетическом балансе современной Земли, хотя, как будет показано ниже, и подчиненную. Однако до начала XX века аккреционная энергия считалась главной, и на этом постулате по существу базировалась первая научная концепция в геологии – контракционная гипотеза Эли де Бомона (см. раздел 2.1). Принимая данную точку зрения, требовалось допустить, что время остывания Земли до современного состояния, т.е. ее геологический возраст (о которых, правда, в те времена тоже мало что было известно), не превышает 100 млн лет.

Открытие явления радиоактивности и высоких содержаний радиоактивных элементов в земной коре опрокинуло эти представления. Благодаря тому же явлению естественной радиоактивности горных пород стало ясным, что возраст Земли исчисляется не миллионами, а миллиардами лет (см. раздел 1.6). С тех пор подавляющее большинство ученых стали считать основным источником эндогенной тепловой энергии Земли радиоактивный распад.

Между тем еще в начале 1970-х годов возникли сомнения в справедливости отведения радиогенному теплу ведущей роли в энергетическом балансе Земли. Это произошло главным образом потому, что именно в те годы резко повысилась оценка интенсивности теплопотока через рифтовые зоны срединно-океанских хребтов, причем энергии распада долгоживущих радиоактивных изотопов, содержащихся в Земле, явно не хватало для обеспечения столь интенсивного тепловыделения (см. раздел 1.4). Кроме того, стало ясно, что основной запас радиоактивных элементов сконцентрирован в верхней части континентальной коры, а значит, радиогенное тепло не может оказывать существенного влияния ни на аномально высокий теплопоток через гребни срединно-океанских хребтов, ни на энергетику глубинных геодинамических процессов.

Начиная с этого времени основную роль в энергетическом балансе Земли стали отводить процессам глубинной гравитационной дифференциации ее недр, следствием которой является конвекция в мантии Земли (см. раздел 2.5). При этом считается, что начало гравитационной дифференциации Земли относится уже ко времени завершения ее аккреции, если даже не совпадает с ним, т.е. аккреционный разогрев молодой Земли непосредственно сме-

нился дифференционным (см. раздел 1.1.4).

Хотя ведущая роль гравитационной дифференциации в энергетическом балансе Земли в настоящее время практически общепризнана, ею одной трудно объяснить немонотонность выделения энергии и соответственно тектонической активности в течение геологической истории Земли. Поэтому в последние годы все более пристальное внимание обращается еще на один источник энергии Земли, связанный уже с внешним по отношению к ней фактором – твердыми приливами, обусловленными гравитационным воздействием на Землю Луны и в значительно меньшей степени Солнца.

Кроме того, по мере возрастания точности датировок геологических событий выявляется тесная взаимосвязь главных тектонических фаз на Земле со временем ее обращения вокруг центра Галактики (галактическим годом, см. раздел 1.1.3). Хотя градиенты гравитационного поля, связанные с космическими факторами (за исключением притяжения Луны), ничтожно малы, тем не менее можно говорить о проявлении определенного резонанса между эндогенной геодинамикой и внешними, космическими воздействиями на Землю, а следовательно, о согласованной периодичности изменений их интенсивности.

Итак, по современным представлениям, к наиболее мощным энергетическим процессам, развивающимся в недрах Земли, относятся: 1) процесс гравитационной дифференциации земного вещества по плотности, приводящий к расслоению Земли на плотное ядро и остаточную силикатную мантию; 2) процесс распада радиоактивных элементов; 3) процесс приливного взаимодействия Земли с Луной. Все остальные источники энергии несоизмеримо меньше. Относительный вклад каждого из перечисленных источников в общий энергетический баланс Земли был различным на разных этапах ее геологической эволюции, продолжающейся в течение 4,6 млрд лет. Теоретическая геодинамика к настоящему времени достигла уровня, который позволяет дать объективную количественную оценку различным составляющим в общем энергетическом балансе Земли. Учитывая это, рассмотрим три главных источника эндогенной энергии Земли, вклад каждого из них в общую энергетику нашей планеты, а также возможную связь энергетики Земли с ее тектонической активностью.

6.1. Энергия аккреции и гравитационной дифференциации

Когда Земля еще только формировалась как планета из холодного газо-пылевого облака (см. раздел 1.1.4), ею уже была запасена значительная энергия, которая затем пошла на начальный разогрев нашей планеты. К этим первичным источникам энергии Земли относятся, во-первых, часть энергии гравитационной аккреции земного вещества и, во-вторых, энергия сжатия земных недр. Как уже отмечалось в разделе 1.1.4, аккреция Земли продолжалась около 10^8 лет и завершилась примерно $4,6 \cdot 10^9$ лет тому назад (в “точке геологического нуля”) образованием первичной холодной и однородной по составу Земли.

Первые 600 млн лет истории Земли (данный период называется догеологическим, или катархеом, см. раздел 1.6) ее энергетика определялась преимущественно внешними факторами. Однако на геологической стадии формирования нашей планеты, начиная примерно с $4 \cdot 10^9$ лет, стал развиваться мощный процесс выделения гравитационной энергии, связанный с плотностной дифференциацией земных недр. Он привел к выделению в центре Земли плотного железистого ядра и возникновению в остаточной силикатной мантийной оболочке конвективных течений.

Энергию аккреции Земли E_a можно оценить через ее потенциальную энергию $U_{4,6}$ (здесь и далее числовые индексы означают время в млрд лет, прошедшее с момента события, к которому относится рассматриваемый параметр):

$$E_a = -U_{4,6} = 4\pi f \int_0^R r m(r) \rho(r) dr, \quad (6.1.1)$$

где

$$m(r) = 4\pi \int_0^r \rho(r) r^2 dr. \quad (6.1.2)$$

Здесь $m(r)$ – масса земных недр, заключенная в сфере радиуса r , $\rho(r)$ – плотность земного вещества на радиусе r , f – гравитационная постоянная, равная $6,67 \cdot 10^{-11}$ н · м²/кг, R – радиус Земли, равный $6,37 \cdot 10^6$ м.

Для корректного определения гравитационной энергии и основных закономерностей ее выделения необходимо знать распределения плотности $\rho(r)$, существовавшие в прошлые геологические эпохи. Напомним, что для современной Земли распределение $\rho(r)$ известно по сейсмологическим данным (см. раздел 1.2). Для восстановления же $\rho(r)$ в геологическом прошлом единственно возможный метод – использовать лабораторные определения плотности вещества заданного химического состава при высоких давлениях и температурах, имея в качестве критерия правильности расчетов плотностную модель современной Земли.

На рис. 6.1.1 приведены распределения плотности $\rho(r)$, полученные по единой методике для современной Земли, включающей силикатную мантию, внешнее железо-сернистое и внутреннее железо-никелевое ядро, а также для первичной Земли, имеющей однородный хондритовый состав. Прежде всего видно, что полученное по данным ударного сжатия силикатов, железа и его окислов распределение

плотности в современной Земле (см. рис. 6.1.1) чрезвычайно близко тому, которое ранее было установлено по данным о скоростях распространения упругих волн в Земле (см. рис. 1.2.2.2). Следовательно, аналогичный расчет справедлив и для первичной хондритовой Земли. На ее поверхности плотность вещества составляла около 4 г/см^3 , а к центру увеличивалась за счет давления до $7,2 \text{ г/см}^3$.

Подстановка исходного распределения $\rho(r)$ в первичной Зем-

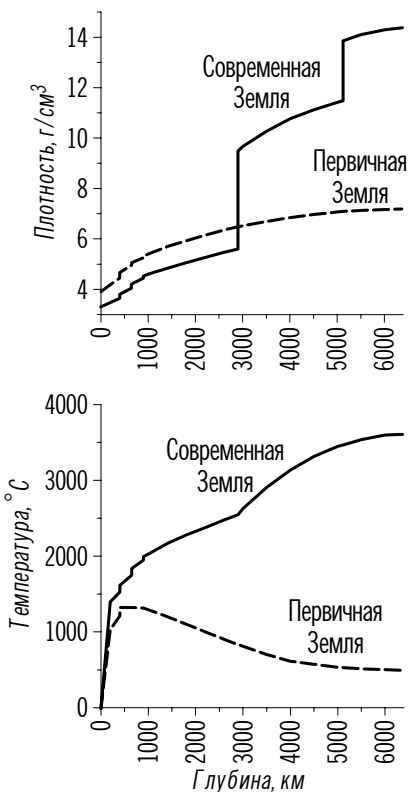


Рис. 6.1.1. Распределения плотности и температуры в современной и первичной Земле.

ле в уравнение (6.1.1) дает оценку суммарной энергии ее аккреции $E_a \approx 23,6 \cdot 10^{31}$ Дж.

Аккреционная энергия Земли расходовалась двумя путями. Очевидно, что часть ее ушла на упругое сжатие земных недр. Оценить эту часть можно через энергию аккреции “несжатой” Земли E_0 путем подстановки в (6.1.1) распределения $\rho(r) = \rho_0 = 4,0$ г/см³ (плотность исходного недифференцированного земного вещества при нулевых температуре и давлении). В этом случае $E_0 \approx 20,1 \cdot 10^{31}$ Дж, откуда энергия сжатия первичной Земли оказывается равной $E_e = E_a - E_0 \approx 3,5 \cdot 10^{31}$ Дж. Остальная часть (E_0) аккреционной энергии перешла в тепло. Температуру предельно возможного прогрева первичной Земли за счет энергии ее аккреции можно оценить по формуле

$$T = \frac{E_0}{Mc_p}, \quad (6.1.3)$$

где M – масса Земли, равная $6 \cdot 10^{24}$ кг, а c_p – средняя теплоемкость недифференцированного и богатого железом земного вещества (хондрита), равная $1,1 \cdot 10^3$ Дж · кг⁻¹ · град⁻¹.

Если бы одновременно с аккрецией Земли не происходило интенсивных теплотерь с ее поверхности, то температура нашей планеты, согласно (6.1.3), могла бы подняться до значений около 30 000°C, и в таких условиях земное вещество полностью испарилось бы. Однако в действительности столь интенсивного разогрева Земли не происходило, поскольку ее аккреция продолжалась конечное время порядка 10^8 лет, а энергия ударов планетезималей выделялась только в приповерхностных слоях растущей Земли и поэтому быстро терялась с тепловым излучением планеты (см. раздел 1.1.4). В результате максимальная температура в молодой Земле (около 1400°C) достигалась на глубинах 200 – 400 км (см. рис. 6.1.1) и ее не хватало для плавления однородного земного вещества, а к центру планеты она вновь понижалась примерно до 600 – 700°C.

Энергия аккреции выделялась только во время роста Земли. На планетной же стадии ее развития, как уже указывалось, главным источником эндогенной энергии становится процесс гравитационной дифференциации земного вещества на плотное железистое ядро и остаточную более легкую силикатную мантию.

Численно энергия гравитационной дифференциации равна разности между потенциальной энергией $U_{4,0}$ однородной Земли, которой она обладала непосредственно перед началом дифференциации (около $4 \cdot 10^9$ лет назад) и потенциальной энергией $U_{0,0}$ современной расслоенной Земли:

$$E_g = U_{4,0} - U_{0,0} \quad (6.1.4)$$

Значение $U_{4,0}$ можно найти, если к потенциальной энергии первичной Земли $U_{4,6} \approx -23,6 \cdot 10^{31}$ Дж прибавить радиогенную (E_R) и приливную (E_t) энергии, выделившиеся в катархее за первые 600 млн лет существования Земли. Их оценки, как будет показано в разделах 6.2 и 6.3, составляют $E_R \approx 1,09 \cdot 10^{30}$ Дж и $E_t \approx 2,09 \cdot 10^{30}$ Дж. В этом случае $U_{4,0} \approx -23,3 \cdot 10^{31}$ Дж.

Потенциальную энергию современной Земли можно определить путем интегрирования уравнения вида (6.1.1) подстановкой в него распределения $\rho(r)$ для современной Земли (см. рис. 6.1.1). В этом случае $U_{0,0} \approx -24,75 \cdot 10^{31}$ Дж. Следовательно, согласно (6.1.4), полная энергия гравитационной дифференциации Земли равна $E_g \approx 1,45 \cdot 10^{31}$ Дж.

Современная скорость выделения гравитационной энергии в Земле составляет около $3 \cdot 10^{13}$ Вт (Дж/с). Это около 70% современного теплового потока Земли (см. раздел 1.4), что показывает главную роль гравитационной дифференциации в современном энергетическом балансе нашей планеты.

6.2. Энергия радиоактивного распада

В разделе 1.4 было показано, что в современной Земле радиоактивные элементы, к которым относятся прежде всего долгоживущие изотопы ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K , сконцентрированы в верхней части континентальной коры (зоне изотопного обогащения). Потому генерируемое ими тепло играет значимую роль только в теплотокке континентов, но даже в этом случае оно относительно быстро теряется через земную поверхность и практически не участвует в разогреве глубоких недр Земли. Из-за

ничтожно малых содержаний радиоактивных элементов в современных мантии и ядре доля радиоактивного распада в тепловом балансе современной Земли относительно невелика, а его роль как источника энергии, питающей эндогенную активность Земли, несущественна.

Однако необходимо учитывать, что в прошлые геологические эпохи выделение радиогенной энергии в мантии Земли могло быть существенно большим, чем сейчас. Это следует из того, что концентрация радиоактивных элементов в мантии со временем уменьшалась, во-первых, за счет самого радиоактивного распада и, во-вторых, благодаря высокой миграционной способности радиоактивных элементов и их переходу в континентальную кору.

Таким образом, основной трудностью корректной количественной оценки энергии радиоактивного распада в настоящее время и геологическом прошлом было и остается определение содержаний радиоактивных элементов в недоступных для прямого наблюдения глубинах Земли.

Обычно концентрация радиоактивных элементов в земной коре оценивается по их содержанию в наиболее распространенных горных породах, а в мантии – по аналогии с их концентрацией в хондритовых метеоритах или ультраосновных породах. Однако такой подход, к сожалению, не приводит к однозначному решению. Принимаемые за эталон метеориты могли образоваться в иных частях Солнечной системы с совершенно другими чертами дифференциации вещества на допланетной стадии развития, а ультраосновные (“мантийные”) породы, попадающие на поверхность Земли, практически всегда испытывают при этом метаморфизм, существенно искажающий их первичный состав в области редких и рассеянных элементов.

В такой ситуации определить концентрацию радиоактивных элементов в Земле только по эмпирическим данным просто невозможно и приходится прибегать к помощи дополнительных гипотез, т.е. пользоваться косвенными методами. Например, можно вначале определить содержание в Земле наиболее распространенного из радиоактивных элементов – калия, а потом по отношениям K/U и K/Th , которые, как было показано в разделе 1.2.3, остаются примерно постоянными, рассчитать концентрации урана и тория.

Один из наиболее строгих косвенных методов оценки содер-

жания радиоактивных элементов в Земле основан на идее о том, что количество в Земле радиоактивного изотопа ^{40}K (а, следовательно, и всего калия) может быть найдено по концентрации в атмосфере продукта его распада – радиогенного изотопа ^{40}Ar . Считается, что аргон попадает в атмосферу при переходе калия из мантии в земную кору, а миграционная способность калия предполагается примерно такой же, как и у рубидия. Последнюю, как было показано в разделе 1.6, можно определить по изотопным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в коровых и мантийных породах. При помощи этого метода установлено, что вероятная концентрация калия в мантии достигает лишь 0,012% (по сравнению с примерно 2% в континентальной коре). Таким образом, в мантии Земли содержится всего $4,8 \cdot 10^{20}$ кг калия и примерно $5,9 \cdot 10^{16}$ кг радиоактивного изотопа ^{40}K , а всего в современной Земле $9,3 \cdot 10^{20}$ кг калия и $1,1 \cdot 10^{17}$ кг ^{40}K .

При оценке содержания в мантии урана и тория учитывается, что они являются относительно тугоплавкими элементами. Поэтому следует ожидать, что в современной мантии отношения K/U и K/Th будут выше, чем в коре. Действительно, для мантийных пород, выведенных на поверхность Земли, эмпирически определены отношения $\text{K/U} \approx 10^5$ и $\text{K/Th} \approx 6 \cdot 10^4$ (вместо коровых отношений 10^4 и $3 \cdot 10^3$, см. раздел 1.2.3). Они, как уже сказано выше, заметно искажены метаморфизмом мантийных пород при их выведении на земную поверхность, потому реальные отношения для мантии принимаются следующие: $\text{K/U} \approx 4,5 \cdot 10^4$ и $\text{K/Th} \approx 1,7 \cdot 10^4$. Отсюда следует, что в мантии Земли содержится около $1,1 \cdot 10^{16}$ кг урана и $2,9 \cdot 10^{16}$ кг тория. Вместе с калием они генерируют в мантии приблизительно $0,35 \cdot 10^{13}$ Вт тепловой энергии. Всего же в этом случае в Земле выделяется $1,3 \cdot 10^{13}$ Вт радиогенной энергии, что составляет всего лишь около 30% величины современного теплового потока Земли (см. раздел 1.4). Причем следует учитывать, что большая часть радиогенной энергии, формирующей тепловой поток через поверхность Земли, выделяется в коре, и лишь относительно небольшая ее часть (примерно 25%), выделившаяся в мантии Земли, переходит в кинетическую энергию идущих в ней конвективных течений, т.е. имеет отношение к внутренней энергетике планеты.

В те времена, когда большинство геологов и геофизиков были полностью привержены исключительно гипотезе радиоген-

ного разогрева земных недр (примерно до середины 1970-х годов), концентрация радиоактивных элементов в Земле обычно определялась по условию равенства генерируемого ими тепла со средним значением теплового потока через земную поверхность. Однако такая методология была в корне неверной, поскольку она автоматически и полностью исключала из рассмотрения все остальные возможные источники эндогенной энергии в Земле, а они могли быть огромными и в сумме значительно превышать реальный вклад радиогенного тепла в энергетический баланс нашей планеты.

В конце концов так и оказалось. Приведенные выше оценки, построенные по методологии, независимой от принимавшейся ранее гипотезы исключительно радиогенного разогрева Земли, показывают, что вклад радиоактивного распада в энергетические источники, питающие собой тектоническую активность Земли, оказался значительно более скромным, но тем не менее все же заметным.

6.3. Энергия приливного взаимодействия

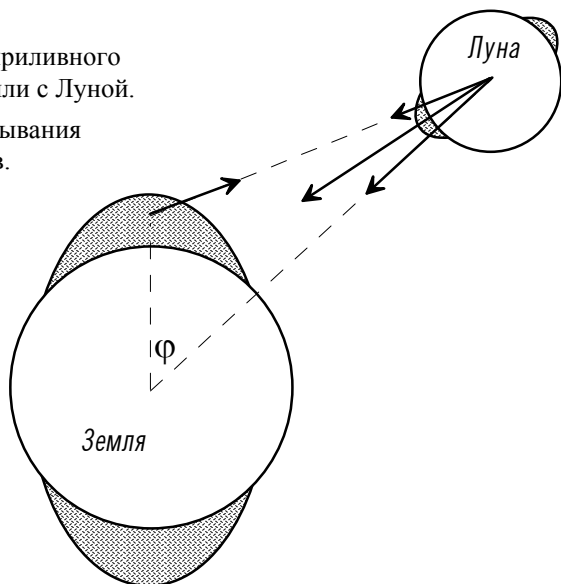
Земля и ее ближайший спутник Луна представляют собой систему двойной планеты. Благодаря их гравитационному взаимодействию, в телах обеих планет возникают приливные деформации – вздутия или горбы (рис. 6.3.1). Они своим дополнительным притяжением оказывают влияние на движение центральной планеты (Земли) и ее спутника (Луны). Так, притяжения обоих приливных горбов Земли создают пару сил, действующих как на саму Землю, так и на Луну, причем влияние ближнего, обращенного к Луне горба несколько сильнее, чем дальнего.

Угловая скорость вращения современной Земли ($\Omega = 7,27 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$) существенно превышает орбитальную угловую скорость движения Луны ($\omega = 2,66 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$). Поскольку вещество планет не является идеально упругим, то приливные горбы Земли как бы увлекаются ее вращением вперед и заметно опережают (примерно на $2,2^\circ$) движение Луны. Это приводит к тому, что максимальные приливы наступают на поверхности Земли несколько позже момента кульминации Луны, а на обе планеты действуют допол-

нительные моменты сил. В результате скорость осевого вращения Земли и угловая скорость орбитального движения Луны уменьшаются, а расстояние между планетами, наоборот, возрастает.

Рис. 6.3.1. Схема приливного взаимодействия Земли с Луной.

φ – угол запаздывания приливов.



Таким образом, существует еще один источник глобальной энергетики Земли, связанный в отличие от рассмотренных в разделах 6.1 и 6.2 с внешним по отношению к ней фактором – приливными взаимодействиями с планетой-спутником Луной. Переход в тепло и рассеивание приливной энергии в теле Земли происходят в результате внутреннего трения вещества в приливных горбах, вслед за Луной обтекающих и деформирующих тело Земли.

Как известно, на современной Земле основная часть приливной энергии выделяется в гидросфере: именно взаимодействием Земли с Луной объясняются такие хорошо известные явления, как приливы и отливы. При этом больше всего (около 83%) приливной энергии рассеивается в относительно мелководных эпиконтинентальных морях за счет возникновения интенсивных течений и их трения о морское дно. Гораздо меньше (до 4%) приливной энергии диссипируется в глубоких океанах. На мантию, а точнее на ее наименее вязкий астеносферный слой, таким образом, остается около 13% приливной энергии, генерируемой в процессе взаимодействия Земли с Луной.

Современная скорость суммарного выделения приливной энергии в Земле – около $2,8 \cdot 10^{12}$ Вт. Соответственно доля приливной энергии, выделяющейся в мантии и имеющей прямое отношение к глубинной энергетике Земли, составляет всего $0,36 \cdot 10^{12}$ Вт. Это менее 1% современного теплового потока Земли (см. раздел 1.4). Отсюда следует, что лунные приливы в настоящее время не играют практически никакой роли в питании тектонических процессов энергией.

В то же время сами приливные деформации литосферной оболочки, достигающие по амплитуде нескольких десятков сантиметров, в некоторых случаях, по-видимому, все же могут выступать в качестве “спусковых механизмов”, например землетрясений.

Тем более незначительны влияния на энергетiku и тектонику Земли солнечных приливов, эффект которых не превышает 20% от воздействия лунных приливов.

6.4. Изменения энергетического баланса Земли в ходе геологической истории

Как было показано в разделах 6.1 – 6.3, глобальная энергетика современной Земли определяется тремя главными факторами (рис. 6.4.1). Около 70% суммарной энергии нашей планеты (примерно $3 \cdot 10^{13}$ Вт) обеспечивает гравитационная дифференциация ее недр, приводящая к выделению тяжелого железистого ядра и перемешиванию легкой остаточной силикатной мантии. Около 30% энергии (примерно $1,3 \cdot 10^{13}$ Вт) дает радиоактивный распад долгоживущих изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K . Таким образом, эндогенная активность современной Земли почти целиком обеспечивается внутренними источниками энергии: на долю внешних факторов (приливных взаимодействий Земли с Луной) остается лишь менее 1% суммарной энергии Земли (примерно $0,04 \cdot 10^{13}$ Вт).

Однако ясно, что в течение 4,6 млрд лет геологической истории Земли ее энергетический баланс не оставался постоянным. Роль различных источников энергии менялась со временем, так что суммарная энергия каждого из трех видов (гравитационная,

радиогенная и приливная), выделившаяся за всю историю Земли, отличается от ее современного энерговыделения, показанного на рис. 6.4.1. В целом понятно, что Земля как источник энергии деградирует со временем. Затухает процесс гравитационной дифференциации ее недр за счет снижения контраста областей различной плотности в мантии и уменьшения мощности конвектирующей оболочки в процессе роста ядра (см. раздел 2.5). Понижается также вклад радиогенной энергии как из-за собственно радиоактивного распада, так и за счет миграции радиоактивных элементов из мантии в континентальную кору.

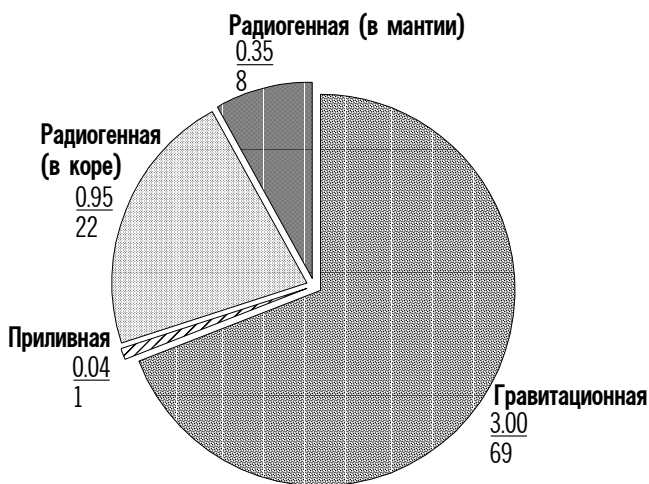


Рис. 6.4.1. Скорость выделения различных видов энергии в современной Земле.

Над чертой – значение ($\times 10$ Вт), под чертой – проценты.

Попытаемся понять, как менялся энергетический баланс Земли в ходе ее геологической эволюции. Для этого вернемся на 4,6 млрд лет назад, т.е. ко времени аккреции Земли из Солнечной туманности (см. раздел 1.1.4), когда наша молодая планета еще была однородной по составу (гомогенной) и холодной.

Как уже сказано в разделе 6.1, еще на стадии рождения Землей была запасена начальная энергия, связанная с ее аккрецией и сжатием, которая впоследствии пошла на первичный разогрев нашей планеты. Однако здесь возникает противоречие. Дело в том, что аналогичные процессы (аккреция и сжатие) были характерны

для всех планет Солнечной системы, во всяком случае для планет земной группы, так что в этом отношении Земля не уникальна. В то же время достоверно известно, что из всех изученных планет Солнечной системы Земля обладает самой высокой тектонической активностью, ее недра наиболее дифференцированы, а на поверхности отсутствуют породы катархейского возраста (4,6 – 4,0 млрд лет). Значит, нужно искать дополнительный источник энергии, характерный только для Земли, действовавший только на ранних этапах ее эволюции, полностью стерший ее первичную оболочку и предопределивший всю ее дальнейшую уникально высокую тектоническую активность по сравнению с другими планетами земной группы.

В последние годы в качестве такого источника рассматриваются *приливные взаимодействия* Земли с предшественницей Луны – более массивной *Протолуной*, захваченной Землей с близкой орбиты в период аккреции. Предполагается, что захват Протолуны произошел на *пределе Роша*, т.е. на таком минимальном расстоянии между центрами тяжести массивного спутника и центральной планеты, начиная с которого приливная сила, действующая на спутник, становится больше силы его самогравитации, в результате чего спутник теряет свою устойчивость и начинает разрушаться.

Как показано в разделе 6.3, приливные воздействия современной Луны на Землю крайне незначительны и не вносят сколько-нибудь существенного вклада в глобальную энергетику нашей планеты. Однако в те далекие геологические времена, когда более массивная Протолуна располагалась гораздо ближе к Земле, ее приливные воздействия на нашу планету были значительно более сильными. Более того, можно ожидать, что на самых ранних этапах развития Земли приливная энергия превалировала над всеми остальными источниками энергии. Таким образом, именно Протолуна, как спутник нашей молодой планеты, послужила тем “спусковым механизмом”, который запустил и существенно активизировал тектоническое развитие Земли в катархее.

Как видно из рис. 6.4.2, с наибольшей интенсивностью приливная энергия выделялась в Земле в самом начале ее геологического развития. В те далекие времена, сразу же после захвата Протолуны около 4,6 млрд лет назад, скорость выделения приливной энергии, согласно расчетам, достигала гигантской величины –

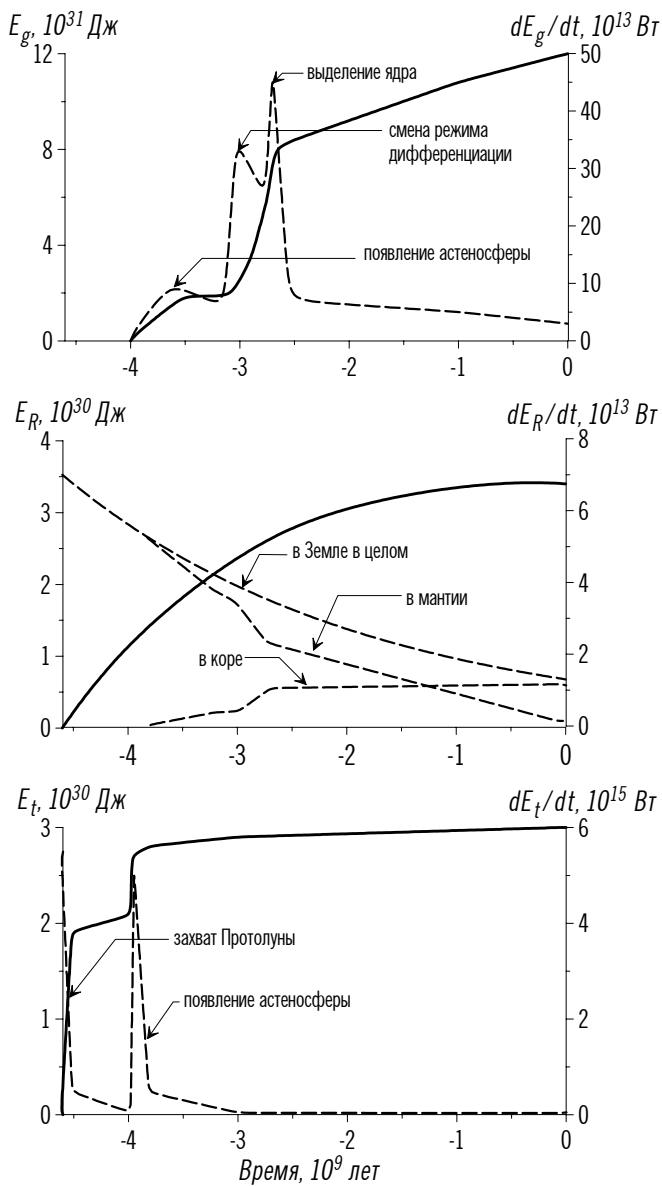


Рис. 6.4.2. Выделение энергии в Земле.

Сплошная линия – суммарная энергия, пунктирная – скорость выделения энергии.

около $1,4 \cdot 10^{17}$ Вт, что в 3000 (!) раз превышает скорость генерации всей эндогенной энергии в современной Земле (см. рис. 6.4.1). Тектоническая активность в этот период также была аномально высокой, хотя и весьма специфической: каждые лунные сутки вдоль экватора, обращенного к Протолуне, Землю обходил приливный горб высотой более километра (напомним, что амплитуда современных колебаний поверхности Земли приливыми взаимодействиями не превышает первых десятков сантиметров).

Однако такие экстремальные условия на молодой Земле продолжались очень недолго – уже через 100 млн лет генерация приливной энергии резко снизилась, а к концу катархея (4 млрд лет назад) она составляла лишь около 10^{13} Вт. Всего же в катархее (т.е. за первые 600 млн лет существования Земли) выделилось около $2 \cdot 10^{30}$ Дж приливной энергии. Но поскольку молодая Земля в катархее еще не была дифференцирована и у нее отсутствовала астеносфера, то приливная энергия более или менее равномерно распределялась по большей части массы Земли и целиком уходила на ее разогрев.

В результате только за счет приливно-взаимодействия с Протолунной Земля в катархее могла дополнительно прогреться примерно на 500°C . В этом и заключается наиболее существенное следствие первого “приливно-удара”. За счет дополнительного прогрева на рубеже катархея и архея (около 4 млрд лет назад) у Земли появилась первая астеносфера – в области локального максимума температуры на глубинах 200 – 400 км, уже существовавшего благодаря выделению аккреционной энергии (см. рис. 6.1.1). Как уже было сказано, одного аккреционного прогрева Земли не хватало для плавления однородного земного вещества, однако добавившееся к нему тепло приливного происхождения уже смогло обеспечить начальное плавление земных недр.

Появление у Земли первой астеносферы обусловило второй резкий пик выделения приливной энергии (см. рис. 6.4.2). Объясняется это тем, что с началом формирования земной астеносферы в раннем архее приливная энергия стала выделяться главным образом именно в этом ослабленном слое земных недр. Напомним, что гидросферы тогда еще не существовало, а амплитуда приливных деформаций обратно пропорциональна вязкости вещества. Процесс стал спонтанным: выделяющаяся приливная энергия приво-

дила к дополнительному прогреву и расширению астеносферного слоя, что, в свою очередь, резко увеличивало скорость выделения приливной энергии.

Амплитуда второго пика выделения приливной энергии была значительно меньше раннекатархейского, но все-таки достигала приблизительно $5 \cdot 10^{15}$ Вт (см. рис. 6.4.2). Однако, как уже было сказано, выделялась эта энергия уже не по всей массе Земли, а только в астеносферном слое, который в молодой Земле еще не был глобально выраженным, как сейчас, а представлял собой кольцевой слой под экватором, обращенным к Протолуне.

Поскольку приливные деформации воздействуют как на центральную планету, так и на ее спутник, находящийся на предделе Роша, Протолуна, как менее массивное тело, не выдержала второго, раннеархейского, “приливного удара”. Она разрушилась, в результате чего часть ее обломков улетела в космическое пространство, а оставшаяся часть, отодвинувшись от Земли, заняла стационарную околоземную орбиту и превратилась в Луну – вечный и верный спутник нашей планеты.

Гипотеза захвата и последующего разрушения Протолуны позволяет объяснить по крайней мере две уникальные геологические особенности Земли. Прежде всего (об этом уже сказано выше), сильные приливные взаимодействия на протяжении катархея привели к формированию у Земли первой астеносферы, что предопределило дальнейшую уникальную геодинамическую и тектоническую активность нашей планеты. Кроме того, после расплавления недр Земли и появления в ней “магматического океана” вся первозданная оболочка планеты раскололась и очень быстро утонула в нем. Именно поэтому на современной поверхности Земли мы не видим следов метеоритных бомбардировок, столь характерных для поверхностей других планет Солнечной системы, а изотопные датировки земных горных пород не превышают 4 млрд лет (см. раздел 1.6) – все геологические объекты катархейского возраста опустились в расплавленные недра Земли и полностью исчезли там из ее геологической летописи.

На ранних этапах развития Земли был более мощным, чем в настоящее время, и другой источник энергии – *радиогенный* (см. рис. 6.4.2). Отметим, что в данном случае мы обсуждаем лишь энергию распада долгоживущих изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K и

не касаемся вклада в энергетику молодой Земли тепла от распада короткоживущих изотопов ^{26}Al , ^{244}Pu и ^{129}I , захваченных Землей в процессе аккреции. Этот последний вклад, возможно, был весьма значительным, но с точки зрения земной истории “моментальным”; к тому же, как было показано в разделе 1.1.4, он с трудом поддается количественной оценке.

Понятно, что в прошлые геологические эпохи выделение радиогенной энергии в мантии (а только эта часть имеет прямое отношение к эндогенной активности Земли) было существенно большим, поскольку концентрация в мантии изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K со временем уменьшалась за счет как распада, так и перехода в континентальную кору. В первом приближении можно принять, что переход радиоактивных элементов в континентальную кору происходил пропорционально скорости конвективного массообмена в мантии, а значит, миграция началась лишь после того, как у Земли появились первая астеносфера и первая континентальная кора, т.е. после второго (раннеархейского) “приливного удара”, примерно 3,8 млрд лет назад.

Учитывая периоды полураспада основных радиоактивных изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K (см. табл. 1.6.1), удается рассчитать, что в первичной Земле сразу после ее аккреции выделялось около $7 \cdot 10^{13}$ Вт радиогенной энергии (см. рис. 6.4.2). Это в 5 с лишним раз больше суммарной радиогенной теплогенерации современной Земли и в 20 раз больше, чем выделяется в современной мантийной оболочке нашей планеты, обедненной радиоактивными изотопами (см. раздел 6.2 и рис. 6.4.1).

В ходе последующей геологической истории интенсивность радиогенного энерговыделения в мантии резко падала, особенно в архее (4,0 – 2,7 млрд лет), когда радиоактивные изотопы начали активно мигрировать из мантии в формирующуюся континентальную кору. В настоящее время, как уже говорилось в разделе 6.2, скорость генерации радиогенной энергии в мантии Земли не превышает $0,35 \cdot 10^{13}$ Вт, т.е. составляет всего 5% от начального уровня и 8% от суммарных теплопотерь современной Земли.

За все время геологической эволюции в Земле выделилось около $3,4 \cdot 10^{30}$ Дж радиогенной энергии, причем в катархее, за первые 600 млн лет, – около 10^{30} Дж, а за весь архей (4,0 –

2,7 млрд лет) – примерно $1,65 \cdot 10^{30}$ Дж, из которых в мантии выделилось $1,24 \cdot 10^{30}$ Дж и в коре – $0,41 \cdot 10^{30}$ Дж (см. рис. 6.4.2). За остальное время геологического развития, в протерозое и фанерозое, т.е. за последние 2,7 млрд лет, в земной мантии выделилось всего $0,61 \cdot 10^{30}$ Дж, или 14% радиогенной энергии.

Начиная с архея главную роль в энергетическом балансе Земли стал играть главный “внутренний” источник – *гравитационная дифференциация* ее вещества. Из полученных выше оценок (см. раздел 6.1) следует, что энергия гравитационной дифференциации Земли существенно превышает выделение в Земле всех остальных видов энергии. Следовательно, именно в неравномерности ее выделения следует искать причины изменения общей тектонической активности Земли.

Как уже было показано в разделах 1.6 и 2.5, крупнейшие фазы диастрофизма на Земле определяются перестройками режима конвективных течений в ее мантийной оболочке. Однако, судя по интенсивности и специфическим особенностям формирования континентальной коры в геологическом прошлом, архейские фазы диастрофизма первого порядка, саамская (3600 млн лет) и кеноранская (2700 млн лет), были более мощными, чем последующие карельская (1900 млн лет), гренвильская (1050 млн лет) и герцинская (260 млн лет). Это позволяет говорить об уникальной тектонической активности Земли на ранних стадиях ее развития и связывать эту уникальность со спецификой гравитационной дифференциации Земли в архее. Напомним, что в современном земном ядре сосредоточено около 1/3 всей массы Земли (см. раздел 1.2.2), и процесс столь радикальной дифференциации ее вещества, безусловно, не мог не оставить неизгладимых следов в геологической летописи нашей планеты.

Анализируя причины первой в истории Земли глобально коррелируемой саамской фазы диастрофизма (3600 млн лет), геологи обратили внимание на ее совпадение с изотопными датировками пород лунного грунта. Это навело на мысль, что первичная тектоно-магматическая активизация Земли была стимулирована внешними по отношению к ней причинами. Учитывая сказанное выше, можно предположить, что таким решающим внешним воздействием могло послужить “накачивание” приливной

энергии в возникшую около 4 млрд лет назад астеносферу, и именно ее образование и последующее быстрое расширение послужило реальным толчком к началу развития главного энергетического процесса на Земле – химико-плотностной дифференциации земного вещества.

Поэтому начало процесса выделения земного ядра мы вправе связывать с моментом резкого усиления приливного взаимодействия Земли с Протолуной на рубеже катархея и архея, т.е. около 4 млрд лет тому назад. Первый пик тектонической активности, известный как *саамская фаза диастрофизма*, проявился на поверхности Земли уже через 200 – 400 млн лет в виде мощной гранитизации, по продуктам которой получены древнейшие для Земли возрастные датировки. Ему соответствует первый максимум на графике скорости выделения гравитационной энергии в Земле с амплитудой около $8 \cdot 10^{13}$ Вт (см. рис. 6.4.2).

Процесс сепарации железа от силикатной матрицы земного вещества, таким образом, начался сразу же после того, как температура Земли за счет распада радиоактивных элементов и ее приливного взаимодействия с Протолуной поднялась до уровня начала плавления железа и его окислов в области локального максимума геотермы молодой Земли (см. рис. 6.1.1).

В период от 4,0 до 3,2 млрд лет процесс выделения “ядерного” вещества шел в режиме *зонной плавки*, т.е. выплавления металлического железа из силикатной матрицы. Однако этот процесс чрезвычайно энергоемкий: на реализацию зонной плавки требуются очень высокие температуры (около 1800 – 2000°C), которые в молодой Земле могли быть обеспечены только за счет дополнительного “накачивания” приливной энергии в первичную астеносферу (напомним, что частичное плавление современной астеносферы обеспечивается при гораздо более низких температурах – около 1500°C, см. раздел 2.2).

Позднее (начиная с 3,2 млрд лет назад) в действие вступил дополнительный механизм дифференциации окислов железа с формированием сравнительно низкотемпературных *эвтектических расплавов* состава Fe_2O . Из-за существенно меньшей температуры плавления таких составов (около 1600°C) по сравнению с металлическим железом данный механизм в энергетическом плане был намного экономичнее предыдущего, и для его функциониро-

вания уже требовались значительно меньшие затраты энергии.

Смена режима дифференциации земного вещества обусловила второй резкий пик скорости выделения гравитационной энергии (более $30 \cdot 10^{13}$ Вт) около 3 млрд лет назад (см. рис. 6.4.2). С этого времени резко усилилась тектоническая активность Земли и, как следствие, возросла скорость формирования континентальной коры (из рис. 6.4.2 видно, что именно на тот период также приходится резкое повышение радиогенной теплогенерации в коре и соответственно уменьшение теплогенерации в мантии, связанные с быстрой миграцией радиоактивных элементов из мантии в кору).

Однако процессы начального выделения “ядерного” вещества в архее, сначала за счет зонной плавки металлического железа, а затем за счет сепарации эвтектических расплавов Fe_2O , таили в себе “мину замедленного действия”. Дело в том, что выплавляющееся железо и его окислы были плотнее и тяжелее недифференцированной силикатной матрицы, а плавление, как уже неоднократно отмечалось, шло в верхних слоях Земли, так что ее менее плотная сердцевина оставалась жесткой и холодной (рис. 6.4.3). Таким образом, в Земле возникла гравитационная неустойчивость: кольцевой (еще не глобально выраженный!) слой плотных железистых расплавов окружал собой холодную и жесткую сердцевину планеты.

На ранних этапах выделения “ядерного” вещества (в архее)

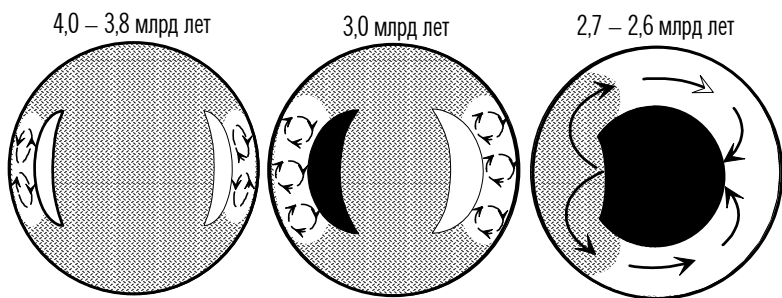


Рис. 6.4.3. Последовательные этапы дифференциации земного вещества и формирования ядра Земли.

эта неустойчивость поддерживалась, с одной стороны, небольшими количествами расплава и узостью кольцевого астеносферного пояса, а с другой, – жесткостью сердцевины Земли. Однако после того, как к концу архея кольцевая зона дифференциации расши-

рилась от экватора в сторону полюсов и в ней уже скопилась большая масса тяжелых окисно-железных расплавов, гравитационная неустойчивость в Земле разрешилась катастрофическим образом. “Ядерное” вещество из приповерхностных слоев Земли, где оно до тех пор выплавлялось, лавинообразно устремилось к центру планеты, а ее жесткая сердцевина, наоборот, была вытолкнута к поверхности.

Этому катастрофическому событию, произошедшему около 2,7 – 2,6 млрд лет назад, соответствует *кеноранская фаза диастрофизма* – самое грандиозное тектоническое событие в истории Земли, завершившее собой архейскую эру. Процесс лавинообразного выделения земного ядра сопровождался генерацией огромной дополнительной энергии (см. рис. 6.4.2), в основном пошедшей на прогрев первичного вещества бывшей земной сердцевины. Скорость выделения гравитационной энергии в то время составляла более $45 \cdot 10^{13}$ Вт, т.е. в 15 раз превышала современную.

Кроме того, за счет лавинообразного выделения ядра в недрах Земли впервые возникла сквозная одноячейковая конвективная структура с одним восходящим потоком над местом всплытия бывшей сердцевины Земли и одним нисходящим потоком над участками стока “ядерного” вещества к центру планеты. Таким образом, только с начала протерозоя, 2,7 – 2,6 млрд лет назад, “заработал” в полном объеме механизм тектоники плит, подобный современному. Как будет показано ниже, главным тектоническим следствием процесса выделения земного ядра и возникшей при этом одноячейковой конвективной структуры было формирование на Земле первого суперконтинента – Моногеи.

После выделения земного ядра скорость генерации гравитационной энергии резко упала, и дальнейший процесс плотностной дифференциации Земли протекал уже значительно спокойнее, постепенно снижаясь до современного уровня.

Суммируем сведения, содержащиеся в данном разделе. За всю геологическую историю Земли в ней выделилось около $21 \cdot 10^{30}$ Дж энергии разных видов, обусловившей ее разогрев, дифференциацию и эндогенную тектоническую активность (рис. 6.4.4). Средняя скорость выделения энергии в Земле за 4,6 млрд лет ($1,45 \cdot 10^{17}$ с) ее эволюции составляет около 14 ?

? 10^{13} Вт, что в три с лишним раза превышает скорость энерговыделения современной Земли (см. рис. 6.4.1). Это свидетельствует о естественной деградации нашей планеты как источника энергии. Кроме того, как видно из рис. 6.4.2, и суммарная энергия, и отдельные ее виды выделялись в Земле неравномерно в разные геологические эпохи.

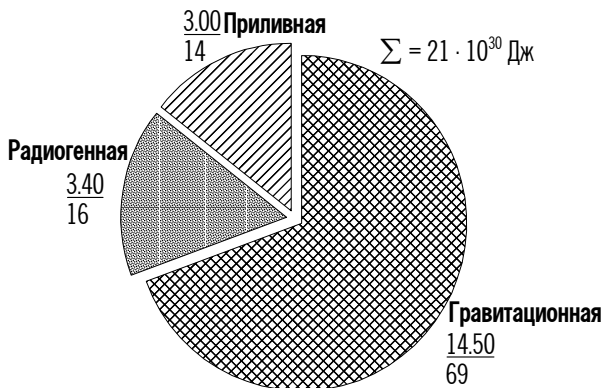


Рис. 6.4.4. Суммарная энергия, выделявшаяся в Земле за всю ее геологическую историю.

Над чертой – значение ($? 10^{30}$ Дж),
под чертой – проценты.

Основная доля выделившейся в Земле за всю ее историю энергии (около $14,5 \cdot 10^{30}$ Дж, или 69%) приходится на энергию гравитационной дифференциации. Этот же источник, как уже неоднократно отмечалось, является главным в современном энергетическом балансе Земли (см. рис. 6.4.1).

Примерно $3,4 \cdot 10^{30}$ Дж, или 16%, приходится на долю радиоогенной энергии. Из рис.6.4.1 видно, что ее относительный вес в современном энергетическом балансе Земли гораздо выше (около 30%), однако следует помнить, что с течением геологического времени радиоактивный распад играл все меньшую роль в глубинной энергетике Земли, так как радиоактивные изотопы мигрировали из мантии в континентальную кору.

Относительно высок (около $3 \cdot 10^{30}$ Дж, или 14%) вклад в глобальную энергетiku Земли энергии приливного взаимодействия. При этом, как было показано выше, она почти вся выделилась на ранних этапах развития Земли, а ее вклад в современную энергетiku нашей планеты ничтожно мал (не превышает 1%).

Подводя итог сказанному, можно заключить, что на ранних этапах существования Земли (в катархее, 4,6 – 4,0 млрд лет назад) в ее энергетике явно доминировала приливная энергия, а начиная с архея и во все последующие эпохи – только гравитационная. Радиогенная же энергия, особенно выделяющаяся в мантии, вопреки некогда широко распространенному мнению, практически никогда не определяла энергетический режим развития Земли.

Это очень важный вывод теоретической геодинамики, объясняющий уникально высокую тектоническую активность Земли. Есть все основания полагать (см. раздел 1.1), что планетам земной группы в равной степени (естественно, с учетом их массы) были присущи энергии аккреции и радиоактивного распада. Однако одних только этих видов энергии оказалось недостаточно для разогрева изначально холодных планет до такой степени, чтобы в них начал эффективно работать механизм гравитационной дифференциации. Потому Меркурий, Венера и Марс дифференцировались недостаточно интенсивно, и, как следствие, их эндогенная тектоническая активность была сравнительно низкой.

И лишь Земля, вследствие захвата в момент аккреции массивного спутника Протолуны, получила на ранних этапах дополнительную энергию за счет исключительно сильных приливных взаимодействий. Эта энергия обеспечила значительный разогрев ее приповерхностных оболочек (более сильный, чем на других планетах) и “запустила” главный источник энергии – интенсивную гравитационную дифференциацию планеты на железистое ядро и остаточную силикатную мантию. Начиная с протерозоя (2,7 – 2,6 млрд лет) процесс дифференциации принял современную форму: в мантии начались крупномасштабные конвективные течения, обусловившие дрейф литосферных плит по поверхности Земли и периодические столкновения континентов, отмечавшие фазы диастрофизма разного порядка, в зависимости от масштабов столкновений.

Таким образом, уникальная тектоническая активность Земли является прямым следствием изменений ее энергетического баланса в ходе геологической истории.

6.5. Периодизация тектонической активности Земли

Под тектонической активностью Земли обычно понимается интенсивность протекания всей совокупности геологических процессов, приводящих к деформациям ее литосферной оболочки

(включая земную кору) и проявлениям любых форм магматизма в пределах этой оболочки.

Эпохи наиболее интенсивного и синхронного проявления складчатости, магматизма и метаморфизма на разных континентах выделяются геологами в качестве *фаз диастрофизма* (табл. 6.5.1). В зависимости от масштабов и интенсивности проявления фазы диастрофизма, во многом условно и на качественном уровне, относятся к одному из трех порядков: первому (главные, или глобальные, показанные в табл. 6.5.1 жирным шрифтом), второму (обычный шрифт) или третьему (курсив).

**Таблица 6.5.1. Фазы диастрофизма
(по Салопу, 1982; Condie, 1998, 2000)**

Этап	Фаза	Время, млрд лет	Суперконтинент
4-й	<i>Альпийская</i>	<i>0,05</i>	Пангея
	Герцинская	0,26	
3-й	<i>Каледонская</i>	<i>0,42</i>	Мезогея
	<i>Катангская</i>	<i>0,67</i>	
	Гренвильская	1,05	
	<i>Авзянская</i>	<i>1,25</i>	
	<i>Кибарская</i>	<i>1,4</i>	
	<i>Выборгская</i>	<i>1,6</i>	Мегагея (Пангея-1)
	Карельская	1,9	
	<i>Селецкая</i>	<i>2,4</i>	Моногея (Пангея-0)
	Кеноранская	2,7	
	2-й	<i>Барбетонская</i>	<i>3,0</i>
<i>Свазилендская</i>		<i>3,15</i>	
<i>Белингвийская</i>		<i>3,4</i>	
Саамская		3,6	
1-й	<i>Готхобская</i>	<i>4,0</i>	

После появления тектоники плит (см. главу 2) стало ясно, что наглядной оценкой средней тектонической активности Земли может служить некая мера движения ансамбля литосферных плит, например скорость их относительного перемещения. Эта характеристика зависит от интенсивности мантийной конвекции, а последняя, в свою очередь, определяется глобальной энергетикой Земли.

Главное следствие, вытекающее из приведенного в разделе 6.4 анализа изменений энергетического баланса в ходе геологи-

ческой эволюции Земли, – это четкое деление ее тектонического развития на крупные и принципиально различные этапы: 1 – пассивный катархейский (4,6 – 4,0 млрд лет назад); 2 – исключительно активный архейский (4,0 – 2,6 млрд лет назад); 3 – умеренно активный (спокойный) протерозойско-фанерозойский (2,6 – 0,26 млрд лет назад); 4 – будущий этап тектонической смерти Земли.

Выше уже обсуждалась тектоническая периодизация двух первых этапов. Напомним, что глобальная тектоническая активность Земли впервые проявилась лишь в раннем архее, около 3,8 – 3,6 млрд лет назад (саамская фаза диастрофизма). До этого времени тектоно-магматические проявления эндогенного происхождения практически полностью отсутствовали, поскольку Земля была еще сравнительно холодным космическим телом и все вещество в ее недрах находилось при температурах существенно более низких, чем температура начала плавления.

Тем не менее Земля в катархее вовсе не была тектонически мертвой планетой – просто ее активность в корне отличалась от современной. Недра катархейской Земли постепенно разогревались за счет энергии аккреции, распада радиоактивных элементов и приливного взаимодействия с Протолуной, подготавливая тем самым условия для перехода нашей планеты к тектонически активным этапам развития. Кроме того, в катархее существенную роль играла тектоника приливного происхождения. Видимо, именно с ней связана самая ранняя готхобская фаза диастрофизма (см. табл. 6.5.1), возраст которой (4,0 млрд лет) определен по включениям в тоналитах Украинского и Канадского щитов, а также юго-западной Гренландии (отсюда название фазы диастрофизма). В последние годы в Западной Австралии открыты зерна циркона, датированные в 4,3 – 4,2 млрд лет; эти зерна – древнейшие минералы на Земле.

Следующий всплеск тектонической активности в архее был обусловлен, как уже сказано выше, сменой режима дифференциации земных недр около 3 млрд лет назад (см. рис. 6.4.2). С этого времени, помимо металлического железа, в них начали выделяться относительно низкотемпературные эвтектические расплавы Fe_2O , а освободившаяся энергия пошла на усиление конвективных течений (тогда еще не глобальных) и прогрев холодной недифференцированной сердцевины Земли. По-видимому, именно сменой

режима дифференциации земных недр и последовавшим за ним резким всплеском выделения гравитационной энергии в Земле объясняется свазилендская фаза диастрофизма второго порядка, датированная 3,15 млрд лет (см. табл. 6.5.1).

В чем состояла специфика приповерхностных проявлений тектонической активности в архее? Поскольку в недрах Земли уже в начале архея образовался слой частичного плавления вещества, внешняя оболочка над ним оказалась расколотой на части, которые начали двигаться друг относительно друга. Это еще не были литосферные плиты современного облика и состава (см. главу 2) – они были тонкими и небольшими по размерам. Потому тектонические события архея принято определять термином *тектоника тонких литосферных (базальтовых) пластин*, подчеркивая тем самым их принципиальное отличие от привычных нам современных тектонических режимов развития Земли.

В течение большей части архея еще не существовало привычных нам зон субдукции (см. раздел 4.1), но над областями нисходящих конвективных потоков первичной астеносферы возникали зоны торошения тонких базальтовых пластин. Корни таких зон торошения, прежде чем расплавиться, все-таки погружались на относительно небольшую (50 – 80 км) глубину в горячую первичную астеносферу, температура которой на 400 – 500°C превышала температуру современной астеносферы. В результате корни скученных торошением тонких базальтовых пластин повторно расплавлялись, а легкие расплавы поднимались в виде диапиров и куполов, прорывая собой снизу всю толщу скученных базальтовых пластин и формируя таким путем знаменитые *гранит-зеленокаменные пояса* архея – древнейшие участки континентальной коры.

Таким образом, *основным тектоническим событием архея стало появление на Земле континентальной коры*. Архейская кора в отличие от более поздней формировалась не за счет субдукционного магматизма (см. раздел 4.4), что подтверждается бимодальностью магматических пород архея с доминированием основных (толеитовые базальты) и кислых (гранитоиды тоналитового состава) пород с резко подчиненным значением пород среднего состава (андезитов). Кроме того, зародыши архейской континентальной коры были еще так невелики, что между ними не происходили глобальные столкновения, а следовательно, в архее еще не сущест-

вовали настоящие коллизионные (складчатые) пояса (см. раздел 4.2). Выше уже отмечалось, что первая в истории Земли глобальная фаза диастрофизма (саамская с возрастом 3,6 млрд лет) имела “внеземные” причины, т.е. была опосредованно связана с накачкой приливной энергии в первичную астеносферу нашей планеты. Вероятно, то же можно сказать и о последующих фазах диастрофизма архея. Следовательно, образование зародышей континентальной коры в архее шло вначале лишь над экваториальным поясом Земли, недра под которым были расплавлены приливными взаимодействиями, однако после начала освобождения гравитационной энергии пояс тектонической активности Земли постепенно стал расширяться в стороны все более высоких широт.

Так происходило до конца архея, который был отмечен максимальным усилением тектонической активности в интервале 2,8 – 2,6 млрд лет (кеноранская глобальная фаза диастрофизма). Тогда в недрах Земли стал развиваться катастрофический процесс быстрого выделения земного ядра, в результате чего в Земле установилась первая сквозная одноячейковая конвективная структура (хотя, как было показано в разделе 6.4, причины ее возникновения были совсем не теми, что при позднейших перестройках конвекции в мантии (см. раздел 2.5)). Тем не менее в конце архея все обособленные до этого континентальные массивы стали стремительно перемещаться к нисходящему полюсу конвекции (тому, от которого шло стекание к центру Земли тяжелого “ядерного” вещества), сталкиваться друг с другом и объединяться в первый в истории нашей планеты суперконтинент – Моногею, или Пангею-0 (см. табл. 6.5.1).

После завершения в конце архея бурного процесса выделения в Земле центрального железистого ядра дальнейший тектонический режим развития нашей планеты стал значительно более спокойным. Резкое снижение тектонической активности Земли в протерозое привело к столь же резкому увеличению времени жизни и мощности литосферных плит (см. главу 3). На смену зонам торшения и сучивания тонких базальтовых пластин, столь характерным для архея, появились нормальные зоны субдукции и протяженные коллизионные (складчатые) пояса современного типа (см. главу 4). Все эти изменения привели к тому, что, начиная с протерозоя, на Земле прочно устанавливается тектонический режим развития, описываемый теорией тектоники плит (см. главу 2).

Во всех приведенных выше построениях использовались в основном осредненные характеристики тектонической активности Земли и не учитывались ее периодические колебания. Последние, как было показано в разделе 2.5, связаны с нестационарностью мантийной конвекции, приводящей в течение протерозоя и фанерозоя к периодическим формированиям и распадам суперконтинентов на поверхности Земли.

Следующий после Моногеи суперконтинент – *Мегагея*, или *Пангея-1*, сформировался на Земле около 1,9 млрд лет назад в

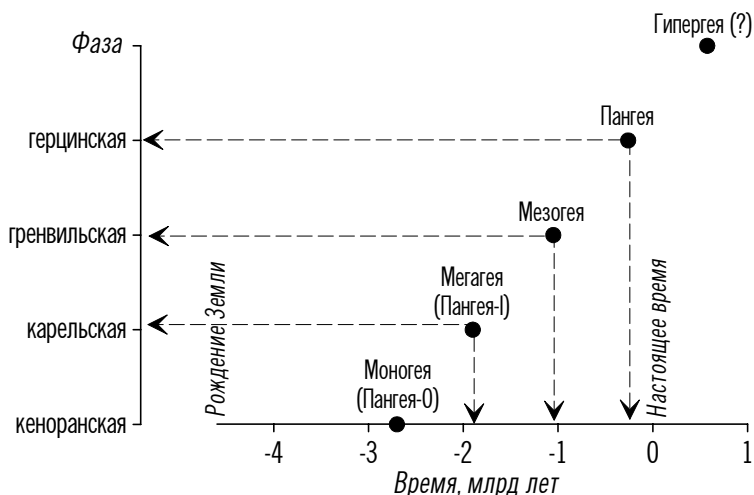


Рис. 6.5.1. Суперконтиненты и глобальные фазы диастрофизма.

результате грандиозной *карельской фазы диастрофизма* (см. табл. 6.5.1, рис. 6.5.1). Именно к этому времени относится кратонизация большинства современных платформ, в том числе Восточно-Европейской. Следы карельской орогении хорошо известны на Кольском полуострове и в Карелии, откуда данная фаза диастрофизма и получила свое название.

Существование Мегагеи было непродолжительным – уже в начале рифея (1,65 млрд лет назад) она начала распадаться. Следы распада, в числе прочего, являются рифейские авлакогены Восточно-Европейской платформы, крупнейший из которых, Среднерусский, пересекает всю ее от Карпат до Тимана.

Ко времени 1,05 млрд лет относится столь же радикальная *гренвильская фаза диастрофизма*, в результате которой на Земле сформировался новый, третий по счету суперконтинент *Мезогея*.

Следы гренвильской орогении широко известны в канадской провинции Гренвиль (откуда фаза диастрофизма получила свое название), но они не так обильны, как следы предшествующих саамской, кеноранской и карельской фаз диастрофизма. Возможно, это связано с тем, что из Канады гренвильский фронт протягивается в слабоизученную Арктику, где в последние годы все чаще датируются гранитоиды с возрастом около 1 млрд лет.

Четвертый раз в Земле возникла одноячейковая конвекция, и в конце палеозоя, около 0,26 млрд лет назад, вновь сформировался единый, последний в истории нашей планеты суперконтинент – вегенеровская *Пангея*. Этому событию отвечает *герцинская фаза диастрофизма*. В результате последующего распада Пангеи в начале мезозоя началось образование современных океанов.

Обращает на себя внимание тот факт, что интервалы времени между глобальными фазами диастрофизма, отвечающими формированию суперконтинентов (см. табл. 6.5.1), меняются от 790 до 900 млн лет, составляя в среднем 835 млн лет. Эта величина ровно в 4 раза больше длительности галактического года – периода обращения Солнечной системы вокруг центра Галактики (см. раздел 1.1.3). Как уже говорилось в начале данной главы, такое совпадение в последние годы заставило геологов искать взаимосвязь между тектонической активностью Земли и космическими факторами, т.е. между “земной” и “галактической” циклическими.

На рис. 6.5.2 столбиками разной высоты показаны фазы диастрофизма первого, второго и третьего порядков, взятые из табл. 6.5.1. По нижней шкале они привязаны к геологическому времени, определяемому по изотопным данным. По верхней шкале рассчитаны рубежи галактических лет – вглубь земной истории от последней, наиболее надежно установленной герцинской фазы диастрофизма первого порядка, имевшей место 0,26 млрд лет назад и сопровождавшейся формированием последнего на Земле суперконтинента Пангеи. Непрерывная кривая на рис. 6.5.2 показывает галактические фазы разных порядков, кратные 210 млн лет.

Мы получаем идеальное по геологическим меркам совпаде-

ние галактических фаз с земными с ошибкой не более 3% при том, что само время геологических событий определяется для архея и раннего протерозоя с точностью не более 5%. Любопытно, что расхождения “земной” и “галактической” датировок частных циклов, сопоставляемых с галактическим годом (210 млн лет) и отве-

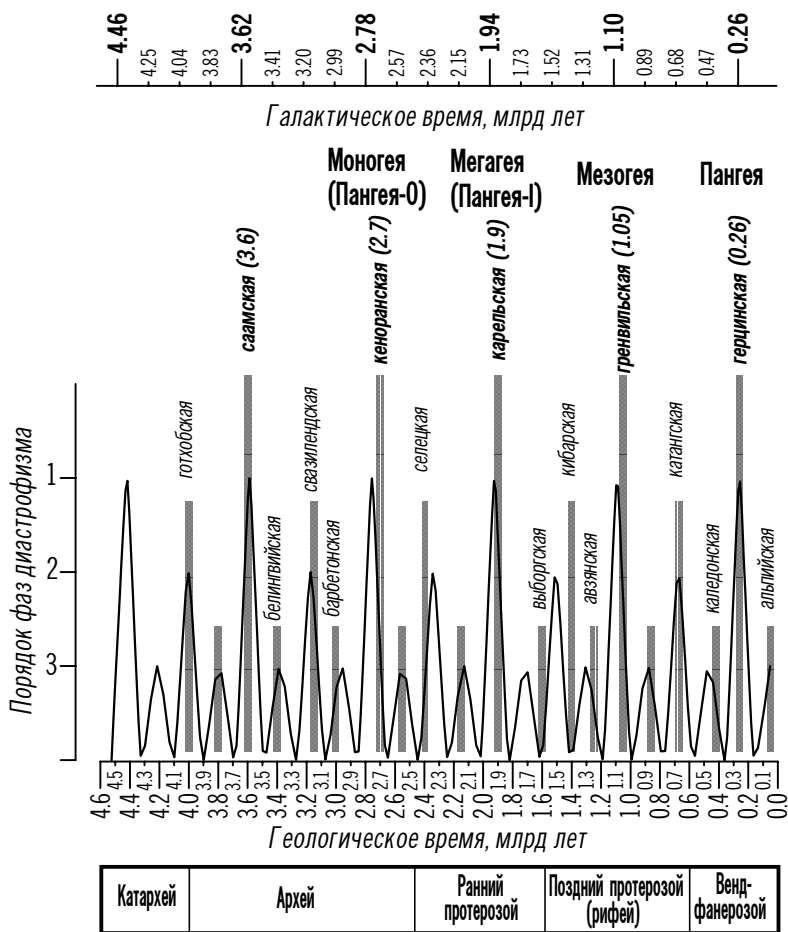


Рис. 6.5.2. Сопоставление галактических циклов с фазами диастрофизма на Земле.

чающих фазам диастрофизма третьего порядка, часто оказываются гораздо более существенными и достигают 8%. Однако эта неравномерность частных циклов как бы “нивелируется” каждое галактическое четырехлетие (835 млн лет), отвечающее фазам диастрофизма первого порядка, когда все континенты собираются в

единый суперконтинент. Циклы второго (галактическое двухлетие) и третьего (один галактический год) порядков завершались гораздо менее интенсивными фазами диастрофизма. Соответственно меньшими были и размеры образующихся суперконтинентов (например, как каледонская Евразия, см. рис. 5.4.1).

По-видимому, столь четкое совпадение галактических периодов с “земными” событиями не может быть случайным. Остается заключить, что сгущение и разрежение континентов, как и обусловленный ими глобальный диастрофизм, подчиняются циклам в один и особенно четко – в четыре галактических года. Таким образом, можно говорить о проявлении определенного резонанса между эндогенной геодинамикой и внешними, космическими, воздействиями на Землю, а следовательно, – о согласованной периодичности изменений их интенсивности.

Пока трудно представить физическую причину столь поразительной зависимости земной истории от циклов в Галактике. Казалось бы ясно, что любых сил, обусловленных обращением Солнечной системы вокруг центра Галактики, недостаточно для того, чтобы “запустить” механизм мантийной конвекции и обеспечить тем самым дрейф континентов. Возможно, выход из этого противоречия в будущем будет найден в физике необратимых процессов и, в частности, в теории возникновения цикличности в неравновесных системах, где длительность циклов присуща не самому процессу (“земным” событиям), а более крупной системе, в которой этот процесс реализуется (Галактике).

Если выявленную периодичность фаз диастрофизма экстраполировать в будущее, то можно предположить, что следующий суперконтинент образуется на Земле примерно через 600 млн лет (см. рис. 6.5.1). Однако в связи с постепенным затуханием процесса дифференциации земного вещества и снижением конвективной активности мантии неясно, хватит ли сил у слабеющей мантийной конвекции на формирование будущего, пятого по счету и последнего суперконтинента – гипотетической Гипергеи.

Какие еще события будут сопутствовать предстоящей тектонической смерти Земли, которая неизбежно наступит вследствие полного исчерпания источников энергии в земных недрах?

Прежде всего затухание мантийной конвекции будет сопровождаться исключительно интенсивной дегазацией мантии. Осво-

бождающийся в ней при формировании “ядерного” вещества кислород абиогенного происхождения начнет поступать из мантии в атмосферу. Это приведет к резкому усилению парникового эффекта, при котором солнечное тепло, попадающее на Землю, будет слишком медленно излучаться обратно в космическое пространство. Температура земной поверхности поднимется за счет этого примерно до 250°C. При такой температуре океаны на Земле выкипят, что приведет к еще большему усилению парникового эффекта и дальнейшему подъему температуры земной поверхности примерно до 450°C. Данная величина сопоставима с температурой поверхности Венеры (около 467°C). Безусловно, после таких катастрофических событий ни о какой жизни на Земле говорить не придется.

Однако самые большие “неприятности” ожидают в будущем Землю со стороны Солнца. Как уже говорилось в главе 1, подобные Солнцу звезды, по мере исчерпания своего ядерного горючего, превращаются в сверхновые и взрываются примерно через 10 млрд лет эволюции. За неполные 5 млрд лет жизни Солнечной системы светимость Солнца уже увеличилась примерно на 30%, а в дальнейшем она будет возрастать все быстрее. Это неизбежно обострит и без того сильный парниковый эффект на Земле. Температура Земли будет повышаться, в результате чего сначала, как уже говорилось, выкипят океаны, а затем произойдет дегидратация коры и наша планета превратится в раскаленный шлак. Сравнительно ненадолго Солнце станет гигантом, но вскоре его внешняя оболочка улетучится в космическое пространство, а ядро сморщится до белого карлика.

Сброшенная Солнцем оболочка грандиозным шквалом пронесется мимо нашей планеты, частично испарив верхние слои земной коры, и постепенно смешается с облаками межзвездной пыли. Мы никогда не узнаем, что произойдет с веществом, которое когда-то было Солнечной системой, но, возможно, оно в будущем послужит материалом для тех колоссальных преобразований, которые приведут к возникновению молодых звезд и новых планет, подобно тому, как 5 млрд лет назад близкий взрыв Сверхновой инициировал образование Солнечной системы и нашей уникальной планеты Земля.

Однако произойдут все эти катастрофические события, на наше счастье, еще очень и очень нескоро, только через 5 млрд лет.

Заключение

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ

Теперь, усвоив многочисленные и разнородные сведения, содержащиеся в данном учебнике, попытаемся свести их воедино, чтобы понять, что представляет собой эволюция Земли в целом. При этом, конечно, коснемся многих спорных вопросов, которые уже обсуждались раньше и пока, на современном этапе развития геодинамики, еще не нашли адекватного решения.

Итак, около 5 млрд лет назад в ближнем районе Нашей Галактики произошел взрыв Сверхновой, в результате чего к одному из многих межзвездных облаков, состоящих, как и вся Вселенная, в основном из водорода и гелия, прибавилось дополнительное количество более тяжелых элементов. Под действием ударной волны, вызванной взрывом, часть облака сжалась в Солнечную туманность – медленно вращающийся диск материи. Основная масса вещества туманности сосредоточилась в ее центре и продолжала сжиматься и нагреваться до тех пор, пока не стала горячей настолько, что в ней начались термоядерные реакции, и образовалась типичная звезда – Солнце. Оставшаяся во внешней части туманности газо-пылевая смесь постепенно дифференцировалась, в результате чего более тяжелые и тугоплавкие элементы оказались во внутренней области туманности, а более легкие элементы были вынесены на ее периферию. Пылинки вещества Солнечной туманности отделялись от газа и слипались, образуя мелкие планетные тела – метеориты, а затем и более крупные – планетезимали. Столкновение планетезималей привело к аккреции планет Солнечной системы, в том числе Земли. Это произошло около 4,6 млрд лет назад.

Мы судим о составе первичной Земли по метеоритам, которые считаем недифференцированными остатками “земной” части Солнечной туманности (“хондритовой зоны”), не подвергшимися значительному воздействию более поздних процессов. Наши знания по этому предмету, конечно, станут определеннее по мере накопления данных о строении и составе других планет Солнечной системы, в том числе внешних. Но это дело отдаленного будущего, а пока приходится признать, как ни досадно, что о химическом составе далеких звезд и галактик мы, благодаря

успехам современной астрофизики, знаем гораздо больше, чем о составе глубинных оболочек собственной планеты. Правда, и состав звезд, в которых еще только идет термоядерный синтез первых химических элементов, неизмеримо примитивнее состава сильно дифференцированных “сгустков” космической пыли, одним из которых является наша Земля. На ней, давно уже мертвой в “звездном” смысле, в течение нескольких миллиардов лет продолжается уникальная эволюция вещества, один из аспектов которой как раз и служит объектом изучения геологии.

После аккреции Земля, как и другие планеты, была гомогенным и холодным телом. Первый период своей планетной эволюции она в основном запасала энергию, часть которой переходила в тепло и разогревала нашу планету. Позднее Земля сама стала производителем энергии, так как в ее недрах начался мощнейший процесс гравитационной дифференциации, приводивший к выделению тяжелого центрального ядра и перемешиванию (конвекции) внешней мантийной оболочки. Именно этот процесс играл и играет главную роль в энергетическом балансе и тектонической активности Земли.

Нам не совсем пока понятна природа внешних по отношению к Земле источников энергии на ранних этапах ее геологической эволюции. Ясно, что степень дифференцированности любой планеты на различные по составу оболочки и, как следствие, степень эндогенной тектонической активности планеты прямо зависят от ее начального разогрева. Но, похоже, что по обоим указанным параметрам Земля уникальна среди других внутренних планет Солнечной системы: ни на одной из них так и не “заработали” в полном объеме механизмы конвекции и тектоники плит. Значит, универсальных источников энергии, связанных с аккрецией планет, недостаточно для того, чтобы обеспечить подобную земной эндогенную тектоническую активность. Поэтому для первичной Земли предполагается дополнительный разогрев за счет сильных приливных взаимодействий с массивным спутником – Протолуной, захваченным в период аккреции, а впоследствии разрушившимся и оставившим на стационарной околоземной орбите лишь свой незначительный обломок – современную Луну.

Конечно, захват Протолуны – лишь одна из гипотез, но на сегодня, по-видимому, она единственная позволяет физически

безупречно увязать имеющиеся скудные данные о ранней эволюции Земли. Можно предложить и другие объяснения избыточному разогреву первичной Земли, но они менее правдоподобны. Например, Земля в период аккреции могла захватить больше, чем другие внутренние планеты, короткоживущих радиоактивных изотопов и за счет их распада получить дополнительное тепло, необходимое для начала гравитационной дифференциации. Но такое объяснение маловероятно, так как мы, скорее всего, обнаружили бы следы дочерних продуктов распада этих изотопов в веществе современной Земли.

Нет ясности также в вопросе о том, когда сформировалась большая часть ядра Земли – уже вскоре после завершения ее аккреции или гораздо позже. Мы склоняемся к последней точке зрения в основном потому, что ядро, в числе прочего, генерирует дипольное геомагнитное поле, а его “отпечатки” в виде сильной остаточной намагниченности обнаружены в горных породах лишь начиная с раннепротерозойского возраста (около 2,5 млрд лет назад). Кроме того, только на рубеже архея и протерозоя отмечается первая в истории Земли синхронная и мощная фаза диастрофизма (кеноранская), которую можно объяснить, как и последующие фазы, образованием суперконтинента. Следовательно, до этого времени в Земле не развивались крупномасштабные конвективные течения, а значит, и не существовало массивного ядра.

В такой трактовке выделение большей части ядра Земли представляется катастрофическим событием, случившимся на рубеже архея и протерозоя, т.е. лишь спустя 2 млрд лет после аккреции Земли. Но, естественно, постепенное просачивание железистых расплавов через силикатную матрицу к центру Земли происходило и раньше, и главная проблема, таким образом, состоит в оценке интенсивности выделения ядра на разных этапах земной эволюции.

В течение всего архея Земля постепенно переходила к современному стилю геодинамической эволюции. За этот период, продолжавшийся около 1,5 млрд лет, было три крупных всплеска геодинамической и тектонической активности: около 3,6 млрд лет назад, когда у Земли появилась первая астеносфера; около 3 млрд лет назад, когда изменился механизм дифференциации земного вещества, и, наконец, около 2,5 млрд лет назад, когда у Земли появилось массивное центральное ядро и в полном объеме

заработал механизм мантийной конвекции. Каждый всплеск эндогенной активности вызывал глубокие перестройки режима формирования континентальной коры, объем которой постепенно увеличивался.

Наконец, с начала протерозоя в Земле установился более спокойный тектонический режим, отвечающий современному. Конвектирующая мантия Земли постепенно выделяла все новые порции базальтовой магмы, из которой формировалась океанская кора в рифтовых зонах океанов, а уничтожение океанской коры в зонах субдукции приводило к образованию континентальной коры. Объем последней продолжал расти, но с убывающей скоростью, которую еще предстоит в будущем строго оценить, поскольку пока не совсем ясны масштабы вторичного поглощения мантией продуктов размыва материков. Необратимо истощаются и глубинные части мантии, из которых в ядро продолжает уходить железо.

Именно высокая геодинамическая активность Земли создала условия для начала на ней уникальной биологической эволюции. Вследствие интенсивной дегазации Земли на ней уже в начале архея появились океаны и атмосфера, содержащая большие количества углекислого газа и азота. Океаны обеспечили подходящую обстановку, в которой получили развитие первые организмы (прокариоты), защищенные слоем воды от ультрафиолетового солнечного излучения. Хотя в то время в атмосфере было мало кислорода, он вырабатывался благодаря фотосинтезирующей деятельности прокариотов, таких, например, как синезеленые водоросли. Гораздо позднее, уже в протерозое и раннем фанерозое, возросшее количество кислорода в атмосфере стимулировало развитие различных форм жизни и рост их разнообразия. После карельской фазы диастрофизма (1,9 млрд лет назад) появились первые организмы с ядрами в клетках (эукариоты), после гренвильской (1,05 млрд лет назад) – первые многоклеточные организмы, а в фанерозое многие формы живых организмов смогли покинуть моря и использовать разнообразные возможности эволюции, предоставившиеся им на суше.

Целая группа нерешенных проблем остается в области динамики мантии Земли. Главные из них – это форма мантийных конвективных ячеек (сквозьмантийная или двухъярусная конвекция) и природа горячих точек. Благодаря чрезвычайно интен-

сивным исследованиям последних лет в области глобальной геофизики, глубинной петрологии, геохимии изотопов и редких элементов, само существование обеих форм конвекции, а также стационарных глубинных мантийных плюмов, поверхностным проявлением которых являются горячие точки, к настоящему времени, похоже, не вызывают сомнений. Однако еще только предстоит создать физические модели, адекватно описывающие эти сложнейшие явления.

Еще одна глобальная геодинамическая проблема касается соотношения фаз диастрофизма на Земле с галактическим годом – периодом обращения Солнечной системы вокруг центра Нашей Галактики. Взаимосвязь земных тектонических событий с космическими факторами подмечена уже достаточно давно, но лишь сейчас появляется возможность исследовать эту проблему предметно и обстоятельно, прежде всего благодаря появлению достаточно надежных возрастных датировок земных фаз диастрофизма, начиная со времени образования нашей планеты. К сожалению, мы пока далеки от понимания физического механизма взаимодействия земной и галактической цикличностей. Понятно, что эндогенная активность нашей планеты так или иначе определяется внутренними источниками энергии, а гравитационные силы галактического происхождения на много порядков слабее тех, которые могли бы повлиять на характер дифференциации земного вещества.

Таким образом, в данном учебнике описано то, что нам известно на сегодняшний день о недрах Земли и ее эволюции, и показано, что в геодинамике существует еще много нерешенных проблем, на которые пока можно дать только предположительные, умозрительные ответы. Как ни грустно об этом думать, но человеческая деятельность, которая сама вносит необратимые изменения в окружающую среду, – всего лишь преходящее геологическое явление. Человеку остается утешиться тем, что он – единственный обитатель Земли, который задался вопросами о том, как она устроена, и на некоторые из них, похоже, получил более или менее достоверные ответы.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Аллер Л.* Атомы, звезды и туманности/ Пер. с англ. М.: Мир, 1976.
- Аплонов С.В.* Геодинамика глубоких осадочных бассейнов. СПб: ЦГИ ТЕТИС, 2000.
- Аплонов С.В.* Геофизический анализ эволюции литосферы: Учеб. пособие. СПб: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 1998.
- Браун Д., Массет А.* Недоступная Земля/ Пер. с англ. М.: Мир, 1984.
- Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993.
- Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 т. М.: Недра, 1990.
- Кеннет Дж.П.* Морская геология. В 2 т./ Пер. с англ. М.: Мир, 1987.
- Кокс А., Харт Д.* Тектоника плит/ Пер. с англ. М.: Мир, 1989.
- Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988.
- Паркинсон У.* Введение в геомагнетизм/ Пер. с англ. М.: Мир, 1986.
- Природа магнитных аномалий и строение океанической коры/ Под ред. А.М. Городницкого.* М.: ВНИРО, 1996.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Природа тектонической активности Земли // Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. М., 1993. Т. 12.
- Структурная геология и тектоника плит.* В 3 т./ Под ред. К. Сейферта. М.: Наука, 1990.
- Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. В 2 т./ Пер. с англ. М.: Мир, 1985.
- Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А.* Историческая геология: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995.
- Хаин В.Е., Рябухин А.Г.* История и методология геологических наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997.
- Шейдеггер А.* Основы геодинамики/ Пер. с нем. Л.: Недра, 1987.
- Allen P.A., Allen J.R.* Basin analysis, principles and applications. Oxford: Blackwell Science, 1990.
- Anderson D.L.* Theory of the Earth. Oxford: Blackwell Science, 1989.
- Condie K.C.* Plate tectonics and crustal evolution. Oxford: Pergamon Press, 1982.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al.* A geologic time scale 1989. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1990.
- Kearey P., Vine F.* Global tectonics. Oxford: Blackwell Science, 1996.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение. Предмет и принципы геодинамики.....	3
Глава 1. Общие сведения о планете Земля.....	7
1.1. Рождение Земли.....	–
1.1.1. Место Земли во Вселенной.....	–
1.1.2. Происхождение Вселенной.....	9
1.1.3. Происхождение Солнечной системы.....	13
1.1.4. Аккреция Земли.....	21
1.2. Оболочки твердой Земли.....	29
1.2.1. Источники данных.....	–
1.2.2. Модель современной Земли.....	30
1.2.3. Земная кора.....	38
1.2.4. Мантия.....	46
1.2.5. Ядро.....	52
1.3. Гравитационное поле и изостазия.....	56
1.4. Геотермия.....	70
1.5. Геомагнетизм.....	78
1.6. Геохронология.....	90
Глава 2. Тектоника плит.....	106
2.1. Становление идей мобилизма в геологии.....	–
2.2. Литосфера и астеносфера.....	117
2.3. Деление литосферы на плиты и типы межплитовых границ.....	125
2.4. Кинематика плит.....	129
2.4.1. Постулаты кинематики плит.....	130
2.4.2. Относительные и абсолютные движения.....	131
2.4.3. Мгновенные и конечные движения.....	134
2.4.4. Описание движений плит.....	135
2.4.5. Тройные сочленения и глобальная увязка движений плит.....	140
2.5. Мантийная конвекция и движущий механизм тектоники плит.....	142
Глава 3. Происхождение океанской коры и литосферы.....	160
3.1. Формирование океанской литосферы.....	161
3.2. Топография срединно-океанских хребтов.....	165
3.3. Формирование океанской коры.....	172
3.4. Магнитные аномалии океанов.....	184
3.5. Продвигающиеся рифты.....	193
3.6. “Несостоявшиеся” океаны.....	202
Глава 4. Происхождение континентальной коры.....	220
4.1. Субдукция океанской литосферы.....	–

4.2. Коллизия континентов.....	238
4.3. Двухъярусная тектоника плит.....	248
4.4. Формирование континентальной коры.....	252
Глава 5. Палеогеодинамика.....	263
5.1. Цикл Вилсона.....	—
5.2. Геодинамические обстановки и их индикаторы.....	273
5.3. Методы палеогеодинамических реконструкций.....	282
5.4. Реконструкции континентов и океанов фанерозоя.....	298
Глава 6. Энергетика и тектоническая активность Земли.....	305
6.1. Энергия аккреции и гравитационной дифференциации.....	308
6.2. Энергия радиоактивного распада.....	311
6.3. Энергия приливного взаимодействия.....	314
6.4. Изменения энергетического баланса Земли в ходе геологической истории.....	316
6.5. Периодизация тектонической активности Земли.....	328
Заключение. Современное состояние и нерешенные проблемы геодинамики.....	338
Рекомендуемая литература.....	343
Предметный указатель.....	344

Учебное издание

Аплонов Сергей Витальевич

Геодинамика

Редактор *Э.А. Горелик*

Художественный редактор *Е.И. Егорова*

Дизайн обложки: *А.Ю. Пырегова*

Оригинал-макет: *Центр геодинамических исследований ТЕТИС*

Лицензия ЛР №040050 от 15.08.96

Подписано в печать 01.03.2001. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 22,5. Уч.-изд. л. 20,41. Тираж 1100 экз. Заказ №138.

Издательство СПбГУ. 199034, С.-Петербург, Университетская наб., 7/9.

Типография Издательства СПбГУ.

199061, С.-Петербург, Средний пр., 41.