### О.Г. Сорохтин Ф.П. Митрофанов Н.О. Сорохтин

# Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов



НАУКА

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

О.Г. Сорохтин Ф.П. Митрофанов Н.О. Сорохтин

## Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов



МОСКВА НАУКА 2004

УДК 575 ББК 30.37; 22.654 С65

> Ответственный редактор доктор геолого-минералогических наук В.И. СТАРОСТИН

> > Рецензент академик А.П. ЛИСИЦЫН

#### Сорохтин О.Г. и др.

Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов / О.Г. Сорохтин, Ф.П. Митрофанов, Н.О. Сорохтин; Отв. ред. В.И. Старостин. – М.: Наука, 2004. – 269 с. – ISBN 5-02-033280-1 (в пер.)

Происхождение алмазов теснейшим образом связано с общим планетарным развитием Земли. Поэтому обоснование предлагаемых механизмов образования алмазов и алмазоносных пород ведётся с точки зрения современной концепции глобальной эволюции Земли. На основании этой концепции в работе описывается экзогенный механизм образования алмазов, согласно которому сплавы алмазоносных пород возникают благодаря переплавлению железистых (тяжелых) пелагических океанических осадков, затянутых на большие глубины по древним зонам поддвига плит под континенты. Именно по этой причине расплавы глубинных алмазоносных пород – кимберлитов и лампроитов – могли возникать только после массового отложения железорудных осадков второй половины раннего протерозоя около 2,2–1,9 млрд лет назад.

Для геологов, студентов и аспирантов геологического профиля и специалистов, интересующихся проблемами эволюции Земли.

По сети AK ISBN 5-02-033280-1

- © Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О.
- © Российская академия наук, 2004
- © Оформление. Издательство "Наука", 2004

#### ОГЛАВЛЕНИЕ.

Предисловие	•		•	
Введение				3
Глава 1. Основные характеристики алмазоносных и родственных им	пород	•	•	6
Глава 2. Проблемы происхождения алмазоносных пород .		•		12
Глава 3. Существующие представления о происхождении алмазоносн	ных пор	од		16
Глава 4. Глобальная эволюция Земли		•	•	24
Глава 5. Дегазация Земли, происхождение гидросферы и атмосферы	•	•	•	95
Глава 6. Природа и главные эпохи железорудного накопления .	•	•	•	126
Глава 7. Механизм затягивания океанических осадков на большие гл под континенты	убины			139
Глава 8. Образование кимберлитов и родственных им пород .	•	•	•	145
Глава 9. Происхождение алмазов		•		165
Глава 10. Изотопная геохимия алмазов и кимберлитов		•	•	173
Глава 11. Механизм подъема кимберлитовых магм на поверхность Зе	мли	•		194
Глава 12. Критерии прогноза зон локализации алмазоносного магмат	изма	•		204
Глава 13. Примеры строения алмазоносных территорий.		•		207
Глава 14. Основные черты строения и развития Балтийского щита				214
Глава 15. Прогноз зон локализации кимберлитового магматизма				
в северо-восточной части Балтийского щита				226
Заключение				231
Литература				237
Оглавление				250

177

Предисловие

Происхождение алмазов теснейшим образом связано с общим планетарным развитием Земли. Поэтому обоснование предлагаемых механизмов образования алмазов и алмазоносных пород ведется с точки зрения современной концепции глобальной эволюции Земли.

На основании этой концепции в работе описывается экзогенный механизм образования алмазов, согласно которому расплавы алмазоносных пород возникают благодаря переплавлению пелагических океанических осадков, затянутых по древним зонам поддвига плит на большие глубины под континенты. Однако только тяжелые железорудные осадки, плотность которых превышала среднюю плотность континентальных литосферных плит (около 3,2 г/см<sup>2</sup>), могли погружаться на большие глубины вплоть до подошвы этих плит. Из геологической летописи известно, что такие осадки отлагались только в конце архея и во второй половине раннего протерозоя. Но в архее благодаря высоким тепловым потокам толщина континентальных литосферных плит (вместе с континентальной корой) не превышала 60-80 км. В протерозое же тектоническая активность Земли резко снизилась и ее дальнейшее развитие пошло по законам тектоники литосферных плит: возникли зоны поддвига плит, а мощность континентальных литосферных плит (вместе с земной корой) к концу раннего протерозоя быстро возросла до 200-250 км. Именно по этой причине расплавы глубинных алмазоносных пород – кимберлитов и лампроитов могли возникать только во второй половине раннего протерозоя около 2,2-1,9 млрд лет назад. О том, что кимберлиты, лампроиты и родственные им породы возникли из древних богатых железом океанических осадков, свидетельствуют их химические составы, резкое обогащение ли-тофильными элементами и распределения редкоземельных элементов. Об этом же свидетельствуют и составы эклогитовых ксенолитов, практически эквивалентные составам океанических толеитовых базальтов, выплавляющихся на малых глубинах. При этом кимберлиты и карбонатиты, скорее всего, образовались благодаря погружению на большие глубины и переплавлению карбонатных осадков тропической зоны Земли, а лампроиты – за счет переплавления на тех же глубинах глинистых пелагических осадков бореальных и полярных зон. Образование же апатитоносных сиенитов Хибинского и родственных ему массивов, объясняется затягиванием в зоны субдукции фосфоритов апвеллинговых зон. Образование алмазов объясняется восстановлением углерода за счет экзотермических реакций углекислого газа, освобождающегося при термической диссоциации осадочных карбонатов, с углеводородами органического происхождения. Отсюда следует, что весь углерод в алмазах только экзогенного происхождения. Об этом же говорят изотопные данные и газово-жидкие включения в алмазах.

На основе описанного механизма образования алмазоносных и родственных им пород рассматривается строение Южно-Африканской и Якутской алмазоносных провинций, делается положительный прогноз о перспективности в этом отношении Кольского полуострова и даются критерии их поиска в других регионах мира.

востно, что тыже осалыя отдатались тоцько в конце ардея и во поров половане раннего протерозой. Но и ардее олагодара и соктом тепловым потокам толлиния континентальных потосфераллу понт (жесте со континентальной корой) на прекызание во 80 80 км. В протерозое же тектонтическия и пексуть состверезно синаклась и се радьнейшее развитие пошло по закодам тухуизака литосферных плят: вознонила хопы подлаяте или , а мониость континентальных пипосорерных плит (насске со сикой корой) к контурациет протерозов быстро возродаь до 200-250 км прой к контурацието протерозов быстро возродаь до 200-250 км род – камбериното протерозов быстро возродаь до 200-250 км род – камберинго протерозов быстро возрада до 200-250 км род – камберингы, авыпроитов могли познакать товко во иго род – камберингы, авыпроитов могли познакать солко конс рой иконоване раниего протерозов сколо 2,2-1,9 мирд лет изаза, отоф половане раниего протерозов около 2,2-1,9 мирд лет изаза, тоф альными заементальны и врогерозов около 2,2-1,9 мирд лет изаза, контов. Об этом же свядстельствуют и составии эконстрых энетоф альными заементальни и распрокозения рексоземельных занксепонитов. Об этом же свядстельствуют и составии эконстрых ксепонитов. Поб этом же свядстельствуют и составии эконстрых изоснонитов, практически экыневлентные составии эконстрых.

#### Введение

По традиционным представлениям обычно принималось, что рудное (и не только рудное) вещество большинства эндогенных полезных ископаемых поступает непосредственно из мантии, либо за счет дифференциации мантийного вещества и внедрения дифференцированных магм в кору, либо с поднимающимися из мантии водными флюидами. Однако такое предположение справедливо лишь отчасти, поскольку все вещество континентальной коры, в том числе и рудные элементы, когда-то действительно выделились из мантии вместе с другими породообразующими окислами. По существу же, такое предположение представляет собой "путь наименьшего сопротивления", так как позволяет наше незнание истинных механизмов локального обогащения коры рассеянными элементами спрятать в "черный ящик" мантии и заменить одну сложную задачу другой не менее трудной проблемой. Действительно, вся сложность классического подхода к объяснению причин формирования локальных скоплений в земной коре рудных и других рассеянных элементов состоит в том, что концентрация большинства из них в мантии ничтожно малая, тогда как в месторождениях, она относительно высокая, а иногда достигает "ураганных" значений. Например, концентрации золота и урана в современной мантии порядка 10<sup>-9</sup>: ртути и тория ~10<sup>-8</sup>; серебра, тантала, вольфрама, платины и свинца ~10<sup>-7</sup>; лития, ниобия, молибдена и олова ~10<sup>-6</sup> и т.д., тогда как в месторождениях этих редких элементов их концентрация может подниматься от долей до единиц процентов.

Как следует из современных геодинамических концепций, вещество всей мантии (и верхней и нижней) за 4 млрд. лет тектонической активности Земли оказалось хорошо перемешанным конвективными течениями и должно быть однородным по составу. Поэтому, сегодня совершенно не приходится надеяться на существование в мантии каких-либо локальных неоднородностей с повышенным содержанием как рудных, так и летучих элементов - сильных минерализаторов, таких как вода, углекислый газ, галогены и т.д. Содержание же ювенильной (химически связанной) воды в стеклах закаливания свежих океанических базальтов, обычно не превышает 0.05%.

Но поскольку, вода резко снижает температуру плавления силикатов, то при выплавке базальтов она должна была бы преимущественно концентрироваться именно в базальтовых расплавах. Отсюда следует, что концентрация воды в мантии, по меньшей мере, не превышает  $5 \cdot 10^{-4}$ . Следовательно, мантия практически сухая и ни о каких флюидных потоках в этой геосфере (вне зон поддвига плит), способных привнести в кору заметные количества рудных, литофильных и других рассеянных элементов, сегодня серьезно говорить не приходится.

Как же тогда объяснить значительные, а иногда и просто ураганные скопления рассеянных и редких элементов в месторождениях полезных ископаемых? По-видимому, только наложением двух процессов друг на друга – постепенным накоплением рудных элементов в земной коре и их последующей концентрацией в локальных объемах месторождений, благодаря вторичной переработке (рециклингу) вещества земной коры. Первый процесс полностью зависит от тектонической активности Земли, т.е. от скорости выделения в ее недрах эндогенной энергии. Второй же процесс связан с влиянием экзогенных причин – с разрушением и выветриванием пород земной коры, с седиментацией продуктов разрушения коровых пород, а часто и их новым переплавлением. При этом, помимо Солнечного излучения, главными факторами, управляющими экзогенными процесссами на Земле, являются развитие гидросферы (включая океаны) и атмосферы, существенно влияющие на климаты Земли. Только одновременный и полный учет всех этих эндогенных и экзогенных факторов может позволить нам понять природу процессов накопления полезных ископаемых в земной коре (Сорохтин, Старостин, Сорохтин, 2001).

Сказанное в полной мере относится и к происхождению алмазоносных кимберлитов, лампроитов и родственных им пород карбонатитового и щелочно-ультраосновного ряда. Действительно, все эти породы с одной стороны обладают явно глубинным происхождением и определенно видно, что их родоначальные магмы поднялись с уровней верхней мантии, но с другой стороны – все они резко обогащены летучими и литофильными элементами, а иногда в заметных количествах содержат даже сложные углеводороды (например, Хибинский массив апатитоносных нефелинитов). Все это вместе взятое заставляет нас заново пересмотреть устоявшиеся взгляды на происхождение эндогенных полезных ископаемых и, в частности, алмазов. Подробное ознакомление с традиционными взглядами на происхождение месторождений большинства эндогенных полезных ископаемых, а также глубинных алмазоносных пород, показывает, что в рамках "классических" геологических подходов эта проблема в принципе неразрешима. Для ее решения необходимо привлекать новые идеи, основанные на современной геологической теории.

В качестве такой теоретической основы мы выбрали недавно разработанную теорию планетарного или глобального развития Земли (Сорохтин, Ушаков, 2002), включающую в себя (как составную часть) и тектоники литосферных плит. Используемая нами теории развития Земли базируется на энергетическом подходе, согласно которому эволюция нашей планеты происходит благодаря эндогенным процессам, в наибольшей степени снижающими потенциальную энергию как самой Земли, так и системы Земля – Луна. Поскольку развитие Земли сопровождается потерями эндогенного тепла, то и эволюция Земли является необратимой.

В основе этой теории развития Земли лежат два исходных предположения. Вопервых, принимается, что Земля произошла за счет гомогенной аккреции холодного протопланетного газопылевого облака и, во-вторых, что земное ядро состоит из сплава железа с его окисью (считается, что составы земной коры и мантии нам известны). Оба эти предположения на сегодня являются наиболее обоснованными и принимаются большинством геофизиков. Этих двух предположений, оказывается, вполне достаточно для построения самосогласованной теории развития Земли, поскольку в них содержится вся необходимая информация о начальном строении Земли (однородная и холодная планета) и о запасах ее внутренней энергии, зависящей от массы планеты и ее состава.

Крупные успехи современной геологической теории, достигнутые ею за последние десятилетия во многих областях теоретической, региональной и рудной геологии, позволяют и нам еще раз рассмотреть проблему происхождения алмазоносных пород с новых позиций и на этой основе попытаться выполнить прогноз возможной алмазоносности Кольского полуострова и сопредельных регионов. Именно поэтому, описанию происхождения алмазоносных кимберлитов, родственных им пород и самих алмазов, мы предпослали более подробное описание используемой нами теории развития Земли, изложенных в главах 4–7.

Ранее мы неоднократно рассматривали проблему происхождения алмазов (Сорохтин, 1981,1985; Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996; Сорохтин, Старостин, Сорохтин, 2001; Сорохтин, Ушаков, 2002). В настоящей работе мы вновь возвращаемся к этому вопросу, но с привлечением новых теоретических подходов, изотопных определений и бо́льшего количества геологических данных.

### Глава 1. Основные характеристики алмазоносных и родственных им пород.

К коренным алмазоносным породам, как известно, относятся кимберлиты и лампроиты – глубинные магматические породы, обычно встречающиеся только на древних континентальных платформах и залегающих там в форме субвулканических тел - трубок взрыва (диатрем) или магмаподводящих даек. Родственными им, но несколько менее глубинными породами являются карбонатиты и щелочно-ультраосновные породы с достаточно широким спектром составов. Однако общей их чертой является низкое содержание кремнезема и относительно повышенные концентрации магния, что позволяет относить все эти образования к ультраосновным породам. В противоположность классическим ультраосновным породам мантийного происхождения перидотитового ряда, кимберлиты, лампроиты и щелочноультраосновные породы обогащены титаном, щелочами (прежде всего калием), фосфором, редкими литофильными и летучими элементами, в том числе водой и углекислым газом (особенно карбонатиты).

Химия и геохимия алмазоносных кимберлитов и лампроитов описана во многих работах и монографиях [Доусон, 1983; Джейкс и др., 1989; Илунин и др., 1990; Богатиков и др., 1991]. Существуют также многочисленные описания щелочно-ультраосновных пород [Костюк, 1974; Бородин и др., 1976; Щелочные породы, 1976] и карбонатитов [Карбонатиты, 1969; Самойлов, 1977; Кулешов, 1986]. Поэтому, здесь мы не будем подробно анализировать химические составы этих экзотических пород, а обратим внимание лишь на геохимическую специфику кимберлитов, как наиболее типичных представителей этого класса пород.

Анализируя особенности химического состава кимберлитов И.П. Илунин и его коллеги [1990] отметили, что отношения SiO<sub>2</sub>/MgO и MgO/SFeO кимберлитов отвечают дунитовым и перидотитовым значениям, а концентрации  $Al_2O_3$  и Na<sub>2</sub>O заметно ниже, чем у базальтов. Но с другой стороны, по содержанию некоторых редких элементов, кимберлиты близки к щелочным базальтам. Тем не менее, подчеркивается, что никакое смешение перидотитов со щелочно-базальтоидным веществом не позволяет получить кимберлитовый состав, поскольку любое заметное добавление к перидотиту базальтоидного вещества неизбежно приведет к увеличению концентрации кремнезема, алюминия и натрия, а при незначительной добавке не возникает типичных для кимберлита содержаний редких элементов. Важно также отметить, что по сравнению с мантийными ультраосновными породами (перидотитом и лерцолитом) кимберлиты существенно обогащены титаном, калием и фосфором. При этом обогащенность кимберлитов редкими элементами обычно коррелируется с повышенными концентрациями фосфора. В еще большей степени такая зависимость проявляется у карбонатитов [Илупин и др., 1990].

Специфика геохимии кимберлитов могла бы наглядно проявляется при их сравнении с образцами неистощенного мантийного вещества. Однако, к большому сожалению, мы никогда не имеем дело со свежими образцами мантийных пород, в которых бы сохранялись без искажения содержания редких элементов. Неустойчивость прямых определений рассеянных элементов в мантийных породах, попадающих на поверхность Земли, объясняется тем, что они практически всегда при этом испытывают сильнейшее влияние метаморфогенных факторов, существенно искажающих их первичный состав в области редких элементов. Так, если пользоваться образцами ультраосновных пород из офиолитовых покровов, то надо учитывать, что их вещество, по меньшей мере, дважды подвергалось гидротермальным воздействиям. Первый раз, еще во время формирования океанической коры благодаря ее гидратации океанскими водами, насыщенными щелочами и другими легко растворимыми элементами. Второй раз – в процессе надвигания участков этой коры (офиолитового покрова) на континентальные окраины за счет воздействия перегретых и минерализованных вод, поступающих из зон поддвига плит. В не меньшей степени оказываются искаженными первичные составы рассеянных элементов в ультраосновных ксенолитах из самих кимберлитов. Связанно это с двумя причинами. Во-первых, весьма вероятно, что эти ксенолиты представляют собой фрагменты древней океанической коры, затянутой в прошлые геологические эпохи под континентальные плиты и, во-вторых, благодаря тому, что за длительное время близкого контакта с кимберлитовыми расплавами в этих образцах могли происходить (и происходили) существенные метаморфические преобразования [Сорохтин, 1985]. В большинстве случаев такие преобразования должны были сводиться к контаминации ультраосновных пород рассеянными элементами, поступавшими в них из минерализованных гидротерм или из насыщенных летучими компонентами кимберлитовых магм.

Тем не менее, выполненные Я. Мураматсу [Muramatsu, 1983] сопоставления средних химических составов кимберлитов и лерцолитовых ксенолитов весьма показательны. Из этих сопоставлений наглядно видно, что кимберлиты несколько обеднены такими петрогенными элементами, как Si, Mg, Na, Cr, и Ni, тогда как содержания в них Al, Fe, Mn и некоторых рудных элементов (Co, Zn) почти соответствуют концентрациям в лерцолитах. Но самой характерной чертой кимберлитовых пород является их явное обогащение рассеянными элементами. Особенно это касается литофильных и редкоземельных элементов. По определениям Я. Мураматсу, кимберлиты обогащены углеродом в 150 раз, фосфором – в 25 раз, щелочами (K, Rb, Sc) - в 24–68 раз, легкими редкоземельными элементами (La–Eu) - от 30 до 200 раз, радиоактивными элементами Th и U соответственно в 80 и 60 раз.

Проверить независимыми определениями приведенные оценки по всем малым элементам трудно, но по некоторым из них это все-таки удается выполнить. Если принять приведенные Я. Мураматсу концентрации К, U и Th в мантии за действительные, то нетрудно посчитать, что генерируемый ими суммарный глубинный тепловой поток, идущий из мантии, должен был бы достигать  $4,8\cdot10^{20}$  эрг/с. К этому мантийному потоку надо добавить еще теплогенерацию радиоактивных элементов, сконцентрированных в континентальной коре, которая приблизительно равна  $0,9\cdot10^{20}$  эрг/с. В этом случае суммарная генерация радиогенного тепла в Земле должна была бы достигать  $5,7\cdot10^{20}$  эрг/с. Но в современной Земле действует еще один исключительно мощный источник тепловой энергии – процесс гравитационной дифференциации мантийного вещества, приводящий к выделению в центральных областях планеты плотного окисно-железного ядра и к возбуждению в мантии конвективных течений. Учет и этого источника энергии (около  $3\cdot10^{20}$  эрг/с. Действительные же теплопотери Земли в рассматриваемом случае достигали бы  $8,7\cdot10^{20}$  эрг/с. Действительные же теплопотери Земли вдвое меньше и приблизительно равны  $4,2-4,3\cdot10^{20}$  эрг/с [Сорохтин, 1974; Sclater et al., 1980; Сорохтин, Ушаков, 1991, 2002].

Из приведенных энергетических оценок следует, что принятые в работе [Мигатаtsu, 1983] концентрации малых элементов (во всяком случае K, U, и Th) в мантийном веществе оказываются явно завышенными, а коэффициенты обогащения этими же элементами кимберлитовых пород – существенно заниженными. Более корректный анализ энергетического баланса Земли с учетом рассеиваемой в мантии энергии приливных взаимодействий Земли с Луной (около  $0,1\cdot10^{20}$  эрг/с), содержания калия и отношение K/U и K/Th в континентальной коре и в лунных породах, позволил определить, что в земной мантии сейчас содержится не более 0,012% K,  $2,6\cdot10^{-7}\%$  U и  $7\cdot10^{-7}\%$  Th [Сорохтин, Ушаков, 1991, 2002]. Если принять эти значения концентраций, то оказывается, что обогащение кимберлитов калием достигает не 24, а 87 раз. Для урана и тория получаются еще большие величины: соответственно в 1200 и 2300 раз (вместо 62 и 80 раз).

Из приведенного примера независимых оценок мантийных концентраций радиоактивных элементов, напрашивается обобщенный вывод, что и по некоторым другим малым элементам степень обогащения кимберлитовых пород, по сравнению с их кларковыми содержаниями в мантийном веществе, может оказаться существенно большей, чем это определено в работе [Muramatsu, 1983].

По нашим оценкам (см. ниже) в мантии содержится около 110 г/т углекислого газа и не более 0.05% воды. По данным Дж. Доусона [1983] в кимберлитах содержится около 3,3–7,1% СО<sub>2</sub> и 5,9–18,7% H<sub>2</sub>O, откуда следует, что кимберлиты обогащены этими летучими соединениями соответственно в 300–650 и 120–370 раз.

Следует также обратить внимание на то, что в минералах кимберлитов [Доусон, 1983], да и в самих кристаллах алмазов [Melton, Giardini, 1974, 1975] часто встречаются включения газообразных и жидких углеводородов и даже спиртов и более сложных органических соединений.

Учет всех этих факторов в еще большей мере обостряет проблему происхождения кимберлитов и определения механизмов столь высокого обогащения этих пород литофильными элементами при одновременном сокращении в них кремнезема. При этом, необходимо дать ответ на вопрос, откуда берутся во включениях углеводороды со специфическими для них отрицательными изотопными сдвигами по углероду.

Лампроиты по определению [Богатиков и др., 1991], представляют собой сообщество высокомагнезиальных калиевых щелочных пород, насыщенных либо слабо недосыщенных кремнеземом и характеризующихся низкими содержаниями алюминия и кальция. Составы лампроитов, по сравнению с кимберлитами, отличаются значительно более широкими вариациями. Однако, для них всегда характерны наиболее высокие содержания калия (до 7–10%  $K_2O$ ), рубидия (до 300–500 г/т) и бария (до 5000–10000 г/т), повышенные содержания стронция (до 1000–4000 г/т) и легких редкоземельных элементов (до 300–600 г/т La, до 600–1000 г/т Ce, до 250–500 г/т Nd и до 15–30 г/т Sm). По содержанию магния (от 8 до 24% MgO) лампроиты занимают промежуточное положение между мантийным веществом и базальтами, зато ураном (от 1 до 10 г/т) и торием (от 12 до 150 г/т), они обогащены по сравнению с мантией обогащены соответственно от 400 до 4000 раз и от 1700 до 20000 раз. Углекислоты и воды в лампроитах существенно меньше, чем в кимберлитах, тем не менее, по сравнению с мантийным веществом эти породы обогащены углеродом от 20 до 600 раз, а водой от 25 до 70 раз.

Карбонатиты и щелочно-ультраосновные формации хотя и не относятся к алмазоносным породам, но, безусловно, являются родственными образованьями с близким генезисом. Отметим вкратце их специфику. Для карбонатитов весьма характерны широкие вариации составов основных петрогенных окислов [Самойлов, 1977]. Концентрация кремнезема в этих породах меняется практически от 0 до 30–40%, окислов железа (в сумме) от 10–12 до 20–25%, окиси магния – от 12 до 20% и т.д. Но главной отличительной особенностью карбонатитов является резко повышенное содержания в них окиси кальция от 12 до 50%, а так же углекислоты – от 3–8 до 30–40%. Обычно в карбонатитах наблюдаются повышенные содержания серы (около 0.3–0.5%), фтора (около 0.3%) и хлора (до 1–3%). Как и кимберлиты, карбонатиты оказываются существенно обогащенными легкими редкоземельными элементами, но особенно, стронцием и редкими металлами: танталом и ниобием, а также ураном и торием.

Щелочно-ультраосновные породы, как известно, характеризуются недосыщенностью кремнеземом, концентрация которого обычно не превышает 40% и насыщенностью щелочами, особенно натрием (до 5–6% Na<sub>2</sub>O до 1,5–2% K<sub>2</sub>O). По содержанию глинозема, железа, магния и кальция эти породы близки к щелочным сериям базальтов. Однако, главным отличием щелочно-ультраосновных пород от щелочных базальтов является характерных набор и повышенные концентрации в них литофильных элементов и редких металлов: фосфора, ниобия, тантала, циркония, редких земель, стронция, бария и радиоактивных элементов. В некоторых случаях, как, например, в Хибинском массиве апатитоносных сиенитов, в весьма заметных количествах (до 150 см<sup>3</sup> на килограмм породы) встречаются углеводородные газы и даже тяжелые углеводороды до  $C_{19}$  [Костылева-Лобунцова и др. 1978].

Таким образом, при всем многообразии и специфике рассматриваемой ассоциации кимберлитов, лампроитов, карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород, их роднит между собой глубинное (подкоровое) происхождение, низкие или умеренные содержания кремнезема при резком обогащении рассеянными литофильными элементами, редкими металлами и летучими соединениями (вплоть до включений углеводородов). Кроме того, все эти породы встречаются только на древней, раннедокембрийской континентальной коре.

Отметим здесь и весьма интересные данные по изотопии кимберлитов и карбонатитов. Так, в монографии Дж. Доусона [1983] отмечается, что  $\delta D$  для серпентина и флогопита, на которые приходится большая масса связанной в кимберлитах воды, варьируют в пределах от 89 до 102‰, а значения  $\delta^{18}O$  изменяются от -1,08 до +12.2% по стандарту SMOW. Изотопный состав углерода  $\delta^{13}C$  карбонатной фазы кимберлитов по породе в целом, как и для карбонатитов, колеблется в пределах от +1 +2% до -8%, а в некоторых случаях и до -20-25% по стандарту PDB, тогда как вариации кислорода  $\delta^{18}O$  изменяются от +6 до +24 +25%SMOW [Доусон, 1983]. Приведенные данные по широким вариациям  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$  в карбонатном веществе кимберлитов и карбонатитов также свидетельствуют о гетерогенности источников вещества, вовлеченного в их формирование.

#### Глава 2. ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД

Несмотря на большие успехи в изучении геологии, петрологии и геохимии алмазоносных кимберлитов, лампроитов и родственных им пород, прекрасная сводка которых приведена, например, в монографии Дж. Доусона [1983] и в работах [Соболев, 1974; Трофимов, 1980; Кулешов, 1986; Джейкс и др., 1989; Владимиров и др., 1990; Илунин и др., 1990; Богатиков и др., 1991] общепринятого представления на происхождение этих загадочных пород пока еще не сформировалось. Тем не менее, уже сегодня некоторые черты и даже детали их образования установлены достаточно надежно.

Так, можно считать твердо установленным, что алмазоносные кимберлиты, а вместе с ними и коренные месторождения алмазов встречаются только на древних континентальных щитах архейского, а иногда и раннепротерозойского возраста [Доусон, 1983; Трофимов, 1980; Croves et al., 1987; Владимиров и др., 1990]. Геологические исследования океанов показали, что ни кимберлитов, ни лампроитов и родственных им глубинных пород щелочно-ультраосновного и карбонатитового рядов, нигде на океаническом дне не встречено [Геология океана, 1979]. Эти очень важные результаты свидетельствуют о том, что кимберлитовые магмы могут формироваться только под наиболее древними докембрийскими кратонами и, вероятно, их происхождение тесно связано с самим процессом развития континентальной литосферы.

Условия формирования алмазов обычно изучаются по петрологии и геохимии глубинных включений эклогитов и гранатовых перидотитов, часто встречающихся в кимберлитовых породах [Соболев, 1960; 1974]. После проведения экспериментального изучения минеральных полиморфных переходов при высоких давлениях и температурах, происходящих в образцах такого состава [Green, Ringwood, 1976; Ringwood, Green, 1966; Reid, 1976] и, особенно, после усовершенствования методов баротермометрии [Перчук, 1977 a,  $\delta$ ], удалось уверенно установить, что алмазоносные кимберлиты формируются на глубинах, превышающих 120-150 км. Именно на таких глубинах кристаллизуются алмазы и возникают характерные минеральные ассоциации в эклогитах и гранатовых перидотитах алмаз-пироповой фации глубинности [Соболев, 1974]. С другой стороны, известно [Ringwood, Major, 1970], что на глубинах около 350 км ромбический оливин должен переходить в более плотную кубическую модификацию (шпинелевую фазу) – рингвудит. Однако рингвудит еще нигде не встречался в кимберлитах или алмазных включениях, а этот факт, по-видимому, ограничивает максимальную глубину формирования алмазоносных пород 300 км [Доусон, 1983].

Успехи современной "петрологической" баротермометрии, основанной на изучении зависимости минеральных ассоциаций в эклогитах и перидотитах от давления и температуры, позволили по ксенолитам, вынесенным кимберлитовыми магмами с различных уровней подкоровой литосферы, восстановить положение древних геотерм, существовавших в литосферной мантии под кимберлитовыми диатремами во время формирования минерального состава пород, соответствующих этим ксенолитам [Boyd, 1973; Mercier, Carter, 1975; Перчук, 1977-а,б; Доусон, 1983; Каминский, 1984]. Обобщая эти данные, удалось более или менее уверенно очертить область существования в мантии алмазоносных эклогитов и гранатовых лерцолитов [Доусон, 1983; Kennedy, Kennedy, 1976; Соболев, 1974]. Она оказалась достаточно широкой: при давлении Р около 50 кбар, температурный диапазон составил 1120-1380 °С, а при 70 кб - 1300-1500 °С. Для гранатовых лерцолитов эта область не менее широкая и ограничена температурами 900-1400 °С (см. рис.2.1). Однако, как подчеркивает Дж. Доусон, реальный температурный диапазон формирования алмазоносных эклогитов в каждом конкретном случае может быть заметно более узким, как, например, для трубки Робертс-Виктор в Южной Африке он заключен в пределах от 1017 до 1160 °С. Находки включений коэсита в кристаллах алмазов, по мнению Н.В. Соболева [1983], также свидетельствуют о сравнительно невысокой температуре верхней мантии под континентальными платформами.



Рис. 2.1. Термодинамические условия образования алмазов: 1 – Р-Т условия образования алмазов по Ф.В. Каминскому (1984); 2 – наиболее вероятные условия формирования алмазов по рассматриваемой в данной работе модели; 3 – область существования ювенильных мантийных (базальтовых) расплавов;  $T_m$  – температура мантии;  $T_{sm}$  – температура солидуса мантийного вещества ;  $T_{lk}$  – современная геотерма под архейскими

щитами;  $T_{\gamma\alpha}$  – температура фазового перехода графит – алмаз;  $L_{pb}$ ,  $L_{px}$  и  $L_{gr}$  – области существования плагиоклазовых, пироксеновых и гранатовых лерцолитов

При изучении генезиса кимберлитовых магм и выносимых ими ксенолитов вмещающих пород, важно помнить, что на глубинах алмазообразования от 150 до 220 км температура плавления мантийного вещества (гранатовых лерцолитов), судя по экспериментальным данным [Takahashi, 1986] достигает соответственно 1600 и 1700 °C. Отсюда следует важный вывод, накладывающий жесткие ограничения на возможный круг гипотез алмазообразования. Оказывается, что генерация значительно более низкотемпературных кимберлитовых магм должна была происходить без плавления мантийного вещества. Более того, при современном распределении мантийной температуры, на таких глубинах вообще не могут выплавляться базальтовые расплавы, а, следовательно, "in situ" не могли формироваться и эклогитовые породы. Такое могло бы происходить только во время "пикового" перегрева верхней мантии в позднем архее, но тогда мощность литосферы (вместе с континентальной корой) еще не превышала 70-80 км (см. рис. 4.24).

Многие ксенолиты эклогитов и гранатовых перидотитов несут в себе следы значительных деформаций, часто создающих флюидные и ламинарные структуры течения [Harte, 1977]. Это свидетельствует о сложных путях преобразования мантийных пород под континентами, часто формировавшихся там в условиях интенсивных сдвиговых деформаций, но не очень высоких температур, т.к. в противном случае за счет длительного прокаливания пород при субсолидусных температурах, все следы структур течения мантийного вещества были бы полностью уничтожены. Значительные пластические деформации претерпели и некоторые кристаллы алмазов. При этом в процессе роста кристаллов, по-видимому, происходили и заметные изменения химического состава среды, о чем в частности говорят изменения содержания азота и других примесей в разных слоях кристаллов (Frank, 1969), а также вариации изотопных отношений углерода в индивидуальных алмазах [Swart et al., 1983]. В связи с этим, напрашиваются выводы, что процессы формирования кимберлитовых магм были связаны с интенсивными движениями вещества в верхней мантии под континентами.

Однако в рамках классических представлений о генезисе алмазоносных пород, многие вопросы так и остались без ответа. Среди них Дж. Доусон [1983] упоминает следующие: 1 – какова природа источника углерода, фосфора и азота в верхней мантии; 2 – почему карбонатная фаза кимберлитов представлена кальцитом, тогда как в условиях стабильности гранатовых перидотитов устойчивыми должны были бы быть доломит и магнезит [Wyllie, 1979]; 3 – почему одни кимберлиты содержат алмазы, а другие нет; 4 – являются алмазы ксенокристаллами или вкраплениями; 5 – почему кимберлиты и родственные им породы встречаются только на континентах; 6 – откуда в кимберлитовую магму поступает вода; 7 – с чем связаны изотопные смещения углерода в алмазах и карбонатитовой матрице кимберлитов; 8 – что за механизм тектонических движений, столь существенно деформирующих породы глубинных включений в кимберлитах; 9 – какова природа энергии, приводящей к расплавлению кимберлитовой магмы, каковы причинно-следственные связи, действующие в процессе кимберлитообразования.

В рамках "классических" представлений о происхождении алмазоносных кимберлитов за счет плавления обогащенных летучими соединениями вещества верхней мантии все эти вопросы остаются без ответов. В описываемой здесь модели происхождения алмазоносных кимберлитов и родственных им пород, на все эти вопросы Дж. Доусона даются сравнительно простые и, главное, естественные ответы (см. гл. 9)

#### Глава 3. Существующие представления о происхождении алмазоносных

#### пород

Наиболее ранней гипотезой формирования кимберлитов, по-видимому, является идея П. Харриса [Harris, 1957; Harris, Middlemost, 1969] о возможной зонной плавке мантии. Предполагается, что благодаря этому процессу в медленно поднимающемся слое легких расплавов должны были постепенно накапливаться летучие и некогерентные элементы. Однако для поддержания такого механизма в действии, необходимы мощные источники энергии, освобождающейся в процессе его функционирования. В раннем архее зонная плавка мантийного вещества действительно могла развиваться за счет выделения гравитационной энергии сепарации металлического железа от силикатов первичного земного вещества [Сорохтин, Ушаков, 1991, 2002]. Но тогда, этот процесс приводил к базальтового или выплавлению только магм коматиитового состава. а более лифференцированные серии тоналит-трондьемитового примитивные состава И плагиогранитоиды возникали лишь после их вторичного переплавления. К тому же, в раннем архее литосферная оболочка под континентами по мощности не превышала нескольких десятков километров (см. ниже). Во все остальные геологические эпохи в верхней мантии просто не существовало источников энергии, способных питать процесс зонной плавки мантийного вещества.

В середине 60-х годов прошлого века была популярна гипотеза образования кимберлитов и родственных им пород благодаря частичному плавлению гранатового перидотита на глубинах около 80–100 км с последующим фракционированием пикритовых базальтов (O'Hara, Yoder, 1967). При этом предполагалось, что фракционная кристаллизация пикритового базальта при высоких давлениях давала эклогитовые кумуляты и остаточные бедные кремнекислотой щелочные расплавы с составами кимберлита и родственных им пород.

Дж. Доусон (1983) отмечает, что на происхождение кимберлитовых магм указывают их ограниченные объемы, связанные либо с продуктами длительного фракционирования мантийных расплавов, либо с продуктами очень незначительной по массе частичной выплавкой вещества мантии. При этом предполагается, что в области источника частичного плавления мантии должны были содержаться в заметных количествах К, Ті, Ва, а также H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> и другие летучие компоненты (Dowson, 1971). Весьма своеобразный спектр распределения редкоземельных элементов в кимберлите показывает возможность участия в образовании этой породы слюды, а также диопсида, о чем также свидетельствуют данные по изотопии стронция и редких земель. По мнению Дж. Доусона идеальной средой для такой выплавки кимберлита является гранатовый лерцолит, обогащенный флогопитом и карбонатами.

Большинство современных гипотез также объясняет происхождение кимберлитовых и родственных им магм частичным плавлением обогащенного летучими элементами мантийного вещества, или возникновением остаточных расплавов в процессе длительного фракционирования мантийного вещества. Этот подход и сейчас остается наиболее популярным у многих исследователей генезиса алмазоносных пород и самих алмазов. Так, Ю.Л. Орлов [1984] пишет, что алмаз – магматический минерал, кристаллизующийся на глубине в щелочно-ультраосновной магме, из которой образуются кимберлитовые породы. Сторонники этих взглядов считают, что источником углерода алмазов является ювенильный углерод, содержащийся в самой магме, а алмазы кристаллизуются в этой магме совместно с оливином, гранатом, пироксеном и другими минералами, которые находятся в алмазах в виде сингенетических включений.

Несмотря на большую популярность мантийно-магматических гипотез происхождения алмазоносных пород, они обладают рядом крупных и вряд ли преодолимых недостатков. Во-первых, все современные петрологические определения условий формирования кимберлитовых магм уверенно показывают их сравнительно не очень высокую температуру – около 1000–1250 °C при давлениях от 45 до 65 кбар [Доусон, 1983; Каминский, 1986], что приблизительно на 500 °C ниже ожидаемой температуры начала плавления мантийного вещества, происходящего при таких же давлениях в диапазоне температур от 1570 до 1720 °C [Takahashi, 1986]. Отсюда с неизбежностью следует, что кимберлитовые и родственные им магмы вообще не могли возникнуть за счет плавления (даже частичного) мантийного вещества, поскольку температурный барьер, разделяющий области существования кимберлитовых и мантийных расплавов оказывается слишком высоким.

Во-вторых, образование кимберлитовых расплавов за счет частичного плавления мантийного вещества лерцолитового состава, даже если бы оно и происходило, могло бы приводить только к умеренному (равновесному с лерцолитами) обогащению возникающих выплавок литофильными и летучими элементами, но без резкого снижения концентраций кремнезема, столь характерного для кимберлитов и, особенно, карбонатитов. К тому же, такой механизм в принципе не может приводить к "ураганным" повышениям концентраций многих из редкоземельных и рассеянных элементов (например, радиоактивных).

В-третьих, предположение, что исходным материалом для выплавления кимберлитов мог служить гранатовый лерцолит, содержащий в виде примеси флогопит и карбонаты, часто встречаемые в кимберлитах и ксенолитах, априори предполагает существование в ювенильной мантии существенных неоднородностей ее химического состава. Однако, как мы теперь знаем по факту непрерывного дрейфа литосферных плит, мантия Земли охвачена интенсивной конвекцией и за время жизни Земле вещество ее мантии успело многократно перемешаться и гомогенизироваться. Об этом же, в частности, говорят выплавки толеитовых базальтов в океанических рифтовых зонах. Поэтому согласно современным представлениям, ювенильная мантия в среднем однородна по составу [Рингвуд, 1981], быть может, лишь с небольшими его вариациями в связи с продолжающимся и в настоящее время процессом перехода окислов железа из мантии в земное ядро [Сорохтин, Ушаков, 1991, 2002]. Поэтому, сейчас трудно воспринимать и все гипотезы, объясняющие происхождение кимберлитов и родственных им пород плавлением аномальных участков мантии, резко обогащенных летучими соединениями и литофильными элементами. Таких аномальных участков в ювенильной мантии просто не существует, однако, в ней могут возникать узкие (локальные) неоднородности под зонами поддвига литосферных плит в связи с затягиванием в них океанической коры и осадков. Но это уже не исконные эндогенные аномалии состава мантии, а привнесенные в нее вместе с коровым веществом и осадками экзогенные неоднородности, которые в процессе дифференциации и дезинтеграции мантийного вещества на поверхности земного ядра вновь полностью гомогенизируются (см. рис. 4.8). Участие таких экзогенных факторов на процесс формирования алмазоносных и родственных им пород рассматривается другой группой гипотез. Подробнее такой подход освещается и в данной работе.

Накопленный за последние годы обильный материал по изотопии рассматриваемой группы пород и включений в алмазах, а также по изотопным сдвигам углерода в самих алмазах, заставил по-новому взглянуть и на всю проблему происхождения алмазов и алмазоносных пород. Так, В.С. и Н.В. Соболевы [1980] пришли к заключению, что в формировании алмазов помимо мантийного (ювенильного) углерода может принимать участие и экзогенный (карбонатный) углерод, затягиваемый вместе с океанической корой по зонам субдукции на большие глубины под континенты. При этом естественное объяснение получало и происхождение эклогитов за счет преобразования базальтов бывшей океанической коры. Анализируя изотопию углерода и кислорода в карбонатитах и кимберлитах, Н.В. Кулешов [1986] приходит к однозначному выводу, что в образовании карбонатного вещества кимберлитов и карбонатитов принимает участие коровая углекислота первично-осадочного происхождения. При этом подчеркивается, что мантийное вещество резко обеднено летучими

компонентами, в том числе и углекислотой. Отсюда, делается вывод о невозможности существования в мантии заметных количеств карбонатных расплавов или значительных скоплений CO<sub>2</sub> за счет мобилизации первичного (ювенильного) углерода Земли. Следовательно, заключает В.Н. Кулешов, генезис высокотемпературных карбонатов в кимберлитах и карбонатитах необходимо связывать с ремобилизацией вещества коры и, прежде всего, вещества осадочной оболочки Земли.

Рассматривая вопрос о происхождении кимберлитов и родственных им пород с позиций тектоники литосферных плит, еще в начале 80-х годов XX века, мы пришли к выводу, что все вещество кимберлитовых, карбонатитовых и щелочно-ультраосновных магм произошли за счет переплавления пелагических осадков, затянутых по зонам субдукции на большие глубина под континенты. Действительно, изотопные составы углерода в алмазах невозможно объяснить без привлечения корового вещества (Галимов, 1978). Аналогичная ситуация наблюдается и в высокотемпературных глубинных породах ассоциации карбонатитов и кимберлитов: изотопные составы углерода и кислорода показывают, что в образовании карбонатного вещества этих пород принимает участие коровая углекислота первично-осадочного происхождения (Кулешов, 1986). Анализируя изотопные сдвиги серы и отношения изотопов свинца из включений сульфидов в алмазах, к близким выводам пришли К. Элдридж и его коллеги [Eldridge et al., 1991], подтвердив при этом древний возраст образования алмазов (около 2 млрд. лет), ранее предсказанный нами по механизму тектоники литосферных плит.

Однако, обычные осадки современного типа из-за их малой плотности не могут затягиваться на большие глубины. Для этого плотность попавших в зоны поддвига плит осадков должна была превышать среднюю плотность континентальных плит (Монин, Сорохтин, 1986). Но такие богатые железом, а потому и плотные (тяжелые) пелагические осадки отлагались лишь в раннем докембрии, они то только и могли затягиваться ("проваливаться") по древним зонам субдукции на большие глубины под архейские континентальные щиты. Однако реализоваться такой механизм формирования кимберлитов мог только в раннем протерозое, когда не только отлагались тяжелые железистые осадки, но толщина континентальных плит возросла до 200–250 км [Сорохтин, 1981, 1985, Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996]. Недавно аналогичные идеи, правда, без учета роли железорудных осадков в образовании кимберлитов, были восприняты и авторами коллективной монографии "Архангельская алмазоносная провинция" (2000).

Проблема происхождения этих экзотических пород наиболее подробно рассмотрена в монографии (Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996). Согласно разработанной в этой монографии модели, алмазоносные кимберлиты и родственные им породы возникли за счет затягивания по древним зонам субдукции на большие глубины (до 200–250 км) под архейские щиты пород океанической коры и тяжелых (железистых) океанических осадков раннего протерозоя (рис. 3.1). При этом из-за большой плотности железистых осадков они должны были сами "проваливаться" в зоны поддвига плит и служить в них "смазкой". Поэтому, вероятно, зоны поддвига плит в конце раннего протерозоя (во время Свекофеннской орогении) и в среднем протерозое в основном были амагматичными, без характерного для островных дуг и активных окраин континентов известково-щелочного вулканизма.

В связи с изложенной идеей (и вопреки распространенному мнению) мы считаем, что алмазоносные кимберлиты, лампроиты и карбонатиты нельзя причислять к мантийным породам. Эту группу пород, скорее, следует называть псевдомантийными. Что же касается встречающихся в них эклогитовых ксенолитов, то практически все они являются метаморфизованными осколками базальтового слоя бывшей океанической коры. В противоположность им, включения гранатовых перидотитов могут характеризоваться различной природой: Бо́льшая их часть представляет собой осколки третьего (серпентинитового) слоя бывшей океанической коры, тогда как другая их часть может представлять собой оторванные от стенок эруптивного канала осколки подкоровой континентальной литосферы. Соответственно, первый тип таких ультраосновных ксенолитов может быть алмазоносным, а второй, наоборот, всегда будет безалмазным. Идея рассматриваемой в данной монографии модели формирования алмазоносных кимберлитов и родственных им псевдомантийных пород иллюстрируется рис. 3.1.



Рис. 3.1. Процесс формирования глубинных расплавов щелочно-ультраосновного, лампроитового и кимберлитового составов (Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996): А – ситуация в конце раннего протерозоя; Б – на рубеже раннего и среднего протерозоя; В – в рифее или фанерозое (показан момент прорыва глубинных магм к поверхности и образования: a – щелочно-ультраосновных интрузий;  $\delta$  – мелилитовых и карбонатитовых и и образования: a – щелочно-ультраосновных интрузий;  $\delta$  – мелилитовых и карбонатитовых и карбонатитовых и интрузий;  $\epsilon$  – алмазоносных лампроитовых и кимберлитовых субвулканических комплексов). 1 – литосфера; 2 – астеносфера; 3 – раннепротерозойская океаническая кора с перекрывающими ее тяжелыми железистыми осадками; 4 – континентальная кора (AR – архейского, PR<sub>1</sub> – раннепротерозойского возрастов), 5 – глубинные расплавы

В рассматриваемой модели момент формирования глубинных расплавов строго ограничен эпохой второй половины раннего протерозоя – возрастами от 1,8 до 2,2 млрд. лет назад или, в некоторых редких случаях, эпохой среднего протерозоя. Это связано с тем, что в архее еще не существовало условий для генерации магм рассматриваемого типа, поскольку исключительно высокая тектоническая активность Земли и очень большие теп-

ловые потоки не допускали тогда увеличения мощности континентальных литосферных плит вместе с континентальной корой выше 60-80 км. Зон же субдукции в архее вообще не существовало, так как их тогда заменяли зоны скучивания и торошения сравнительно тонких океанических литосферных пластин существенно базальтового состава. Лишь после выделения земного ядра в конце архея возникли первые зоны субдукции, а мощность архейских континентальных литосферных плит стала быстро возрастать. Уже к концу раннего протерозоя она достигла предельных значений порядка 250 км, что и создало условия для возможности формирования глубинных (алмазоносных) расплавов. Однако реализация этой возможности осуществилась только тогда, когда на дне океанов около 2,2 млрд. лет назад стали отлагаться тяжелые железорудные осадки типа джеспилитов. Продолжалась эта эпоха массового отложения железорудных осадков приблизительно до 1,8 млрд. лет назад и именно этой эпохе (2,0–1,8 млрд. лет назад) соответствует зарождение в глубинах континентальной литосферы максимальных количеств кимберлитовых и родственных им магм. Второй, но менее значительный импульс генерации глубинных расплавов, мог происходить во время распада второго суперконтинента – Мегагеи Штилле (около 1,6-1,4 млрд. лет назад), когда возникло много сравнительно мелководных межконтинентальных океанов, из рифтовых зон которых также выносилось железо. Именно этой эпохе соответствует образование уникальных анорогенных анортозитов и гранитов рапакиви, обычно возникавших благодаря "проваливанию" накапливавшихся вдоль пассивных континентальны окраин тяжелых железистых осадков пол океаническую литосферу (Сорохтин, Ушаков, 2002). Если же такие осадки попадали в зоны поддвига плит, то они также могли порождать глубинные псевдомантийные щелочно-ультраосновные и даже кимберлитовые расплавы.

В рамках описываемой модели с единых позиций удалось объяснить большинство специфических черт, а иногда и тонкие детали состава алмазоносных и родственных им пород, включая сами алмазы и минеральные включения в них. Так, по этой модели кимберлиты и лампроиты действительно являются глубинными породами, но возникли они из пелагических осадков. Отсюда следует вывод, что углерод, фосфор, азот, большинство литофильных элементов (Li, B, F, Cl, K, Ti, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Ta, Pb, Th, U), карбонаты, вода и другие флюиды в алмазоносных породах являются не мантийного, а первично-осадочного, т.е. чисто экзогенного происхождения. Об этом же свидетельствуют высокие концентрации и спектры редкоземельных элементов, отношения калий/натрий, торий/уран, изотопы водорода, кислорода, серы и стронция в кимберлитах, а также газовожидкие включения в алмазах H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, CO, N<sub>2</sub>, Ar, C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> и даже этиловый спирт C<sub>2</sub>H<sub>5</sub>OH (Melton, Giardini, 1974, 1975). О том же говорят и сдвиги изотопных отношений углерода в кристаллах алмазов, явно несущие на себе биогенные метки. Неплохо вписались в разработанную модель образования алмазоносных пород и другие изотопные данные, например неодим-самариевые, рубидий-стронциевые, стронциевые, уран-свинцовые, торий-свинцовые и свинец-свинцовые отношения.

Алмаз, безусловно, самый экзотический и таинственный минерал на Земле и в нем, как в капле воды, отразилась вся эволюция нашей планеты. В этой связи выяснить происхождение этого загадочного минерала и определить природные условия его образования можно только рассмотрев предварительно основные закономерности развития самой Земли. Начнем поэтому с краткого описания современной теории глобальной эволюции Земли, подробнее изложенной в монографиях (Сорохтин, Ушаков, 1991, 2002).

#### Глава 4. ГЛОБАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

#### (алмаз – продукт глобальной эволюции Земли)

Согласно современным представлениям, основанным на идеи О.Ю. Шмидта [1948] о происхождении планет Солнечной системы благодаря аккреции холодного протопланетного газопылевого облака, молодая Земли сразу же после своего образования была еще сравнительно холодной и тектонически пассивной планетой. Наиболее полно и последовательно современная теория планетообразования изложена в монографии В.С. Сафронова "Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет" [1969]. Сразу же отметим, что основополагающая модель планетообразования Шмидта–Сафронова полностью удовлетворяет современным геологическим и геохимическим данным о развитии Земли (Сорохтин, 1999). Более того, эти данные просто подтверждают правильность самой модели.

Каковы же главные выводы рассматриваемой теории планетообразования? Вопервых, из нее следует, что молодая Земля была относительно холодной планетой и температура в ее недрах нигде не поднималась выше температуры плавления земного вещества. Во-вторых, благодаря гомогенной аккреции планет, состав вещества первичной Земли был практически однородным во всем ее объеме.

Из этих простых выводов теории планетообразования вытекают очень важные для геологии следствия, которые, в принципе, могут быть проверены по геологической летописи Земли. В частности, отсюда следует, что молодая Земля была тектоническипассивной планетой и характеризовалась полным отсутствием магматической деятельности. Второй важнейший для геологии вывод из рассматриваемой теории планетообразования подсказывает, что у молодой Земли не было ни земной коры, ни плотного ядра.

Тем не менее, со времен господства знаменитой гипотезы Канта–Лапласа XVIII– XIX веков, дожившей до 30-х годов XX века, о происхождении планет Солнечной системы за счет сгущения и сжатия протопланетного газового облака, еще до сих пор сохранились у некоторых геологов представления о "горячем" происхождении Земли. Согласно этим представлениям первичная Земля представляла собой горячую и полностью расплавленную планету, а в дальнейшем она лишь остывала.

Иногда для доказательства раннего разогрева и дифференциации Земли привлекаются и современные данные по распределению изотопов благородных газов в атмосфере и мантии. Особенно показательно в этом отношении избыточное содержание в земной атмосфере радиогенного изотопа ксенона <sup>129</sup>Хе (его концентрация приблизительно на 7% выше, чем обычно предполагается для состава первичного ксенона). Но изотоп <sup>129</sup>Хе возникает при распаде короткоживущего радиоактивного изотопа йода <sup>129</sup>I с константой распада  $\lambda_{129} = 4,41 \cdot 10^{-8}$  лет<sup>-1</sup>. Отсюда делается вывод, что наличие избыточного <sup>129</sup>Хе в земной атмосфере свидетельствует о ранней дифференциации и дегазации Земли, произошедшей еще до исчезновения из земного вещества изотопа <sup>129</sup>I [Озима, Подосек, 1987; Толстихин, 1986].

С моделью ранней дегазации трудно не согласиться, за исключением того, что этому процессу подвергалась не сама Земля, а падавшие на нее планетезимали. Безусловно, этот процесс был бурным, поскольку при ударах о земную поверхность и тепловых взрывах планетезимали могли даже испаряться. Но все химически активные газы (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O и другие летучие) при этом быстро вступали в реакцию с пористым реголитом ультраосновного состава, покрывавшим тогда растущую Землю, и быстро выводились из первозданной земной атмосферы. В первичной же атмосфере преимущественно сохранялись и накапливались лишь благородные газы и частично азот. Очевидно, что такая бурная дегазация планетезималей ни в коей мере не могла характеризовать тепловой режим самой Земли и тем более не могла быть индикатором ее ранней дифференциации.

Есть и прямые доказательства того, что молодая Земля никогда не плавилась и у нее еще не было плотного металлического ядра. Наиболее ярким и практически неопровержимым свидетельством этого являются изотопные отношения свинца на Луне и Земле. В лунных породах, явно выделившихся после полного расплавления планеты, отношения радиогенных изотопов свинца с атомными весами 206, 207 и 208, образовавшихся за счет распада урана 238 и 235, а также тория 232, к стабильному (первичному) изотопу 204 экстремально велики. Эти отношения в лунных породах в среднем достигают соответственно значений <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb  $\approx$  207, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb  $\approx$  100, <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb  $\approx$  226 и выше, тогда как для земных пород, осредненных в океаническом резервуаре пелагических осадков, эти отношения равны <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 19,04, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 15,68 и <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 39,07. Для первичных же свинцов (судя по изотопному составу железного метеорита "Каньон Диабло", Аризона, США) они еще меньше – только 9,50; 10,36 и 29,45 [Войткевич и др., 1990].

Из приведенных соотношений вытекает, что в процессе расплавления и разрушения на пределе Роша родительского тела Луны – Протолуны [Сорохтин, 1988, 1999, 2002], лунным веществом действительно было потеряно (перешло в протолунное ядро, а затем и выпало на Землю) от 96 до 98% первичного (нерадиогенного) свинца, а в лунной коре и базальтах накапливался в основном только радиогенный свинец. Ничем другим, кроме полного расплавления протолунного вещества, ликвацией расплавов и переходом свинца и его сульфидов в ядро этой разрушенной планеты, такую потерю первичного свинца лунным веществом объяснить не удается. При этом железный метеорит "Каньон Диабло", в котором изотопы свинца действительно близко соответствуют их первичным отношениям, следует рассматривать как осколок ядра некоего спутника, прошедшего, подобно Протолуне приливное расплавление, дифференциацию и разрушение еще на стадиях формирования самих планет Солнечной системы.

В противоположность лунному веществу, земное вещество никогда не подвергалось быстрой и радикальной дифференциации. Объясняется это тем, что земное ядро формировалось постепенно и без плавления силикатов благодаря действию зонного и бародиффузионного механизмов дифференциации мантийного вещества, скорость функционирования которых всегда сдерживалась исключительно низкими коэффициентами теплопроводности и диффузии в силикатах мантии. Кроме того, в состав земного ядра одновременно переходили как первичный свинец, так и его радиогенные изотопы, успевшие накопиться ко времени протекания процесса дифференциации земного вещества. Отсюда промежуточные и сравнительно близкие к исходным (первичным) отношения изотопов свинца в земных породах (по сравнению с такими же отношениями в лунном веществе).

Таким образом, приведенные отношения изотопов свинца практически однозначно фиксируют факт полного расплавления и дифференциации лунного вещества и столь же убедительно показывают, что Земля никогда полностью не плавилась и не подвергалась столь радикальной дифференциации.

#### Начало тектономагматической активности Земли

Согласно рассматриваемой теории планетообразования [Сафронов, 1969], частичное плавление земного вещества, а, следовательно, и начало тектономагматической активности Земли могло произойти только после того, как температура в недрах молодой Земли поднялась до уровня начала плавления земного вещества. Но для этого требовалось некоторое время, в течение которого Земля разогревалась за счет распада радиоактивных элементов и приливных взаимодействий с Луной, а ее температура поднималась от исходного распределения до геотермы начала плавления земного вещества (от 1-й до 2-й кривой на рис. 4.1). Отсюда, в частности следует, что возникновение на близкой околоземной орбите массивного спутника – Луны, существенно ускорило тектоническое развитие Земли (по нашим оценкам – на 2.5–3 млрд. лет). Следами тех далеких событий должны быть наиболее древние магматические породы земной коры. Кроме того, в это же время должна была начаться дегазации Земли, породившая гидросферу и атмосферу. Этот вывод теории легко проверяется по геологическим данным, например, по возрастам наидревнейших магматических пород Земли.



Рис. 4.1. Распределения температуры в Земле в разные эпохи ее развития (Сорохтин, Ушаков, 2002): 1 – в момент образования Земли около 4,6 млрд. лет назад; 2 – на рубеже катархея и архея около 4 млрд. лет назад; 3 – в настоящее время; 4 – температура плавления железа (по данным Р. Бёллер, [Boehler, 1993]); 5 – температура плавления земного вещества; пунктиром отмечена температура плавления эвтектического состава Fe FeO (состава внешнего слоя земного ядра)

Несмотря на колоссальные усилия геологов всего мира отыскать самые древние породы Земли, их достоверно определенные возрасты, как правило, не превышают 3,75–3,8 млрд. лет [Мурбат, 1980; Тейлор, Мак-Леннан, 1988], хотя сама Земля, судя по возрастам метеоритов, и образовалась около 4,6 млрд. лет назад. В последние годы, правда, по-явились сообщения австралийских геологов (Wilde et al., 2001) о находках мелких обломочных цирконов с аномально древними возрастами до 4,2–4,3 и даже почти до 4,4 млрд. лет. Однако все эти цирконы залегали в осадочных породах (песчаниках и конгломератах) значительно более молодого архейского возраста около 3.8–3.5 млрд. лет и носили явно зародышевый характер, свидетельствуя тем самым, что они образовались в мелких и короткоживущих очагах расплавов, возникавших, например, при метеоритной бомбардировке первозданной поверхности Земли еще в катархее (4.6–4.0 млрд. лет назад). Поэтому из факта катархейского возраста цирконов вовсе не следует, что континентальная кора

начала формироваться в столь древние времена, как думают некоторые из геологов. Действительно, ниже будет показано, что в течение почти всего архея на поверхности Земли обнажалось первичное земное вещество, образовавшееся еще во время формировании самой планеты и первых 600 млн. лет ее жизни (см. рис. 5). В этом веществе должны были находиться и цирконы с наиболее древними возрастами t > 4 млрд. лет, образовавшиеся при локальных плавлениях приповерхностных слоев Земли за счет соударения растущей планеты с планетезималими. Вообще, сам факт и место обнаружения в последние годы цирконов с катархейскими возрастами образования, не противоречит гипотезе холодного происхождения Земли и отсутствие в первые 600 млн. лет ее жизни в ее недрах процессов плавления и дифференциации. Процесс роста планеты происходил за счет соударения планетезималей и естественно приводил к формированию короткоживущих очагов плавления в пограничной зоне их контакта. При плавлении реголита происходили процессы магматической дифференциации исходного вещества с образованием целого ряда основных и ультраосновных расплавов, вплоть до анортозитов и кварцевых толеитов. Естественно, что в данных породах могли формироваться магматические цирконы, отражающие возраст процессов роста планеты. Затем эти породы разрушались. Но известно, что основные породы легко подвержены деструкции. После возникновения же в архее плотной атмосферы и гидросферы Земли, эти цирконы могли вымываться дождевыми водами из первозданного грунта Земли и переотлагаться в цементе осадочных пород раннего архея, напоминая нам, что сама Земля намного старше, чем ее земная кора. Поэтому в процессе выветривания таких пород, содержащиеся в них цирконы и могли переотлагаться в более молодых (~3,5 млрд. лет) осадочных толщах.

Таким образом, судя по геологическим данным, первые в истории Земли мантийные расплавы появились в начале раннего архея, т.е. только через 600–800 млн. лет после ее образования. При этом необходимо учитывать, что коровые породы, в конце концов, являются продуктами химико-плотностной дифференциации земного вещества и, поэтому они всегда оказываются более легкими, чем исходное вещество мантии. По этой простой причине такие породы, однажды поднявшись на поверхность Земли, уже не могут быть полностью уничтожены последующими тектоническими процессами (этому препятствует закон Архимеда). Отсюда видно, что достаточно длительный промежуток времени после формирования Земли, т.е. в течение всего катархея, как это и следует из теории планетообразования Шмидта – Сафронова, в земных недрах действительно никаких магматических процессов не происходило. По оценкам самого В.С. Сафронова [1969] продолжительность такого латентного периода могла составлять от 0,5 до 1 млрд. лет.

Среди свидетельств, маркирующих начало процесса тектономагматических процессов на Земле, помимо появления первых изверженных пород около 3,9–3,8 млрд. лет назад, положивших начало формированию континентальной земной коры, как ни странно, важное место занимает и начало ... базальтового магматизма на Луне [Сорохтин, 1988]. Это, парадоксальное на первый взгляд, совпадение определяется механизмами приливных взаимодействий Земли с Луной и другими существовавшими тогда в околоземном пространстве спутниками.

Действительно, скорость отодвигания спутника от центральной планеты *L* за счет приливных взаимодействий определяется сравнительно простым выражением [Сорохтин, 1988]

$$\dot{L} = -3\gamma^{1/2} \cdot k_2 \, \frac{m \cdot (M+m)^{1/2}}{M Q_{\mu} L^{5.5}} R_0^5 \tag{4.1}$$

где  $\gamma$  – гравитационная постоянная;  $k_2 = 0,301$  – число Лява, определяемое отношением потенциала, возникающего из-за приливных деформаций планеты, к приливообразующему потенциалу на поверхности планеты; m – масса спутника; M – масса планеты;  $R_0$  – радиус планеты; L – расстояние между центрами тяжести планеты и спутника;  $Q_{\mu}$  – фактор механической добротности планеты (Земли), равный обратной величине диссипативной функции, показывающей какая часть приливной энергии переходит в пластические деформации и тепло.

Напомним, что под фактором добротности понимается степень приближения реологических свойств реальных тел к идеальной упругости: чем выше механическая добротность тела, тем его свойства ближе к идеально упругим материалам и, наоборот, чем ниже фактор добротности, тем это тело больше проявляет свои вязкие свойства. Ярким примером тела с высокой добротностью может служить долго звучащий бронзовый колокол, если же такой колокол сделать из пластилина, то вообще никакого звучания не будет, так как в этом случае вся энергия удара полностью переходит в пластические деформации. Именно поэтому фактор  $Q_{\mu}$  оказывает существенное влияние на приливное взаимодействие планеты и спутника.

В начале Луна, образовавшаяся после разрушения более массивного спутника (Протолуны) на пределе Роша, располагалась очень близко от Земли (приблизительно на расстоянии 17 тыс. км между центрами тяжести планеты и спутника). Фактор добротности холодной первичной Земли был чрезвычайно высоким – около Q<sub>µ</sub>□≈ 5000. Благодаря разогреву Земли за счет генерации приливной и радиогенной энергии, к концу катархея ее приливная добротность, особенно в плоскости экватора, постепенно уменьшилась до Q<sub>u</sub> < 1000. На рубеже катархея и архея, приблизительно около 4 млрд. лет назад, началась тектоническая активность Земли, появились первые расплавы, и началась дегазация мантии. После образования в это же время первых, но еще мелководных морских бассейнов, добротность Земли резко уменьшилась (на нашем оценкам до 16). В результате резко возросла и скорость отодвигания Луны от Земли (рис. 4.2). Но, согласно выражению (4.1), скорость приливного отталкивания спутника от центральной планеты всегда пропорциональна массе самого спутника. Это обстоятельство приводило к "выметанию" из околоземного пространства большими спутниками более мелких космических тел, неизбежно выпадавших на поверхность своих более массивных соседей (при сближениях и пересечениях их орбит). Естественно, что Луна, как самая массивная планета-спутник, "выметала" все содержимое околоземного спутникового роя эффективнее всех остальных его объектов. Особенно активно такое "выметание" происходило в периоды наиболее стремительного отодвигания Луны от Земли на заре развития системы в катархее и в раннем архее.



Рис. 4.2. Эволюция расстояния между Луной и Землей. Интервал I – время развития на Луне анортозитового магматизма; интервал II – время развития базальтового магматизма на Луне (пояснения в тексте)

Поскольку одновременно с Луной расширялись орбиты и остальных тел околоземного спутникового роя, причем со скоростями, пропорциональными их массам, то к моментам столкновения таких тел с Луной, более массивные спутники успевали отодвинуться от Земли на большие расстояния, чем мелкие. Поэтому вначале (т.е. в катархее) должны были происходить соударения Луны с телами малой или средней массы. На втором этапе удаления Луны от Земли (т.е. в раннем архее) такие соударения уже происходили с наиболее крупными и массивными из оставшихся спутников (также успевших к этому времени вырасти за счет поглощения ими более мелких тел околоземного спутникового роя). Посмотрим теперь, к каким последствиям для Луны могли приводить такие "бомбардировки" ее поверхности.

В рассматриваемую эпоху Луна не успела еще полностью остыть после приливного разогрева ее родительского тела (Протолуны) при гравитационном захвате, и под лунной литосферой тогда существовал настоящий "магматический океан" со стратифицированными по плотности расплавами: сверху располагались легкие анортозитовые магмы, а ниже – базальтовые расплавы. Поэтому вначале, когда толщина литосферы еще не превышала 10–20 км, "бомбардировка" лунной поверхности приводила к излияниям только анортозитовых расплавов.

Через 600–800 млн. лет после образования Луны, т.е. в самом начале архея, толщина лунной литосферы за счет остывания планеты уже увеличилась до 100 – 120 км. Пробить такую литосферу могли лишь крупные спутники, диаметрами от нескольких десятков до сотен километров. Но именно в это время на Луну и должны были выпадать более крупные спутники, пробивавшие ее литосферу и открывавшие тем самым пути к излияниям базальтовых магм.

Судя по изотопным определениям возраста лунных пород, доставленных на Землю по программе "Аполлон", первый импульс лунного магматизма действительно характеризовался только анортозитовым составом и продолжался от 4,6 до 4,4 млрд. лет тому назад. Второй же импульс магматизма, на этот раз базальтового состава, на Луне начался около 4,0 млрд. лет назад и продолжался до 3,6 – 3,2 млрд. лет назад [Jessberger et al., 1974; Tera, Wasserburg, 1974, 1975]. Следы таких крупных пробоин, залитых базальтовыми излияниями, видны и сегодня на поверхности Луны в виде так называемых "лунных морей".

Таким образом, начало базальтового магматизма на Луне около 4 млрд. лет назад очень четко отмечает момент резкого уменьшения фактора добротности Земли, вызванного появлением первых расплавов в ее недрах, т.е., фактически, маркирует начало тектономагматической активности Земли.

Куда же делись тогда более древние земные породы? Как объяснить полный "провал памяти" в геологической летописи катархея от момента образования Земли, приблизительно 4,6 млрд. лет назад и до начала архея, с возрастами пород около 4-3,8 млрд. лет назад? Это можно объяснить только тем, что первоначально молодая Земля в течение приблизительно первых 600 млн. лет ее жизни, т.е. в течение всего катархея, действительно была холодной и пассивной планетой. Именно поэтому в земных недрах тогда и не развивались процессы дифференциации, приводящие к выплавлению легких коровых пород (базальтов, анортозитов или плагиогранитоидов). После же возникновения тектономагматической активности Земли и появления в ее недрах первых расплавов, начал действовать механизм дифференциации земного вещества, сопровождавшийся всплыванием легких дериватов (коровых пород) и погружением в мантийные расплавы плотных реститов первичного вещества. Изверженные породы, и тогда представлявшие собой крайние дифференциаты земного вещества основного состава, должны были быть значительно более легкими (около 2,9–3,0 г/см<sup>3</sup>), чем первичное земное вещество (с плотностью около 4 г/см<sup>3</sup>). Поэтому-то они и сохранились до наших дней, сформировав на поверхности Земли наиболее древние участки земной коры. Это и есть сохранившиеся и бесспорные следы, отмечающие собой начало процесса формирования земной коры. Но произошло это уже в архее – в древнейшей геологической эре земной истории, следы которой четко запечатлены в геологической летописи Земли.

## Выделение земного ядра – главный фактор, управляющий глобальной эволюцией Земли

После проблемы происхождения Земли вопрос о времени и режиме выделения земного ядра занимает важнейшее положение в планетарной геофизике. При изучении механизмов и путей планетарной эволюции Земли, энергетических источников ее тектонической активности или основных закономерностей ее геологического развития проблема времени и, главное, режимов выделения земного ядра приобретает центральное значение. Это и понятно: ведь в земном ядре сейчас сосредоточено около трети всей массы Земли, и процесс столь радикальной дифференциации ее вещества, безусловно, должен был существенным образом сказаться на всей геологической истории развития нашей планеты. При этом ниоткуда не следует, что процесс выделения земного ядра обязательно должен быть кратковременным. Такое явление могло бы произойти только при полном расплавлении Земли в целом, включая ее центральные зоны. Но, как мы видели выше, судя по свинцово-изотопным отношениям в породах Земли и Луны, Земля никогда полностью не плавилась. Об этом же говорят и расчеты распределений температуры в недрах молодой и современной Земли: и те и другие оказываются на много сотен и даже тысяч градусов ниже ожидаемых значений температуры плавления земного вещества на больших глубинах (при больших давлениях), что практически полностью исключает возможность глобального плавления нашей планеты (рис. 4.1).

О времени выделения земного ядра, в частности, свидетельствуют палеомагнитные данные, показывающие, что дипольное магнитное поле современного типа, обычно связываемое с конвективными течениями в земном ядре, у Земли появилось только около 2,6·10<sup>9</sup> лет назад [Hale, 1987], т.е. приблизительно через 2 млрд. лет после образования самой планеты (см. рис. 4.3).



Рис. 4.3. Изменения интенсивности магнитного поля Земли по палеомагнитным данным [Hale, 1987]. Горизонтальными и вертикальными линиями показаны доверительные интервалы измерений; кружком с крестиком отмечена интенсивность современного геомагнитного поля.

При этом, приведенный на рис 4.3 график интенсивности магнитного поля Земли указывает, что в архее существовало магнитное поле, но оно, скорее всего, было не дипольным, а тороидальным. Анализируя данный график на основе изображенного на рис. 4.5 возможного сценария развития Земли в архее, можно предположить, что магнитное поле у Земли возникло одновременно с появлением мантийных расплавов в ее недрах и что интенсивность такого поля в архее росла с увеличением массы конвектирующей мантии (см. рис. 4.19). На рубеже архея и протерозоя магнитное поле Земли достигло своего максимального значения и после выделения ядра стало дипольным. Но в связи с общим затуханием тектонической активности Земли в протерозое и фанерозое (см. рис. 4.17) стала снижаться и напряженность дипольного геомагнитного поля.

Для объяснения механизмов выделения земного ядра вовсе нет необходимости ставить условие полного плавления Земли, поскольку наиболее вероятные механизмы ее дифференциации, как было показано в работах [Монин, Сорохтин, 1981; Сорохтин, Ушаков, 1991, 2002], допускают развитие этого процесса в глубинных недрах при температурах значительно более низких, чем температура начала плавления силикатов. Однако эти механизмы определяются теплопроводностью земного вещества и скоростью диффузии соединений железа из силикатов, т.е. являются исключительно медленно действующими, полностью исключающими возможность быстрого выделения всей массы современного ядра. Именно по этой причине процесс формирования плотного ядра у Земли и растянулся на миллиарды лет.

Распад радиоактивных элементов в катархее согревал молодую Землю более или менее равномерно по всему ее объему. Зато разогрев земного вещества приливными деформациями был неравномерным и в основном происходил в верхних частях экваториального пояса Земли. Следовательно, и возникновение первой астеносферы в самом начале архея, скорее всего, произошло все в том же экваториальном поясе, на глубинах около 200–400 км, т.е. там, где геотерма разогревающейся Земли впервые достигла уровня начала плавления железа и силикатов (рис. 4.1). Но в первичном веществе Земли содержалось около 13% металлического железа, поэтому дифференциация земного вещества первоначально была связана с сепарацией расплавов металлического железа от силикатов земного вещества. Дальнейшее развитие процесса дифференциации происходило по механизму зонного плавления земного вещества, впервые подробно рассмотренному А.П. Виноградовым и А.А. Ярошевским [1967]. Однако в отличие от механизма, принятого упомянутыми авторами, процесс зонной дифференциации земного вещества в архее питался не радиогенной энергией, а на порядок более мощной гравитационной энергией.

В современной Земле не существует источников энергии, способных поддерживать процесс зонной плавки земного вещества незатухающим. В противоположность этому в молодой Земле такой источник энергии существовал и был значительным – это энергия гравитационной дифференциации земного вещества. Как только содержащееся в первичном земном веществе свободное железо стало плавиться, процесс дальнейшей дифференциации Земли уже смог самостоятельно распространяться и вверх и вниз только за счет высвобождения гравитационной энергии. Энергия эта генерировалась в самом астено-сферном слое (в слое расплавленного железа) благодаря опусканию вниз тяжелых расплавов железа и всплыванию вверх (флотации) более легких силикатов.

Термодинамический расчет процесса зонной плавки мантии в молодой Земле, проведенный Н.О. Сорохтиным [2001] показывает, что величина энергии, выделяемой при всплывании единицы массы  $\Delta m = \Delta V \cdot \Box \Box$  прошедшего дифференциацию силикатного вещества через слой расплавленного железа толщиной h равна

$$\Delta E = [1 - C(Fe)] \cdot \Delta \rho \cdot h \cdot g \cdot \Delta V$$
$$\Box (4.2) \Box$$

где C(Fe) – концентрация металлического железа и его окислов в свободной фазе первичного вещества Земли;  $\Delta \rho = \rho_{Fe} - \rho_{Si}$ ;  $\rho_{Fe}$  – плотность расплавленного железа;  $\rho_{Si}$  – плотность силикатной фазы; g – ускорение силы тяжести;  $\Delta V$  – объем рассматриваемой единицы массы. Эта энергия расходовалась на разогрев  $\Delta T = T(Fe)_H - T(H)_0$  сравнительно холодного вещества глубинных недр Земли на глубине H от температуры  $T(H)_0$  до температуры плавления железа  $T(Fe)_H$  на этой же глубине H, на расплавление железа с теплотой плавления  $q \approx 2,77 \cdot 10^9$  эрг/г и на перегрев  $\delta T_H$  расплавов железа и его окислов по сравнению с их температурой плавления все на той же глубине H. В этом случае энергетический баланс процесса зонной дифференциации земного вещества можно записать в виде

$$[1 - C(Fe)] \cdot \Delta \rho \cdot h \cdot g \approx \rho_0 \cdot c_p \cdot \Delta T + C(Fe) \cdot \rho_{Fe} \cdot q + \delta T_H \cdot \rho_{Fe} \cdot c_p(Fe)$$
(4.3)

где  $c_p \approx 0,89 \cdot 10^7$  эрг/г·град – теплоемкость первичного вещества Земли;  $c_p(Fe) \approx 0,5 \cdot 10^7$  эрг/г·град – теплоемкость расплавленного железа.

Из уравнения (3) легко находится и сама величина перегрева расплавов железа в зоне дифференциации земного вещества

$$\delta T_{H} \approx \frac{\left[1 - C(Fe)\right] \cdot \Delta \rho \cdot h \cdot g - \Delta T \cdot \rho_{0} \cdot c_{p} - C(Fe) \cdot \rho_{Fe} \cdot q}{\rho_{Fe} \cdot c_{p}(Fe)}$$
(4.4)

при этом, как обычно

$$\frac{1}{\rho_0} = \frac{C(Fe)}{\rho_{Fe}} + \frac{1 - C(Fe)}{\rho_{Si}} \quad \text{M} \quad g = \gamma \cdot \frac{m(r)}{r^2}$$
(4.5),

где  $\gamma = 6,67 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г} \cdot \text{c}^2$  – гравитационная постоянная; m(r) – масса земных недр, заключенных в сфере с радиусом r = R - H.

Процесс сепарации расплавленного железа от силикатов земного вещества, тем не менее, не мог распространяться глубже некоторого предельного уровня, начиная с которого высвобождавшейся гравитационной энергии уже не хватало на прогрев нижележащего земного вещества до уровня плавления железа. Однако на глубинах, превышающих 860 км, помимо железа, стала выплавляться и окись железа FeO, концентрация которой в первичном веществе достигала 23 %. Это придало новый импульс процессу зонной дифференциации Земли в архее.
Толщину слоя расплавленного железа *h* на глубине *H* в недрах Земли легко определить из баланса массы прошедшего дифференциацию земного вещества

$$h = H + \left[ \left[ R^{3} - (R - H)^{3} \right] \cdot \frac{\rho}{\rho_{Fe}} \cdot C(Fe) + (R - H)^{3} \right]^{\frac{1}{3}} - R$$
(4.6)

Пересчет перегрева мантии с глубины *H* на дневную поверхность легко выполнить по простому выражению

$$\delta T_0 = \delta T_H \cdot \frac{T(Fe)_0}{T(Fe)_H} \tag{4.7}$$

В этом случае приведенная к поверхности температура мантии в градусах Цельсия оказывается равной

$$Tm_0 = 1530 + \delta T_0$$
 (4.8)

где 1530 °C – температура плавления железа при низком давлении. Температурная кривая, построенная выражению (8), приведена на рис. 4.4.

Как видно из этого рисунка перегрев верхней мантии произошел достаточно резко примерно через 200 млн. лет после начала действия процесса зонной дифференциации металлического железа и сначала быстро возрастал. Снижение температуры мантии после первого максимума перегрева объясняется постепенным увеличением с глубиной разности между температурой плавления железа и температурой земных недр на фронте зонной дифференциации (см. рис. 4.1). Второй максимум перегрева мантии, прежде всего, был связан с вовлечением в процесс выплавления "ядерного" вещества окислов железа и начавшимся в позднем архее процессом формирования земного ядра (выжимания из центральных областей Земли ее первозданной сердцевины). Резкое же снижение температуры мантии в самом конце архея (после 2,7 млрд. лет назад) было связано с выжиманием к поверхности в горячую верхнюю мантию холодного первозданного вещества из бывшей сердцевины Земли (см. рис. 4.5).



Рис. 4.4. Эволюция приведенной к поверхности температуры верхней мантии T<sub>m</sub> в архее [Сорохтин Н., 2001]: T<sub>s</sub> – температура солидуса базальтов; T<sub>0</sub> – приведенная к поверхности современная температура верхней мантии; T<sub>Fe</sub> – температура плавления железа в нормальных условиях; I и II – эпохи выплавления перегретых коматиитовых лав по [Коваленко и др., 1987]; крестиками показаны температуры выплавления коматиитов архейского возраста (Светов, Смолкин, 2000)

Рассмотренный процесс зонной дифференциации земного вещества молодой Земли хорошо объясняет важную и интересную особенность развития мантийного магматизма в архее – перегрев верхней мантии и выплавление из нее высокотемпературных (до 1800 °C) коматиитовых лав. Кроме того, этот же механизм объясняет и тонкую специфику перегрева мантии во времени – наличие двух температурных максимумов. Первый из них проявился в раннем архее, приблизительно 3,8-3,4 млрд. лет назад, второй импульс перегрева произошел в позднем архее около 3,0-2,6 млрд. лет назад, тогда как около 3,2 млрд лет назад наблюдался относительный минимум этих температур (рис. 4). Интересно отметить, что точно этим же периодам максимального перегрева мантии соответствуют и две эпохи массового выплавления коматиитовых лав (от 3,8 до 3,4 и от 3,0 до 2,6 млрд. лет назад) с перерывом в середине архея [Коваленко и др., 1987].

В связи со сравнительно низкой температурой глубинных областей первозданной Земли вязкость вещества в ее недрах была исключительно высокой, глубже 1000 км превышала  $10^{27}$  П и резко возрастала с глубиной до  $10^{35}$ – $10^{40}$  П в центре. При столь высокой вязкости любая конвекция, в том числе стекание сквозь такую среду плотных железистых расплавов к центру Земли, как это предполагали В. Эльзассер [Elsasser, 1963] и некоторые другие исследователи, полностью исключается. По этой же причине невозможно было быстрое формирование земного ядра сразу после образования самой планеты. Лишь благодаря постепенному прогреву холодного вещества глубинных недр Земли на фронте раз-

вития процесса зонной дифференциации земного вещества этот процесс мог постепенно продвигаться в глубь Земли. Но сам прогрев относительно холодного вещества молодой Земли развивается достаточно медленно (со скоростями около 0,2 см/год), поэтому и процесс формирования земного ядра растянулся приблизительно на 1,6 млрд. лет (от 4 до 2,6 млрд. лет назад).

Развитие процесса зонной дифференциации земного вещества в архее привело к возникновению резкой гравитационной неустойчивости планеты. Действительно, образовавшиеся благодаря зонной плавке плотный (тяжелый) кольцевой слой расплавленного железа и его окиси располагался тогда над более легким веществом первозданной "сердцевины" Земли.

Каким же образом тогда разрешилась отмеченная выше ситуация гравитационной неустойчивости в Земле? Только единственным способом – путем выжимания первозданной земной "сердцевины" в экваториальном поясе одного из полушарий Земли и опускания тяжелых расплавов к центру Земли со стороны противоположного полушария, как это и показано на рис. 4.5. Такое событие, безусловно, создавало сильную асимметрию в строении нашей планеты конца архейской эпохи, но одновременно с этим обеспечивало устойчивую ориентацию главной оси инерции Земли вдоль оси ее собственного вращения и, следовательно, устойчивое вращение планеты.

Таким образом, после захвата Землей Протолуны и образования Луны, выделение приливной энергии, а она была огромной – около  $(4-5)\cdot 10^{37}$  эрг, происходило преимущественно в верхних слоях Земли и в ее экваториальном кольцевом секторе. В результате Земля в низких широтах оказалась разогретой в заметно большей мере, чем в полярных секторах. Поэтому первая астеносфера и связанная с ней зона сепарации железа должны были возникнуть именно под экваториальным поясом нашей планеты. Это привело к тому, что в течение всего архея зонная дифференциация земного вещества развивалась в мантии только под низкими и умеренными широтами Земли (рис. 4.5). В этом же экваториальном поясе возникли и все древнейшие архейские континентальные щиты и платформы.

После постепенного прогрева верхних слоев Земли в ее высокоширотных областях (за счет энергии распада радиоактивных элементов и приливных возмущений) вязкость их вещества снизилась до уровня  $10^{24}$ – $10^{25}$  П и ниже. С этого момента возникшая ранее гравитационная неустойчивость Земли уже могла разрешаться путем выжимания ее жесткой, но более легкой сердцевины к земной поверхности (рис. 4.5, *в*).

В связи с большими массами "ядерного" вещества, накопившимися к середине позднего архея в кольцевых зонах дифференциации (до 12-13% массы Земли), и высокой плотностной контрастностью этого вещества по сравнению с исходным земным веществом (около 4 г/см<sup>3</sup>), процесс выталкивания сердцевины молодой Земли из ее центральных областей должен был развиваться в ускоренном режиме и носить катастрофический характер. При этом по мере подъема первичного вещества к земной поверхности его вязкость должна была уменьшаться. Тем не менее скорость развития процесса выделения земного ядра все-таки сдерживалась сравнительно высокой вязкостью относительно холодного первичного вещества бывшей земной сердцевины, растекавшейся тогда по активному поясу верхней мантии под влиянием гигантских избыточных давлений, действовавших на нее со стороны формировавшегося ядра Земли и крупного нескомпенсированного выступа земной поверхности над областью подъема глубинного вещества (рис. 4.5, *в*, *г*).



Рис. 4.5. Последовательные этапы развития процесса выделения земного ядра: a – молодая Земля;  $\delta$  и e – зонная дифференциации земного вещества в раннем и среднем архее; e и d – формирование плотного ядра Земли в конце архея; e и ж – развитие земного ядра в протерозое и фанерозое. Черным показаны расплавы железа и его окислов, белым – архейская деплетированная мантия, обедненная железом, его окислами и сидерофильными элементами; черточками – первичное земное вещество, точками – нормальная мантия в протерозое и фанерозое; радиальной штриховкой – континентальные массивы.

Процесс формирования земного ядра сопровождался выделением огромной энергии – 5,5·10<sup>37</sup> эрг, половина из которой пошла на увеличение теплозапаса Земли или, что то же, на дополнительный разогрев мантии и земного вещества бывшей сердцевины Земли, а вторая половина (судя по теореме о вириале) перешла в энергию конвективных течений мантийного вещества и, в конце концов, в тепловое излучение планеты. Прогрев же земных недр, в свою очередь, привел к ускорению процесса выделения ядра. В результате весь процесс формирования земного ядра, занявший около 300 - 400 млн. лет, развивался в ускоренном режиме и завершился только в конце архея, около 2,6 млрд. лет назад, катастрофическим событием образования в центре Земли плотного ядра. О таком развитии сценария, в частности, свидетельствуют и палеомагнитные данные, показывающие, что дипольное магнитное поле современного типа у Земли появилось только около 2,6·10<sup>9</sup> лет назад [Hale, 1987], т.е. как раз на рубеже архея и протерозоя (рис. 4.3). До этого времени у Земли также могло существовать магнитное поле, но оно должно было быть не дипольным, а тороидальным.

Выделение земного ядра сопровождалось возникновением исключительно интенсивных конвективных течений в мантии Земли, полностью перестроивших весь существовавший до того тектонический план литосферной оболочки Земли. Судя по рассматриваемому сценарию процесса, в конце архея должна была возникнуть одноячеистая конвективная структура с одним восходящим потоком над местом всплытия бывшей сердцевины Земли и одним нисходящим потоком над областью стока "ядерного" вещества. Поэтому есть все основания полагать, что именно над этим нисходящим мантийным потоком на рубеже архея и протерозоя около 2,6 млрд. лет назад сформировался первый в истории Земли суперконтинент, названный нами Моногеей [Сорохтин, Ушаков. 1989-а] (см. рис. 4.6). Предположение о существовании раннепротерозойского суперматерика по независимым геологическим данным делали также В.Е. Хаин и Н.А. Божко [1988], назвав его "Пангея 0".

Из механики известно, что свободное (инерционное) вращение осесимметричного тела может быть устойчивым и стационарным только в том случае, когда ось его вращения совпадает с осью максимального значения главного момента инерции тела. Применительно к Земле это значит, что направление оси ее вращения в пространстве неподвижных звезд в среднем остается неизменным, тогда как сама Земля должна поворачиваться относительно этой оси так, чтобы максимум приподнятых континентальных масс оказался на экваторе вращения [Монин, 1988]. В процессе формирования земного ядра ось симметрии Земли лежала в ее экваториальной плоскости и проходила через центры восходящего и нисходящего конвективных потоков, а ось максимального значения главного момента инерции Земли располагалась перпендикулярно к ней. Следовательно, ориентация Земли по отношению к оси ее вращения на рубеже архея и протерозоя должна была быть такой, чтобы центры тяжести суперматерика Моногея и антиподного ему вздутия земной поверхности над всплывшей сердцевиной Земли располагались тогда строго на экваторе (см. рис. 4.5-г и рис. 4.6).



Рис. 4.6. Реконструкция Моногеи на время около 2,5–2,4 млрд. лет назад в проекции Ламберта: 1 – тиллиты и тиллоиды; 2 – консолидированная континентальная кора; стрелками на Канадском щите показаны выявленные направления ледниковай штриховки; белым цветом – область покровного оледенения. Ав – Австралия; САм и ЮАм – Северная и Южная Америка; Ан – Антарктида; ЗАф, – Западная Африка; Аф – Африка; Ев – Европа; Ин – Индия; К – Северный и Южный Китай; Сб – Сибирь

Учитывая сказанное, представляется заманчивым связать описанную геодинамическую катастрофу с наиболее выдающейся эпохой кеноранского тектономагматического диастрофизма, завершившего собой архейский этап развития Земли, в результате которого возник и первый в ее истории суперконтинент Моногея. Заполнением центральных областей нашей планеты "ядерным" веществом и смещением первозданной земной сердцевины к периферии Земли завершилась первая и наиболее бурная стадия формирования земного ядра. В это же время закончился и первый этап дифференциации Земли по механизму зонной сепарации железа и его окислов от земного вещества. Дальнейшее выделение "ядерного" вещества и рост самого ядра уже происходили по более спокойному бародиффузионному механизму.

После образования земного ядра на рубеже архея и протерозоя температура мантии стала постепенно снижаться. При расчете скорости остывания мантии мы исходили из того, что в настоящее время еще продолжается остывание Земли, создающее хоть и слабый, но вполне заметный суммарный тепловой поток около 0,25 · 10<sup>20</sup> эрг/с. По нашим оценкам, приведенная к поверхности температура мантии сейчас близка к 1320 °C, но постепенно снижается со скоростью около 0,015 °C за 1 млн. лет.

#### Рост земного ядра после его образования в архее

Масса возникшего в архее земного ядра составляла приблизительно 63% от его современного значения. Остальные 37% "ядерного" вещества выделились за последние 2,6 млрд. лет. Каким же путем происходил рост массы земного ядра после архея?

Разработка теоретической модели действующего в настоящее время процесса дифференциации земного вещества, приводящего к увеличению в центре Земли массы плотного ядра, сопряжена с решением ряда труднейших задач. Действительно, сам процесс дифференциации непосредственно не наблюдаем, а судить о нем приходится только по косвенным проявлениям его действия на поверхности Земли и анализируя данные экспериментальной и теоретической физики. Один из сложных моментов изучения этого процесса возникает за счет значительного превышения температуры плавления силикатов на больших глубинах над адиабатической температурой мантии (см. рис. 4.1). Действительно, по наиболее вероятным оценкам температуры плавления силикатов мантии при высоких давлениях, господствующих на ее подошве, превышает 8000 К, тогда как температура мантии на этих же глубинах близка к адиабатической – приблизительно 3200 К. Очевидно, что существование такого значительного температурного барьера около 5000 °С полностью исключает предположение о возможности выделения земного ядра за счет его выплавления из мантии.

Именно это заставило предположить, что в настоящее время выделение окислов железа из силикатов мантии происходит благодаря распаду твердых растворов под влиянием высоких давлений и диффузии окислов железа из кристаллов силикатов в межгранулярные пространства мантийного вещества [Монин, Сорохтин, 1981]. Такое предположение основано на принципе Ле-Шателье и экспериментально установленном явлении распада твердых растворов под влиянием высоких давлений в тех случаях, когда мольный объем этих растворов превышает сумму мольных объемов входящих в него компонент, т.е. когда растворение данного компонента приводит к увеличению относительного объема раствора. Распад растворов происходит благодаря снижению под влиянием давления растворимости компонентов в рассматриваемом растворе.

Эксперименты с реальными твердыми растворами показали, что их распад неплохо описывается теоретическим выражением

$$C_i^* = C_{0i}^* \exp\{-\frac{\Delta V_i \cdot p}{R \cdot T}\},$$
(4.9)

44

где  $C_i^*$  – предельная концентрация компонента *i* в твердом растворе;  $C_{0i}^*$  – концентрация компонента *i* в насыщенном растворе при давлении p = 0;  $\Delta V_i$  – изменение суммарного объема раствора при растворении в нем одного моля компонента *i*; R – газовая постоянная; T – абсолютная температура раствора в градусах Кельвина. Это позволяет нам использовать теорию распада твердых растворов для описания процесса выделения окислов железа из силикатов мантии.

Однако для выделения окислов железа из вещества мантии еще недостаточно самого процесса распада силикатов, так как необходимо еще вывести эти окислы железа за пределы кристаллической решетки силикатов в межгранулярные пространства. Механизм такого вывода окислов железа из кристаллов и зерен силикатов, очевидно, может быть связан только с диффузией. Но обычно термическая диффузия приводит к гомогенизации вещества, здесь же должна наблюдаться прямо противоположная картина концентрации окислов железа в межгранулярных пространствах и пленках. Такая ситуация может возникать только в одном случае, если на пути диффундирующих атомов существуют энергетические барьеры, позволяющие им перемещаться только в одном направлении и затрудняющие возвратные движения.

Такие естественные энергетические барьеры возникают на гранях кристаллов и отдельных зерен. Действительно, при диффузии из кристалла некоторого объема окислов железа выделяется энергия, пропорциональная возникшему уменьшению суммарного объема вещества при данном давлении  $\delta E = p \cdot \delta V$ . Очевидно также, что для обратной диффузии окислов железа в кристалл теперь уже придется произвести дополнительную работу  $\delta A = \delta E$ , направленную на преодоление давления и расширения вещества на ту же величину объема  $\delta V$ . Благодаря этому явлению окислы железа, диффундировавшие из кристаллов и зерен силикатов, при высоких давлениях, господствующих в нижней мантии, уже не могут вернуться обратно и должны постепенно накапливаться в межгранулярных пространствах и межкристаллических пленках.

При рассмотрении процессов диффузии, естественно, необходимо помнить, что в действительности по вакансиям и дефектам кристаллической решетки перемещаются только атомы, а не их соединения. Поэтому было бы корректнее отдельно говорить о диффузии железа и кислорода с их парциальными коэффициентами диффузии. Несовпадение значений этих коэффициентов приводит к разной скорости перемещения атомов и как следствие этого к нарушению стехиометрических составов в равновесных соединениях диффундирующих элементов. Однако нарушение стехиометрических отношений, в свою очередь, вызывает появление и возрастание химических потенциалов в пограничных слоях, разделяющих разошедшиеся атомы. В результате добавления новой энергии скорости диффузии железа и кислорода должны выравниваться в соответствии с составом устойчивого при данных условиях соединения или эвтектического расплава.

Под влиянием высоких давлений, превышающих давление первого электроннофазового перехода, у железа резко меняются его физические и химические свойства. Действительно, после такого перехода у атомов железа, как и у меди, на внешней s-оболочке остается только по одному электрону. Но эндогенных силикатов меди не существует, поэтому можно ожидать, что и силикаты железа в нижней мантии становятся неустойчивыми и должна распадаться. В этих условиях устойчивой формой соединения железа, повидимому, является эвтектический расплав Fe·FeO, эквивалентный окиси одновалентной фазы железа [Сорохтин, 1971]. Можно предположить также, что реакция распада двухвалентной окиси железа 2FeO  $\rightarrow$  Fe<sub>2</sub>O + O будет происходить на гранях кристаллов благодаря диффузии атомов железа и кислорода из железистых силикатов. С другой стороны, эта же реакция будет контролировать и значения коэффициентов диффузии железа и кислорода таким образом, чтобы за гранями кристаллов (в межгранулярных пространствах) возникало устойчивое соединение Fe·FeO (или Fe<sub>2</sub>O).

Учитывая приведенные соображения, здесь и в дальнейшем мы будем говорить о диффузии окислов лишь условно, для упрощения изложения, имея в виду их эффективную диффузию и помня, что физически в твердых средах могут диффундировать только атомы. В связи с тем что рассматриваемый процесс дифференциации земного вещества определяется как давлением, так и вызванной этим давлением диффузией атомов в кристаллах силикатов, сам процесс дифференциации по такому механизму мы будем называть бародиффузионным.

Из теории следует, что предельная концентрация компонента, увеличивающего относительный объем раствора, с увеличением давления будет только уменьшаться по экспоненциальному закону (4.9). При этом, процесс разделения фракций может развиваться только в том случае, когда исходная концентрация компонента превышает его предельную концентрацию для данных значений давления и температуры (рис. 4.7).



Рис. 4.7. Зависимость от давления предельной концентрации насыщения твердых растворов окислов железа в силикатах мантии. Область развития бародиффузии окислов железа из силикатов мантии показана крапом

Учитывая, что предельная концентрация насыщения силикатов окислами железа с давлением быстро уменьшается по экспоненциальному закону (4.9), можно ожидать, что в нижней мантии существует такой уровень, глубже которого начинает выполняться условие распада твердых растворов. Мы предположили, что в настоящее время этот уровень совпадает с глубиной перегиба кривой функции механической добротности мантии на глубине около 2000 км, которой соответствует давление 0,89 Мбар и температура около 2730 К. Тогда можно ожидать, что на этом уровне предельная концентрация "ядерного" вещества в растворе силикатов равна концентрации окислов железа в мантии (в пересчете на Fe<sub>2</sub>O) 0,074. Откуда удается определить, что на поверхности земного ядра (при давлении 1,38 Мбар и температуре 3130 К) значение предельной концентрации насыщения этим веществом силикатов мантии приблизительно равно  $C^*(Fe_2O) \approx 0.027$ . Следовательно, глубже 2000 км концентрация окислов железа (в пересчете на Fe·FeO) в мантийном веществе всегда оказывается выше их предельной концентрации в силикатных растворах, как это показано на рис. 6. Отсюда следует, что выделение окислов железа из мантийного вещества, т.е. химико-плотностная дифференциация мантии, сейчас развивается только на глубинах от 2000 км до поверхности ядра (2886 км). В будущем по мере уменьшения концентрации окислов железа в мантии (за счет их перехода в ядро) диапазон глубин, в которых происходит дифференциация мантийного вещества, будет только сокращаться.

Предположение о том, что дифференциация мантийного вещества развивается только в нижней мантии, косвенно подтверждается и некоторыми геофизическими данными. Так, на глубинах от 1800–2000 до 2900 км заметно возрастает затухание сейсмических колебаний, а фактор добротности  $Q_{\mu}$  для продольных волн на этом интервале глубин падает приблизительно от 500 до 115 вблизи поверхности ядра [Teng, 1968]. При этом в низах мантии выделяется нижний слой мантии D" и по затуханию собственных колебаний

Земли, а фактор добротности в нем уменьшается почти в 10 раз [Жарков и др., 1974]. Отмеченная аномалия настолько отчетливо проявляется, что авторы упомянутой работы даже предложили называть слой D" нижней мантии второй астеносферой Земли. С точки зрения рассматриваемого механизма дифференциации земного вещества сравнение нижнего слоя мантии с астеносферой вполне оправдано, так как в зоне выделения жидкой фазы (эвтектического расплава Fe·FeO) естественно ожидать и резкого снижения эффективной вязкости вещества. Более того, по динамическим особенностям отраженных сейсмических волн от поверхности ядра [Берзон и др., 1968, Берзон, Пасечник, 1972] был выделен сравнительно тонкий пограничный слой толщиной всего около 20 км, названный нами слоем Берзон, в котором механическая жесткость вещества нижней мантии с глубиной последовательно уменьшается практически до нуля. Приведенный факт свидетельствует, что мантийное вещество в этом слое постепенно приобретает свойства маловязкой жидкости, причем без плавления силикатов.

По мере приближения мантийного вещества в нисходящем конвективном потоке к поверхности земного ядра, доля окислов железа, диффундировавших из кристаллов и зерен силикатов в межгранулярные пространства, все увеличивается. При этом жидкое состояние внешнего ядра говорит о том, что и в межгранулярных пространствах "ядерное" вещество, т.е. Fe<sub>2</sub>O, также должно находиться в расплавленном виде. Следовательно, жесткие связи, действующие между кристаллами силикатов в низах мантии, с приближением к ядру постепенно ослабевают. С этим явлением и связано резкое уменьшение сейсмической добротности мантийного вещества в слое D" и особенно в слое Берзон. Как только вблизи земного ядра отдельные выделения расплавленной окиси железа Fe<sub>2</sub>O сливаются между собой в единую систему связанных друг с другом жидких пленок и включений, обволакивающих отдельные кристаллы и зерна силикатов, начинается дезинтеграция мантийного вещества.

Очевидно, что под нисходящими конвективными потоками, т.е. под более тяжелыми участками мантии, обязательно должны возникать мантийные выступы, вдавленные в вещество ядра, а под восходящими потоками, наоборот, должны наблюдаться подъемы поверхности ядра, как это изображено на рис 4.6. В середине 80-х годов [Morelli, Dziewonski, 1987] путем сейсмической томографии ядра были получены доказательства реальности этого вывода: такие неровности на границе мантия–ядро действительно существуют и перепады рельефа в них достигают ± 6 км.



Рис. 4.8. Схема конвективных мантийных течений вблизи границы мантия–ядро. Формирование восходящих потоков в мантии из дезинтегрированного мантийного вещества, перетекающего по поверхности земного ядра из областей нисходящих потоков к подошве восходящих потоков

Крупные неровности на подошве нижней мантии и большие перепады плотности между "ядерным" и мантийным веществом (около 4 г/см<sup>3</sup>) должны приводить к появлению в корнях нисходящих мантийных потоков значительных растягивающих напряжений, достигающих, по нашим оценкам, порядка 10 кбар [Сорохтин, 1974]. Благодаря таким напряжениям на подошве мантии под нисходящими потоками и происходит окончательный распад поликристаллического мантийного вещества на отдельные кристаллы и гранулы, взвешенные в расплаве Fe·FeO (Fe<sub>2</sub>O), с образованием агрегатного состояния, напоминающего собой "магматическую кашу". При этом выделившаяся ранее из кристаллов мантийного вещества окись одновалентной фазы железа ("ядерное" вещество) переходит в земное ядро, обеспечивая постепенный рост его массы. Этим явлением, повидимому, следует объяснять и происходящую в пограничном слое Берзон постепенную потерю жесткости мантийным веществом с его переходом на поверхности земного ядра в эффективно-жидкое состояние.

Растекание распавшегося мантийного вещества из-под корней нисходящих потоков в стороны восходящих конвективных потоков, казалось бы, должно было приводить к выравниванию рельефа земного ядра. Однако такое выравнивание рельефа в условиях конвектирующей мантии постоянно компенсируется опусканиями на эти уровни все новых и новых порций свежего мантийного вещества и подъемом уже прошедшего дифференциацию вещества в областях развития восходящих потоков. В результате на границе между мантией и ядром устанавливается некоторое равновесное движение дезинтегрированного мантийного вещества, связывающее мантийные конвективные потоки в единые замкнутые ячейки.

В восходящих конвективных потоках мантийного вещества диффузия окислов железа в веществе развивается в обратном направлении – из межгранулярных пространств в

кристаллы силикатов. Одновременно с этим в кристаллах возрастает отношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO, с образованием молекул магнетита Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> и зонального распределения окислов железа в самих кристаллах.

Как показывают сейсмические исследования и теоретические расчеты, вязкость "ядерного" вещества сравнительно низкая. По оценке Р. Ганса [Gans, 1972], динамическая вязкость вещества во внешнем ядре вряд ли превышает 0,1–0,01 П. При такой низкой вязкости и больших перепадах плотности между "ядерным" веществом и взвешенными в нем кристаллами и зернами силикатов, текущие по поверхности ядра потоки распавшегося на гранулы мантийного вещества могут быть стремительными и относительно узкими. В связи же с большими перепадами поверхностного рельефа ядра такие потоки должны вызывать сильную эрозию нижней поверхности мантии (ее подошвы). В результате этого текущие под подошвой мантии потоки смеси дезинтегрированного мантийного и "ядерного" вещества должны разбиваться на отдельные струи, подобно рекам текущим "наоборот", снизу вверх. В этом случае скорость таких струйных течений может достигать метров в секунду.

При столь высоких скоростях на эти струйные течения, очевидно, будет действовать Кориолисово ускорение, отклоняющее их к экваториальной плоскости, а движение захваченного ими электропроводящего "ядерного" вещества приведет к появлению мощнейших электрических токов и магнитных полей. Поэтому весьма вероятно, что геомагнитное поле Земли связано именно такими струйными течениям на поверхности земного ядра, замыкающими собой конвективный массообмен в мантии. При этом, связью геомагнитного поля с конвективными движениями в мантии можно объяснить существующую зависимость частоты перемагничивания поля с тектонической периодизацией истории Земли.

Заметим попутно, что в земном ядре отсутствуют мощные источники энергии, а разогрев земного ядра всегда происходит только с его поверхности. Следовательно, распределение температуры в ядре должно быть ниже адиабатического, а это значит, что в ядре существует устойчивая стратификация, препятствующая возникновению в нем конвективных течений, с которыми обычно и связывают происхождение магнитного поля Земли в наиболее популярных гипотезах геомагнитного динамо. Именно поэтому приведенный механизм возбуждения магнитного поля Земли и представляется наиболее вероятным.

#### Процесс формирования земного ядра

Скорость роста земного ядра при бародиффузионном механизме отделения "ядерного" вещества (Fe<sub>2</sub>O) от силикатов мантии, очевидно, должна быть пропорциональна разности между концентрацией окислов железа в мантии *C* и значением предельной концентрации насыщения этими же окислами твердых силикатных растворов на подошве мантии *C*\* (см. рис. 4.7). С другой стороны скорость стекания окислов железа из пограничного слоя на подошве нижней мантии (из слоя Берзон) в ядро, т.е. скорость отделения "ядерного" вещества от мантийного  $\dot{M}_c$  и, следовательно, скорость роста ядра, должна быть пропорциональной ускорению силы тяжести *g* на поверхности ядра, величине его поверхности и скорости самой бародиффузии *k* 

$$\dot{M}_c = k(C - C^*) \cdot g \cdot 4\pi R_c^2, \qquad (4.10)$$

где С – концентрация окислов железа в мантии (в пересчете на Fe<sub>2</sub>O); С\*  $\approx$  0,027 – предельная концентрация насыщения силикатов окислами железа на подошве мантии;  $R_c$  – радиус растущего ядра.

Для количественной характеристики рассматриваемого процесса дифференциации А.С. Монин [1977] ввел понятие эволюционного параметра Земли *x*, определив его отношением массы земного ядра *M<sub>c</sub>* к суммарной массе "ядерного" вещества в Земле

$$x = \frac{M_c}{M \cdot C_0},\tag{4.11}$$

где M – масса Земли;  $C_0$  – суммарная концентрация в Земле "ядерного" вещества (железа, его окислов и других тяжелых элементов, переходящих в земное ядро). Значение параметра *х* можно определить по химическому составу современной Земли. Сейчас в земном ядре содержится  $1,94 \cdot 10^{27}$  г "ядерного" вещества, в современной мантии еще осталось около 1,97% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 6,55% FeO, что в пересчете на эвтектический состав Fe·FeO дает 7,4%, или  $0,297 \cdot 10^{27}$  г "ядерного" вещества. Всего же в Земле (с учетом концентрации окислов железа в континентальной коре) содержится  $2,244 \cdot 10^{27}$  г этого вещества. Следовательно, общая концентрация "ядерного" вещества в Земле  $C_0 = 0,375$ , а современное значение эволюционного параметра Земли, который фактически определяет относительное значение безразмерной массы земного ядра, равно  $x_0 = 0,865$ .

Поскольку в центре Земли ускорение силы тяжести равно нулю, то развитие процесса бародиффузионной дифференциации земного вещества могло происходить только после образования в центре Земли зародыша земного ядра. Возможный сценарий развития такого процесса мы рассмотрели выше (см. рис. 4.5). Судя по геологическим данным и приведенным выше теоретическим соображениям, процесс формирования зародыша земного ядра с относительной массой  $x_e$  растянулся почти на 1,4 млрд. лет, но к рубежу архея и протерозоя, около 2,6 млрд. лет назад, такой зародыш ядра с относительной массой 0,543 уже полностью сформировался. После этого времени дальнейший рост ядра происходил только благодаря действию бародиффузионного механизма дифференциации земного вещества.

На интервале времени формирования зародыша земного ядра от 4 до 2,6 млрд. лет назад, т.е. в архее, действовали другие закономерности. Поэтому аналитическую зависимость эволюционного параметра Земли от времени следует определять по расчетным массам "ядерного" вещества, выделившегося в кольцевые зоны дифференциации (в слои железистых расплавов). При этом, однако, необходимо учитывать постепенное расширение низкоширотного кольцевого пояса, в котором и развиваются процессы зонной дифференциации земного вещества. В этом случае зависимость эволюционного параметра Земли x от времени, или, что тоже, кривая изменения безразмерной массы земного ядра, для всей истории развития нашей планеты приведена на рис. 4.9. Как видно из этого рисунка, за первые 1,4 млрд. лет геологического развития Земли (с 4.0 до 2.6 млрд. лет назад), успело сформироваться приблизительно 63% массы современного ядра, тогда как остальные 37% выделились за протерозой и фанерозой, т.е. за последние 2,6 млрд. лет.



Рис. 4.9. Зависимость эволюционного параметра Земли (безразмерной массы земного ядра) от времени

Таким образом, по рассматриваемой модели эволюции Земли в архее еще не существовало земного ядра. Настоящее ядро у Земли, правда, несколько меньших размеров, чем современное, сформировалось только на рубеже архея и протерозоя. С этого же времени у Земли возникло и геомагнитное поле современного типа (см. рис. 4.3). Судя по современному значению скорости изменения эволюционного параметра Земли  $\dot{x} \approx 0,657 \cdot 10^{-10}$  лет<sup>-1</sup>, можно определить, что в настоящее время из мантии в ядро переходит около  $1,5 \cdot 10^{17}$  г/год, или 150 млрд. т/год "ядерного" вещества (Fe<sub>2</sub>O), т.е. приблизительно 131 млрд. т/год металлического железа. В позднем архее, около 2.9 млрд. лет назад, в год выплавлялось приблизительно 1,65 трлн. тонн металлического железа.

## Энергетический баланс Земли и ее тектоническая активность

Вопрос об источниках энергии, определяющей тепловой режим и тектоническую активность Земли, является одним из главных и фундаментальных в планетарной геофизике, и решаться он должен только в теснейшей связи с современными данными о составе и развитии Земли и в строгих рамках физических законов.

Как уже отмечалось в разделе 1.4, основными процессами, управляющими тектонической активностью Земли, могут быть только те глубинные энергетические процессы, которые в наибольшей степени снижают потенциальную (внутреннюю) энергию нашей планеты и системы Земля–Луна. При этом снижение потенциальной энергии происходит за счет ее перехода в тепло и в кинетическую энергию движения земных масс – конвекцию, движение литосферных плит, дрейф континентов, горообразование и т.д. В свою очередь любые перемещения земных масс также сопровождаются диссипацией кинетической энергии и выделением тепла, которое приводит к частичному расплавлению вещества верхней мантии или пород континентальной коры, питая тем самым своей энергией магматизм Земли. Однако в конце концов все это тепло постепенно теряется с тепловым излучением через земную поверхность и рассеивается в космосе. Отсюда следует важный теоретический вывод: естественной и количественной мерой тектонической активности Земли является идущее из ее недр тепло, которое далее излучается в космос. Таким образом, если нам на основании анализа энергетического баланса Земли удастся оценить ее глубинные теплопотери в прошлые геологические эпохи, мы тем самым определим и эволюцию тектонической активности нашей планеты.

Вопрос об источниках энергии, определяющей тепловой режим и тектоническую активность Земли, является одним из главных и фундаментальных в планетарной геофизике, и решаться он должен только в теснейшей связи с современными данными о составе и развитии Земли и в строгих рамках физических законов.

Основными процессами, управляющими тектонической активностью Земли, могут быть только те глубинные энергетические процессы, которые в наибольшей степени сни-

жают потенциальную (внутреннюю) энергию нашей планеты и системы Земля–Луна. При этом снижение потенциальной энергии происходит за счет ее перехода в кинетическую энергию движения земных масс – конвекцию, дрейф континентов, горообразование и т.д. и тепло. В свою очередь любые перемещения земных масс также сопровождаются диссипацией кинетической энергии и выделением тепла, которое приводит к частичному расплавлению вещества верхней мантии или пород континентальной коры, питая тем самым своей энергией магматизм Земли. Однако, в конце концов, все это тепло постепенно теряется с тепловым излучением через земную поверхность и рассеивается в космосе. Отсюда следует важный теоретический вывод, что **естественной и количественной мерой тек**тонической активности Земли является идущее из ее недр тепло, которое далее излучается в космос. Таким образом, если нам на основании анализа энергетического баланса Земли удастся оценить ее глубинные теплопотери в прошлые геологические эпохи, мы тем самым определим и эволюцию тектонической активности нашей планеты.

Первичный разогрев Земли скорее всего действительно был не очень большим. Судя по распределениям температуры в молодой Земле, приведенным в монографии В.С. Сафронова (1969), начальный теплозапас Земли приблизительно равнялся  $W_0 \approx (7-8) \cdot 10^{37}$ эрг. По нашим уточненным оценкам, с использованием распределения температуры молодой Земли, изображенного кривой 1 на рис. 4.1,  $W_0 \approx 7.12 \cdot 10^{37}$  эрг (Сорохтин, Ушаков, 2002). Для сравнения отметим, что теплосодержание современной Земли существенно бо́льшее – около 15,9·10<sup>37</sup> эрг. Из этого видно, что за время существования Земля существенно прогрелась (в среднем на 1650 °С) и более чем вдвое увеличила свой теплозапас.

Не вдаваясь в подробности расчетов, обстоятельно изложенные в монографиях (Сорохтин, Ушаков, 1991, 2002), приведем лишь их окончательные результаты. Так, на рис. 4.10 приведен график генерации энергии гравитационной дифференциации земного вещества в связи с процессом выделения земного ядра.



Как видно из этого графика, всего до нашего времени в Земле выделилось около 16,84·10<sup>37</sup> эрг гравитационной энергии, из которой 4,2·10<sup>37</sup> эрг ушло на дополнительное сжатие Земли, а энергия гравитационной дифференциации, перешедшая в кинетическую энергию конвективных течений и тепло, приблизительно равна 12,64·10<sup>37</sup> эрг.

Для оценки тектонической активности Земли важно знать скорость выделения энергии. Поэтому на рис. 4.11 приводится график скорости выделения энергии гравитационной дифференциации земного вещества.



Рис. 4.11. Скорость выделения энергии гравитационной дифференциации Земли, 10<sup>20</sup> эрг/с

Как видно из приведенных графиков, выделение энергии гравитационной дифференциации Земли началось достаточно резко около 4 млрд. лет назад. В раннем архее выделялось в виде тепла примерно до  $7 \cdot 10^{20}$  эрг/с гравитационной энергии, или почти в 2,5 раза больше, чем сейчас (около  $2,77 \cdot 10^{20}$  эрг/с). После некоторого снижения скорости выделения гравитационной энергии в среднем архее, в позднем архее, после перехода процесса дифференциации от сепарации металлического железа к выделению эвтектических расплавов Fe·FeO и особенно после начала процесса выделения земного ядра, вновь произошел существенный всплеск выделения гравитационной энергии. На этот раз скорость ее выделения (в среднем за поздний архей) уже приблизительно в 20 раз превышала современный уровень. В своем же пике, около 2,6 млрд. лет назад, она достигала  $87,3\cdot10^{20}$  эрг/с, или почти в 32 раза превышала современный уровень выделения гравитационной

энергии. В это время, как уже отмечалось, происходили катастрофические события формирования у Земли настоящего плотного ядра (см. выше).

После выделения земного ядра в конце архея, скорость генерации гравитационной энергии в раннем протерозое резко и значительно снизилась приблизительно до 6,8·10<sup>20</sup> эрг/с. Дальнейший процесс гравитационной дифференциации Земли протекал значительно спокойнее, постепенно снижаясь до современного уровня выделения энергии – около 2,8·10<sup>20</sup> эрг/с. Продолжится затухание этого процесса и в будущем.

Отметим, что изображенные на рис. 4.10 и 4.11 графики определяют собой только осредненные показатели энерговыделения. В реальных же условиях в связи с нестационарностью гравитационной конвекции в земной мантии, а следовательно, и процессов гравитационной дифференциации Земли график скорости энерговыделения на рис. 4.11 оказывается сложнее: на него как бы накладывается колебательный процесс циклических перестроек, отвечающих тектоническим циклам. Однако возможная амплитуда таких осложняющих модуляций графика, вероятно, не очень велика.

Оценивая содержание радиоактивных элементов в Земле, обычно учитывается, что рассматриваемые изотопы относятся к литофильным химическим элементам, преимущественно концентрирующимся в легких алюмосиликатах. Это свойство радиоактивных элементов при дифференциации земного вещества определяет направленность их миграции в те места, где возникают наибольшие концентрации алюмосиликатов с повышенными содержаниями кремнезема (SiO<sub>2</sub>), глинозема (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и щелочей (Li, Na, K, Rb и др.), т.е. в континентальную кору. Значительно меньше этих элементов должно быть в бедных алюминием, но богатых магнием плотных ультраосновных породах мантии, и они практически совсем должны отсутствовать в ядре Земли (об этом, в частности, свидетельствуют составы железных метеоритов и их сульфидной фазы – троилита).

Учитывая эти закономерности, а также значения глубинных тепловых потоков из мантии и континентальной коры, отношения К/U, К/Th в коровых, мантийных и лунных породах и ряд других критериев, подробно изложенных в работах (Сорохтин, Ушаков, 1991, 2002), мы приняли следующие содержания радиоактивных элементов в геосферах Земли:

Таблица 4.1

	Континентальная кора, масса гы 2,25·10 <sup>25</sup> г		Мантия Земли, масса 4,07·10 <sup>27</sup> г		Земля в целом,	
элементы					масса 5,98·10 <sup>27</sup> г	
	содержание	выделяемая	содержание	выделяемая	содержание	выделяемая
	элементов	энергия, эрг/с	элементов	энергия, эрг/с	элементов	энергия, эрг/с
<sup>238</sup> U	3,64·10 <sup>19</sup> г	$0,341 \cdot 10^{20}$	1,047·10 <sup>19</sup> г	$0,098 \cdot 10^{20}$	4,69·10 <sup>19</sup> г	$0,439 \cdot 10^{20}$
<sup>235</sup> U	0,026·10 <sup>19</sup> г	$0,015 \cdot 10^{20}$	0,008·10 <sup>19</sup> г	$0,004 \cdot 10^{20}$	0,034·10 <sup>19</sup> Γ	$0,02 \cdot 10^{20}$
<sup>232</sup> Th	15,18·10 <sup>19</sup> г	0,408·10 <sup>20</sup>	2,89·10 <sup>19</sup> г	0,078·10 <sup>20</sup>	18,07·10 <sup>19</sup> г	$0,486 \cdot 10^{20}$
<sup>40</sup> K	5,24·10 <sup>19</sup> г	$0,146 \cdot 10^{20}$	5,62·10 <sup>19</sup> г	$0,157 \cdot 10^{20}$	10,86·10 <sup>19</sup> г	$0,303 \cdot 10^{20}$
K/U	$1,23 \cdot 10^4$	_	$4,6.10^4$	_	$1,98 \cdot 10^4$	_
K/Th	$3 \cdot 10^{3}$	_	$1,67 \cdot 10^4$	_	$5,16 \cdot 10^3$	—
Th/U	4	_	2,74	_	3,83	_
$\dot{E}_{\Sigma}$	_	$0,91 \cdot 10^{20}$	_	$0,337 \cdot 10^{20}$	_	$1,248 \cdot 10^{20}$

Содержание радиоактивных элементов в Земле

Определив таким путем концентрацию радиоактивных элементов в Земле и учитывая законы дифференциации земного вещества, далее уже не представляло труда рассчитать скорость выделения и суммарное значение радиогенной энергии. Соответствующие расчеты (Сорохтин, Ушаков, 2002) приведены на рис. 4.12 и4.13:



Рис. 4.12. Скорость выделения радиогенной энергии: 1 – в Земле; 2 – в мантии; 3 –в континентальной коре



Рис.4.13. Выделение радиогенной энергии: 1 – в Земле; 2 – в мантии; 3 – в континентальной коре

В настоящее время большая часть приливной энергии выделяется в мелководных морях и значительно меньшая – в глубоких океанах и астеносфере Земли. По оценкам Г. Макдональда (1975), скорость выделения приливной энергии в настоящее время приблизительно равна 0,25·10<sup>20</sup> эрг/с, причем около 2/3 приливной энергии диссипирует в мелководных морях благодаря трению интенсивных придонных приливных течений о морское дно. По нашим определениям, сейчас в Земле рассеивается приблизительно 0,287·10<sup>20</sup> эрг/с приливной энергии, а в мантии – только 0,018·10<sup>20</sup> эрг/с, тогда как в гидросфере – около 0,269·10<sup>20</sup> эрг/с, или 94% от всей приливной энергии. Поскольку современный суммарный тепловой поток через поверхность Земли достигает приблизительно 4,3·10<sup>20</sup> эрг/с (Городницкий, Сорохтин, 1981), то получается, что в настоящее время доля приливной энергии, рассеиваемой в "твердой" Земле, не превышает 0,5% от полной энергии, генерируемой в ее недрах. Отсюда видно, что лунные приливы теперь играют скромную роль в питании тектонической активности Земли, хотя сами приливные деформации литосферной оболочки, достигающие по амплитуде нескольких десятков сантиметров, в некоторых случаях, по-видимому, могут выступать в качестве "спусковых механизмов" землетрясений. Тем более незначительны влияния на тектонику Земли солнечных приливов, эффект которых не превышает 20% от воздействия лунных приливов.

Однако если амплитуда солнечных приливов всегда была незначительной, то воздействия лунных приливов в прошлые геологические эпохи были значительно бо́льшими. Теория приливов показывает, что интенсивность таких воздействий обратно пропорциональна шестой степени расстояния между планетами (Макдональд, 1975; Рускол, 1975). Отсюда следует, что в далекие геологические времена, когда Луна располагалась значительно ближе к Земле, ее приливные воздействия на нашу планету были значительно сильнее. Более того, можно ожидать, что на самых ранних этапах развития Земли, когда Луна еще располагалась вблизи предела Роша, амплитуда лунных приливов достигала 1,5 км, а приливная энергия превалировала над всеми остальными источниками эндогенной энергии и поэтому во многом определяла собой тектоническое развитие Земли.

Для нахождения основных закономерностей выделения в Земле приливной энергии следует использовать зависимость расстояния между центрами тяжести Земли и Луны от времени, изображенную на рис. 4.1, и воспользоваться основными уравнениями движения планет, позволяющими определить связь между угловой скоростью вращения Земли и этим же расстоянием. В результате оказывается, что скорость выделения приливной энергии в Земле  $\dot{E}_t$  пропорциональна разности угловых скоростей осевого вращения Земли  $\Box$  и Луны  $\Box$ , обратно пропорциональна фактору добротности Земли  $Q_{\Box}$  и шестой степени расстояния между планетой и спутником *L*:

$$\dot{E}_{t} = -\frac{3}{2} \cdot \gamma \cdot \frac{k_{2} \cdot m^{2} \cdot R^{5}}{Q_{\mu} \cdot L^{6}} \cdot (\Omega - \omega), \qquad (4.12)$$

где  $\gamma$  – гравитационная постоянная; k<sub>2</sub> – второе число Лява; R – радиус Земли.



Рис. 4.14. Скорость выделения приливной энергии в Земле: 1 – суммарная скорость выделения энергии в мантии и гидросфере; 2 – выделение энергии мантии

В этой сложной функции связь приливной энергии со временем определяется через зависимость от времени расстояния между Землей и Луной, изображенной на рис. 4.2, а

фактор добротности Земли  $Q_{\mu}$  рассчитывался с учетом массы и глубины океанических и эпиконтинентальных морей (Сорохтин, Ушаков, 2002). Остальные параметры постоянны или задаются принятой моделью эволюции Земли. Учитывая приведенную модель, нами были рассчитаны скорость выделения в Земле приливной энергии (рис. 4.14), и ее суммарное значение (рис. 4.15).



Рис. 4.15. Выделение приливной энергии: 1 – в Земле; 2 – в мантии; 3 – в гидросфере

Как видно из приведенных графиков, наиболее бурно приливная энергия выделялась в начале катархея около 4.6–4.5 млрд. лет назад и в раннем архее около 4.0–3.7 млрд. лет назад. Выделение приливной энергии в позднем архее и, тем более, в протерозое стало более спокойным. К этому времени на Земле уже появились настоящие океаны, и поэтому большая часть приливной энергии стала рассеиваться в земной гидросфере. Скорость выделения приливной энергии вновь несколько увеличилась только в фанерозое. Однако на этот раз такая активизация приливных взаимодействий с Луной была связана только с эволюцией земной гидросферы – с развитием в эту эпоху первых широких трансгрессий океана на континенты и с формированием мелководных эпиконтинентальных морей, в которых сейчас и расходуется большая часть приливной энергии.

Всего же в катархее за первые 600 млн. лет существования Земли выделилось около  $2,1\cdot10^{37}$  эрг тепловой энергии приливного происхождения (см. рис. 4.15). За архей, протерозой и фанерозой в Земле выделилось приблизительно  $1\cdot10^{37}$  эрг приливной энергии, из этого количества в гидросфере выделилось около  $0,84\cdot10^{37}$  эрг, тогда как в мантии Земли – только  $0,46\cdot10^{37}$  эрг. Всего же с момента образования Луны на околоземной орбите, около 4,6 млрд. лет назад, в Земле выделилось приблизительно  $3,08\cdot10^{37}$  эрг приливной энергии, из которых на мантию пришлось около  $2,24\cdot10^{37}$  эрг. Всего же за время жизни Земли в ее мантии выделилось  $16,85 \cdot 10^{37}$  эрг энергии гравитационной дифференциации земного вещества, около  $3.11 \cdot 10^{37}$  эрг радиогенной энергии и приблизительно  $2,24 \cdot 10^{37}$  эрг приливной энергии (без учета ее рассеивания в гидросфере Земли), т.е. в общей сложности около  $22,2 \cdot 10^{37}$  эрг тепловой энергии. Этого тепла вполне хватило бы для дополнительного разогрева и перегрева Земли почти на 4400 °C. Однако такого перегрева Земли не произошло. Отсюда следует, что бо́льшая часть тепла была потеряна Землей с ее тепловым излучением в космическое пространство. Соответствующие расчеты, учитывающие суммарную генерацию энергии в мантии Земли, а также ее исходный и современный теплозапасы, позволили определить, что за время жизни Земли с ее тепловым излучением было потеряно около  $13.42 \cdot 10^{37}$  эрг глубинного (мантийного) тепла. Именно это значение характеризует суммарную энергию тектономагматических процессов на Земле (рис. 4.16):



Рис. 4.16. Интегральная форма энергетического баланса Земли: 1 - суммарная энергия, выделившаяся в Земле (без учета приливной энергии, рассеянной в морях и океанах Земли); <math>2 - суммарная энергия, выделившая $ся в земной мантии <math>E_m$ ; 3 - тепловой запас Земли W; 4 - суммарные теплопотери Земли; <math>5 - теплопотери мантии  $Q_m$ . Разность между кривыми 1 и 2, а также 4 и 5 определяет величину радиогенной энергии, выделившейся в континентальной земной коре

Энергетический баланс Земли, управляющий после ее образования тектонической активностью, определяется простым соотношением: глубинные теплопотери Земли  $\dot{Q}$  равны суммарной скорости генерации в мантии гравитационной, радиогенной и приливной энергии  $\dot{E}$  за вычетом скорости изменения теплового запаса Земли  $\dot{W}$ . В этом случае энергетический баланс Земли можно выразить простыми соотношениями:

$$\dot{Q} = E - W \,. \tag{4.13}$$

Современное значение глубинного теплового потока легко найти, отняв от суммарных теплопотерь Земли (4,3·10<sup>20</sup> эрг/с) скорость генерации радиогенной энергии в континентальной коре (0,91·10<sup>20</sup> эрг/с). Следовательно, современные потери глубинного тепла равны  $\dot{Q}_0 = 3,39 \cdot 10^{20}$  эрг/с. Они складываются из суммарной генерации в мантии гравитационной, радиогенной и приливной энергии  $\dot{E}_0$  и возможной добавки за счет изменения теплозапаса Земли  $\dot{W}_0$ , т.е. происходящего сейчас дополнительного разогрева или, наоборот, остывания земных недр. Учитывая приведенные выше значения гравитационной, радиогенной и приливной энергии, выделившейся в мантии к настоящему времени ( $E = 16,85 \cdot 10^{37} + 3,11 \cdot 10^{37} + 2,24 \cdot 10^{37} = 22,2 \cdot 10^{37}$  эрг), а также суммарный глубинный тепловой поток  $\dot{Q}_0 = 3,39 \cdot 10^{20}$  эрг/с, удается определить, что поправка за современное изменение теплозапаса Земли равна  $\dot{W}_0 = -0,27 \cdot 10^{20}$  эрг/с. Это значит, что после архейского перегрева верхней мантии, о чем уже говорилось выше, Земля все еще продолжает слабо остывать. Учитывая это, теперь можно определить и суммарную генерацию энергии в глубинных недрах – она достигает  $\dot{E}_0 = 3,12 \cdot 10^{20}$  эрг/с.

#### Тектоническая активность Земли

Тектономагматическая активность Земли, как известно, связана с движениями земных масс и плавлением земного вещества. Проявляется эта активность в магматических внедрениях глубинного вещества в земную кору (например, в океанических рифтовых зонах Земли), в деформациях земной коры (например, в горных поясах Земли), во вторичном переплавлении коровых пород (например, в зонах поддвига плит или при образовании гранитных плутонов), при землетрясениях и во многих других случаях движения земного вещества. Однако, в конце концов, все эти перемещения земных масс приводят к преобразованию кинетической энергии движения вещества в тепло, которое с течением времени рассеивается в окружающем пространстве и теряется с тепловым излучением Земли. Поэтому естественным мерилом тектономагматической активности Земли является поступающий из мантии глубинный тепловой поток  $\dot{Q}_{\rm m}$  (рис. 4.17, кривая 2). Обобщая весь круг таких явлений, мы для краткости будем говорить просто "тектоническая активность Земли" имея в виду, при этом все тектономагматические проявления на Земле. Поскольку после образования нашей планеты перемещения земных масс и их плавление впервые начались только в архее, понятие тектонической активности Земли мы распространим только на время ее развития после катархея, т.е. после 4,0 млрд. лет назад. Катархей (т.е. интервал времени от 4,6 до 4,0 млрд. лет назад) следует относить к криптотектонической эре. Зависимость тектонической активности Земли от времени, удовлетворяющая принятому выше определению, приведена на рис. 4.17.

Кривая 1 на рис. 4.17 характеризует тектоническую активность в среднем по всей Земле в целом. Но, как мы старались показать выше, в архее скорее всего тектоническая активность проявлялась только в широтном кольцевом поясе Земли, размеры которого со временем постепенно увеличивались. Однако только в конце архея, во время образования земного ядра, тектоническая активность охватила всю Землю. Для восстановления "локальной" тектонической активности, характеризующей интенсивность тектономагматических процессов в архейском широтном кольцевом поясе дифференциации, надо в суммарное распределение теплопотерь Земли внести поправку, учитывающую ширину этого пояса. Считая, что ширина пояса зонной дифференциации земного вещества в архее определялась выделяемой в нем энергией, а к концу архея этот пояс охватил всю Землю, такую поправку оказывается возможным рассчитать. Определенная таким путем "локальная" тектоническая активности Земли в архее изображена на рис. 4.17 кривой 2. Как видно из приведенного графика, тектоническая активность Земли в широтном кольцевом поясе раннего архея была весьма интенсивной и около 3,7-3,5 млрд. лет назад превышала современную активность нашей планеты приблизительно в 7-8 раз. В середине архея такая активность оказалась существенно сниженной, приблизительно до современного уровня. Однако в позднем архее наблюдался новый и наиболее интенсивный всплеск тектонической активности, по амплитуде превышающий современный уровень почти в 17 раз. Объясняется это переходом зонной дифференциации земного вещества к сепарации не только металлического железа, но и его окиси (см. выше), а также начавшимся около 3 млрд. лет назад процессом формирования земного ядра (см. рис. 4.5). Оба всплеска тектонической активности Земли в архее коррелируются с изменениями поверхностной температуры верхней мантии во время эпизодов ее перегрева в архее (см. рис. 4.4).

В протерозое и фанерозое генерация гравитационной энергии происходила в значительно более спокойном режиме по механизму бародиффузионной дифференциации мантийного вещества. Поэтому и тектоническая активность Земли стала более спокойной, хотя нельзя забывать, что приведенные на рис. 4.17 кривые характеризуют ее осредненные значения, с масштабом осреднения порядка продолжительности тектонических циклов (т.е. порядка сотен миллионов лет). Реальная зависимость тектонической активности Земли от времени может быть более сложной, хотя амплитуда наложенных на осредненную кривую колебаний тектонических циклов в относительном масштабе, по-видимому, не очень велика. В связи с постепенным истощением запасов "ядерного" вещества в мантии тектоническая активность протерозоя и фанерозоя также постепенно затухает. Продолжится эта тенденция и в будущем.



Рис. 4.17. Осредненная тектономагматическая активность Земли: 1 – мантийный тепловой поток через всю поверхность Земли  $\dot{Q}_G$ ; 2 – удельный мантийный тепловой поток через низкоширотный кольцевой пояс тектономагматической активности в архее  $\dot{Q}_m$  (тектономагматическая активность архея); 3 – относительное значение приведенной к поверхности температуры мантии (перегрев мантии в архее достигал 400 – 600 °C)

Интенсивность конвективного перемешивания мантии со временем менялась по зависимости, близкой к тектономагматической активности Земли (рис. 4.17, кривая 2). В архее выделяются два периода повышенной конвективной и тектономагматической активности Земли. Первый из них, связанный с зонной дифференциацией металлического железа, приходится на начало архея. Конвективный массообмен в то время имел в основном тепловую природу и охватывал только верхнюю мантию и ее переходный слой глубиной от 400 до 800 км в достаточно узком тропическом поясе Земли. При этом первый всплеск конвективной (и тектонической) активности Земли возник в раннем архее не столько благодаря большой скорости выделения гравитационной энергии дифференциации, сколько из-за того, что вся эта энергия тогда рассеивалась в малых объемах конвектирующей мантии. В связи с этим существовавшие в раннем архее конвективные структуры должны были быть мелкими, размерами не превышающими нескольких сотен или первых тысяч километров. Следовательно, в раннем архее должно было существовать не менее 80 конвективных структур. Если же учесть, что первые зародыши (ядра) будущих континентальных щитов формировались над нисходящими потоками таких конвективных структур, то можно заключить, что в раннем архее образовалось не менее 80/2 = 40 таких континентальных ядер. Интересно отметить, что приблизительно такое же количество первичных и наиболее древних (сложенных серыми гнейсами, трондьемитами и тоналитами) нуклеаров континентальной коры — 37, выделяется и по геологическим данным (Глуховский, Моралев, 1994). По мере погружения фронта дифференциации размеры конвективных ячеек должны были увеличиваться, отдельные нуклеары — сливаться друг с другом, а их число — сокращаться. Поэтому к концу раннего архея число таких континентальных зародышей уже не должно было превышать 20 (рис. 4.18).

Второй период резко повышенной конвективной и тектономагматической активности Земли в позднем архее был связан с вовлечением в процесс зонной дифференциации помимо железа его окиси с формированием эвтектических сплавов Fe FeO. К этому времени существенно расширился пояс дифференциации, а, следовательно, возросла и масса самой конвектирующей мантии, тогда как число континентальных массивов (будущих архейских щитов), вероятно, снизилось до 12-14. После такого перехода процесс дифференциации земного вещества значительно активизировался. Особенно он усилился после начала процесса формирования земного ядра во второй половине позднего архея, начиная приблизительно с 3 млрд. лет назад (см. рис. 4.5-в, г). В это же время произошла и самая значительная перестройка конвективных течений в мантии – в Земле начала формироваться мощнейшая одноячеистая конвективная структура, приведшая в конце архея к столкновению всех возникших ранее континентальных массивов в единый суперконтинент (см. рис. 4.5-г). Согласно законам механики об устойчивом вращении свободных тел, сформировавшийся над центром нисходящего мантийного потока суперконтинент должен был располагаться на экваторе Земли. Это произошло, скорее всего, 2,6 млрд. лет назад и отмечено в геологической летописи Земли наиболее грандиозным диастрофизмом кеноранской орогении.



Рис. 4.18. Изменения числа ячеек в конвектирующей мантии архея и формирование зародышей (нуклеаров) архейских континентальных щитов (разрезы относятся к экваториальной зоне и даны в произвольном масштабе)

После снижения тектонической активности Земли в протерозое, мантийная конвекция стала химико-плотностной и более упорядоченной. Всестороннее исследование химико-плотностной конвекции в мантии проводились в Институте океанологии под руководством А.С. Монина (1 Ю.О. Сорохтиным 5). Численное же моделирование такой конвекции было выполнено в середине 90-х годов прошлого века (см. рис. 4.19).

Как видно из проведенного эксперимента, химико-плотностная конвекция действительно является нестационарной и все время меняет свою структуру. При этом четко прослеживается смена конвективных структур от одноячеистых к двухъячеистым (иногда и к более сложным), но с обязательным новым возвращением к одноячеистым структурам. При этом оказывается, что в пересчете на временные масштабы развития Земли периодичность полных конвективных мегациклов в эксперименте оказалась приблизительно равной 1 млрд. лет, тогда как для реальной Земли она близка к 0,8 млрд. лет и четко отмечается моментами формирования древних суперконтинентов – Моногеи, Мегагеи, Мезогеи и Пангеи, теперь реконструированными и по геологическим данным (Сорохтин, Ушаков, 2002).



Рис. 4.19. Численное моделирование полей функции тока для химико-плотностной конвекции в цилиндрических координатах, аналог экваториального сечения в сферических координатах (по Ю.О. Сорохтину)

Один из самых важных результатов моделирования состоит в доказательстве нестационарности химико-плотностной конвекции, хорошо объясняющей смену тектонических планов и режимов развития Земли, а также цикличность этих процессов. В этом отношении показательна выявленная особенность химико-плотностной конвекции время от времени создавать одноячеистые конвективные структуры с последующим их распадом на более сложные структуры. Представляется также, что этим явлением объясняются происходившие в истории Земли временные объединения разрозненных прежде материков в единые суперконтиненты типа Мегагеи Штилле (около 1,8 млрд. лет назад) или Пангеи Вегенера (около 300–230 млн. лет назад). Особенно хорошо изучен по палеомагнитным и геологическим данным процесс объединения материков в вегенеровскую Пангею с последующим ее расколом и центробежным дрейфом континентов, продолжающимся до наших дней. Эти данные настолько убедительны и хорошо иллюстрированы многочисленными совпадающими реконструкциями, что сомневаться в них сегодня уже не приходится.

### Распад Моногеи и формирование Мегагеи в конце раннего протерозоя

Обратим внимание на интересную особенность конвективных движений в мантии. При возникновении одноячеистой конвективной структуры все континентальные массивы дрейфуют в сторону нисходящего потока, образуя над ним единый суперконтинент типа Моногеи, Мегагеи или Пангеи. После образования такого суперконтинента он, естественно, оказывается как бы окруженным со всех сторон зонами субдукции, по которым океанические плиты омывающего его единого океана, Панталассы, погружаются в мантию. При обычной скорости поддвига плит около 5–10 см/год уже через несколько десятков миллионов лет эти плиты опускаются до уровня ядра, где подвергаются полному разрушению (дезинтеграции) благодаря действию бародиффузионного механизма дифференциации окислов железа и насыщения их расплавами межгранулярных пространств в мантийном веществе (см. раздел 4.20).



Рис. 4.20. Механизм разрушения суперконтинента за счет возникновения под ним нового восходящего мантийного потока вместо существовавшего ранее нисходящего потока

Вещество погружающихся плит всегда остается несколько более холодным, а, следовательно, и более плотным по сравнению с окружающей их мантией. Поэтому естественно ожидать, что под зонами субдукции мантийное вещество будет вдавливаться в ядро, образуя там подобия корней нисходящих потоков (рис. 4.20). Отсюда следует, что после дифференциации дезинтегрированное мантийное вещество этих корней в виде жидкой "магматической каши" должно "стекать" с них (т.е. подниматься) в обе стороны от участков погружения бывших океанических литосферных плит в ядро. По этой причине под центром незадолго до этого возникшего суперконтинента постепенно начинают накапливаться крупные массы прошедшего дифференциацию и поэтому более легкого мантийного вещества. В результате через время порядка первых десятков миллионов лет под суперконтинентом на месте бывшего нисходящего потока возникает мощный восходящий конвективный поток, приподнимающий и взламывающий находящуюся над ним литосферную оболочку, а это приводит к расколу суперконтинента и центробежному дрейфу его материковых осколков в разные стороны от его бывшего центра.

Этим механизмом, по-видимому, объясняется неустойчивость всех возникавших в прошлые геологические эпохи суперконтинентов и чрезвычайно короткое время их существования как единых материков – не более 100 млн. лет. Фактически эта зависимость, являющаяся правилом, может быть объяснена лишь с точки зрения механизма глобальной химико-плотностной конвекции.

Возникшее после сформирования земного ядра на рубеже архея и протерозоя асимметричное распределение плотности вещества в мантии (см. рис. 4.5, *г*) должно было привести к столь же сильной асимметрии действия процесса бародиффузионной дифференциации мантийного вещества на поверхности вновь образованного ядра. В связи с тем, что первичное вещество было богато железом (около 13%) и его окислами (около 24%), наиболее интенсивная дифференциация тогда должна была протекать под "плотным" полушарием с образованием там мощных нисходящих конвективных потоков. В противоположность этому в "легком" полушарии под Моногеей (см. рис. 4.6) должен был возникнуть столь же мощный восходящий конвективный поток, приведший, в конце концов, к расколу суперконтинента (см. рис. 4.20).

Первые импульсы растяжения, вероятно, проявились уже около 2,4 млрд. лет назад, о чем, в частности, говорит возраст Великой Дайки в Зимбабве. Но главная фаза дробления суперконтинента произошла несколько позже, около 2,3 млрд. лет назад. После эпохи архейского перегрева мантии континентальные литосферные плиты оставались еще сравнительно тонкими (не более 100–150 км) и менее прочными, чем плиты современных континентов, мощность которых вместе с земной корой под архейскими щитами теперь достигает 250 км (см. рис. 4.24). Поэтому есть основания полагать, что на фоне еще сравнительно большой тектонической активности раннего протерозоя раскол Моногеи происходил на мелкие блоки – кратоны и в основном по старым швам, спаявшим в кеноранскую эпоху диастрофизма архейские щиты в единый суперконтинент. В результате в середине раннего протерозоя многие из щитов вновь обособились и стали дрейфовать в центробежных направлениях в стороны от центра бывшей Моногеи (рис. 4.21).



Рис. 4.21. Распад Моногеи около 2,2 млрд лет назад, цифрами обозначены архейские континентальные блоки и щиты: 1 – Австралия; 2 – Антарктида; 3 – Африка; 4 – Балтийский шит; 5 – Восточная Сибирь; 6 – Гренландия; 7 – Западная Африка; 8 – Индия; 9 – Китайские щиты; 10 – Русская платформа; 11 – Северная Америка; 12 – Украинский щит; 13 – Южная Америка

Восстановить обособившиеся в раннем протерозое континентальные кратоны (осколки бывшей Моногеи) можно по распространению поясов Карельской (Свекофеннской) и одновозрастной ей орогении, вновь спаявшей эти кратоны около 1,9–1,8 млрд. лет назад в новый суперконтинент Мегагея (рис. 4.22). Для проведения описываемой здесь реконструкции мы воспользовались достаточно полным обобщением В.Е. Хаина и Н.А. Божко (1988) и монографией (Хаин, 2001) по докембрийской тектонике континентов, а также использовали дополнительные критерии определения краевых зон архейских щитов и протоплатформ в раннем протерозое. Например, мы учитывали, что кимберлитовые и родственные им расплавы формировались в основном над зонами поддвига плит карельского возраста (Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996) и что наиболее крупные железорудные месторождения этого же возраста возникали на окраинах континентальных блоков в зонах апвеллингов того времени. Кроме того, мы учитывали, что кимберлиты, скорее всего, возникали благодаря переплавлению богатых карбонатами осадков тропической зоны и умеренного климата, тогда как лампроиты были продуктами переплавления бедных карбонатами осадков бариальной и полярной зон.



Рис. 4.22. Мегагея 1,8 млрд лет назад: 1– складчатые пояса; 2 – красноцветы (остальные обозначения см. на рис. 4.6 и 4.21)

По геологическим данным (Хаин, Божко, 1988, Хаин, 2001), в пределах Северо-Американской платформы архейские кратоны Вайоминг, Черчилл, Каминак и Слейв с одной стороны и кратоны Сьюпириор и Северо-Атлантический (Южно-Гренландский) со второй и третьей стороны разделены Транс-Гудзонским и Лабрадорским орогеном с возрастом складчатости 1,9–1,8 млрд. лет. С учетом этого Северо-Американская платформа на раннепротерозойской реконструкция (см. рис. 4.21) показана разбитой на три части: восточную, западную и Гренландию с провинциями Баффиновой Земли и Ньюфаундленда.

Аналогично этому Европейская платформа показана разбитой на три кратона: Кольско-Карельский, Центрально-Русский, включающий Юго-Западную Фенноскандию, Воронежский массив, Приднепровский и Приазовский блоки Украинского щита, и третий, включающий Кировоградский и Белозерский блоки Украинского щита, фундаменты Белоруссии и Прибалтики.

Сибирская платформа условно показана разбитой на три части: Анабарский, Тунгусский мегаблок и Алданский щиты с прилегающими к ним территориями.

Австралия показана разбитой на три кратона: блоки Йилгарн и Пилбара с прилегающими территориями, а также группу блоков на севере континента (Пайн-Крик, Кимберли и др.). Африка показана разбитой на четыре кратона: южный щит Калахари, протоплатформу Конго в Экваториальной Африке, Центрально-Африканскую протоплатформу, возможно объединяющую несколько самостоятельных щитов, и протоплатформу Западная Африка.

Южная Америка представлена разбитой на две протоплатформы: Гвианский щит с Амазонским кратоном и Восточно-Бразильский кратон, включающий ряд более мелких блоков с архейской корой в основании. При этом Восточно-Бразильский кратон показан еще объединенным с конголезским кратоном Южной Африки, поскольку явное разъединение этих блоков произошло сравнительно недавно – только в мезозое.

Таким образом, в середине раннего протерозоя архейская континентальная кора оказалась разбитой на множество отдельных мелких плит (см. рис. 4.21). По оценке В.Е. Хаина (2001), таких обособленных плит тогда могло быть более 30, поэтому ранний протерозой он предлагает даже характеризовать эрой малых плит.

В связи с отмечавшейся выше резкой неоднородностью состава раннепротерозойской мантии, нисходящий поток следующей одноячеистой конвективной структуры, сформировавшейся около 1,9 млрд. лет назад, должен был располагаться антиподно бывшему суперконтиненту Моногея. Учитывая это, реконструкция второго суперконтинента, Мегагеи, была построена путем перемещения континентальных блоков Моногеи на противоположную сторону Земли с последующим их центростремительным дрейфом до "слипания" в единый континентальный массив. При этом оказались соединенными воедино и все древние континентальные массивы, окруженные карельской и одновозрастной ей складчатостью, а также областями активизации и переработки архейской коры, происходившими около 1,9–1,8 млрд. лет назад (рис. 4.22).

Очевидно, что приведенные реконструкции представляют собой определенный интерес, посольку они позволяют определять положения зон поддвига плит свекофеннского возраста, с которыми только и связано проявление глубинного алмазоносного магматизма (см. гл. 8).

# Общие закономерности формирования океанических и континентальных литосферных плит

Определение мантийного теплового потока  $\dot{Q}_{m}$  (кривая 2 на рис. 4.17) позволяет рассчитать и другие важные характеристики тектонической активности Земли. Одной из таких характеристик является средняя продолжительность жизни океанических плит  $\Box_{1}$ ,
пропорциональная квадрату отношения площади океанических плит к пронизывающему их тепловому потоку  $\tau_1 \sim S_{\infty}^2 / \dot{Q}_m^2$  (рис. 4.20 кривая *1*). Другой характеристикой является средняя мощность  $H_1$  океанических плит при достижении ими предельного возраста  $\Box_l$ , пропорциональная отношению суммарной площади океанических плит к тому же самому тепловому потоку  $H_1 \sim S_{\infty} / \dot{Q}_m$  (кривая 4 на рис. 4.23).



Рис. 4.23. Обобщенная модель эволюция строения океанических литосферных плит и среднее время их нахождения на поверхности Земли: 1 – среднее время жизни плит; 2 – мощность океанической коры; 3 – критическая толщина литосферных плит, определяющая возможность погружения в мантию более мощных плит; 4 – мощность океанических плит в конце их среднего времени жизни; 5 – мощность базальтового слоя

Если принять, что современная средняя продолжительность жизни океанических плит приблизительно равна  $\tau_l \approx 120$  млн. лет и  $H_{ocl} \approx 7,3 \cdot \sqrt{\tau_l} \approx 80$  км, то оказывается, что в раннем архее толщина таких плит в пике активности около 3,6 млрд. лет назад снижалась до 6,2 км, а время их жизни – до 700 тыс. лет! В середине архея около 3,3 млрд. лет назад предельная толщина океанических плит поднялась до 27 км, а их продолжительность жизни – почти до 14 млн. лет. В позднем архее, около 2,9 млрд. лет назад, значение  $H_1$  вновь снизилось приблизительно до 8 км, а время жизни океанических плит – до 1,2 млн. лет.

На рис. 4.23 нанесена еще и критическая толщина океанических литосферных плит, рассчитанная по их плотности.. При бо́льшей мощности реальной океанической плиты, она становится тяжелее подстилающей ее горячей мантии и поэтому может погружаться в нее, т.е. субдуцировать в мантию. При мощности океанической литосферной

плиты, меньшей чем ее критическое значение, она не может субдуцировать в мантию, но в обстановке сжатия такая плита может надвигаться (обдуцировать) на другую плиту или на край континента. Отсюда следуют важные геологические выводы Во-первых, в архее не могло существовать зон субдукций, а сжатие океанических плит компенсировалось их скучиванием и обдукцией на края континентальных плит (рис. 4.19). Во-вторых, зоны субдукции или поддвига плит могли появиться только в протерозое около 2,5 млрд. лет назад. Следовательно, тектоническое развитие Земли в архее происходило по законам тонких литосферных пластин и под архейскими континентальными щитами тогда не могли формироваться расплавы алмазоносных пород. Тектоника литосферных плит на Земле начала действовать в раннем протерозое, (начиная приблизительно с 2,5 млрд. лет назад) и только несколько позже этого момента (приблизительно с 2 млрд. лет назад) под архейскими цитами могли зарождаться алмазонос-

#### ные расплавы.

Рассчитав тектоническую активность Земли, определяемую мантийным тепловым потоком, теперь можно оценить и среднюю толщину литосферных плит под древними континентами. Из решения уравнения теплопроводности следует, что охлажденная часть горячего полупространства, пронизываемого тепловым потоком q (в нашем случае – толщина литосферной плиты под континентами), оказывается обратно пропорциональной величине идущего из мантии глубинного теплового потока, пронизывающего такие континенты. При этом будем исходить из того, что средняя мощность континентальной коры в архее была не меньше средней мощности коры у современных архейских щитов, т.е. не меньше 40 км. С другой стороны, теоретические оценки, учитывающие перегрев верхней мантии в архее и возможные тепловые потоки через континентальную кору, показывают, что мощность подкоровой литосферы в раннем архее менялась в пределах 15-23 км. В середине архея, во время снижения тектонической активности Земли, она увеличивалась до 46 км, но в позднем архее вновь снизилась до 7-8 км (рис. 4.23). Высота стояния континентальных щитов над уровнем океанов в течение почти всего архея была близкой к 6,5 км (см. рис. 5.5). Этим определяется и высокий базис эрозии практически всех архейских щитов.

Из приведенных расчетов вытекает важное геологическое следствие: алмазоносные расплавы архейского возраста не могли возникать, поскольку мощность континентальной литосферы под древними щитами в те далекие времена была существенно меньшей глубины фазового перехода графита в алмаз (около 150 км). Под древними (архейскими) щи-

тами в толще континентальной литосферы могли сохраняться только алмазоносные расплавы, возникшие во второй половине раннего протерозоя или позже. В раннем протерозое, в связи с остыванием верхней мантии и резким снижением глубинных тепловых потоков, мощность подкоровой литосферы стала быстро увеличиваться (рис. 4.24). Судя по возрастам и глубинам образования алмазов, можно заключить, что во время формирования расплавов алмазоносных пород, около 2–1.8 млрд. лет назад, толщина континентальной литосферы под архейскими щитами уже достигала 200 км.



Рис.4.24. Эволюция строения континентальных плит: І – континентальная кора; ІІ – континентальная литосфера; ІІІ – подлитосферная (горячая) мантия; IV – коровая астеносфера (нижняя кора); 1 – поверхность континентов; 2 – подошва континентальной коры (граница Мохоровичича); 3 – подошва континентальной литосферы; 4 – кровля коровой астеносферы

В этой связи здесь уместно рассмотреть физическую природу существовавших в протерозое и фанерозое океанических и подкоровых континентальных литосферных плит. На рис. 4.25 приведена обобщенная кривая температуры солидуса мантийного вещества с использованием данных И. Такахаши (Takahachi, 1986) и А. Рингвуда (1981), а также рассчитанные нами геотермы океанических плит разного возраста и геотерма древней (архейской) континентальной плиты. Распределение температуры в горячей мантии определялось по условию, что приведенная к поверхности температура мантии равна 1320 °C.

Как видно из приведенных графиков, адиабатическая температура современной мантии пересекается с кривой температуры начала плавления (солидуса) мантийного вещества на глубинах около 80–100 км. Отсюда, в частности, следует важный для геологии вывод: нигде глубже поверхности эклогитового перехода на глубине 80–100 км, в ювенильной мантии не могут выплавляться мантийные (базальтовые) расплавы. Эта же граница определяет собой подошву астеносферы под океаническими литосферными плитами.

. По этой причине только океаническая литосфера может описываться сравнительно простой физической моделью жесткой полнокристаллической плиты, лежащей на пластичном слое частично расплавленного вещества мантии. Такая модель во многом аналогична льду, плавающему в морозный день на слое воды замерзающего озера, за исключением лишь того, что лед всегда легче воды, а холодные литосферные плиты могут быть тяжелее горячего и частично расплавленного вещества мантии. Этим, в частности, объясняется и сравнительно небольшое время существования океанических плит по сравнению с "долголетием" континентальных плит, средняя плотность которых ниже плотности конвектирующей мантии.

Природу перехода континентальной литосферы в подстилающую ее конвектирующую мантию наглядно определить значительно труднее. Это связано с тем, что континентальная геотерма асимптотически приближается к мантийной температуре в той области мантии, где частичное плавление ее вещества уже полностью исключается, так как на этих глубинах температура мантии ниже температуры плавления мантийного вещества на 200– 300 °C.



Рис. 4.25. Распределения температуры в верхней мантии и положение геотерм литосферных плит в зависимости от их возраста; цифрами на геотермах указан возраст литосферных плит в миллионах лет. T<sub>oc</sub> – геотермы океанических плит; T<sub>m</sub> – адиабатическая температура верхней мантии; T<sub>s</sub> – температура солидуса

мантийного вещества; T<sub>cl</sub> – геотерма древних (архейских) континентальных литосферных плит; **КК** – подошва континентальной коры; **I** – граница фазового перехода базальтов в эклогиты; **II** – эндотермический переход от жесткой литосферы под континентами в пластичное состояние; **III** – подошва архейских участков континентальной литосферы.

Отсюда следует, что под мощными континентальными плитами, достигающими по толщине 250 км, положение подошвы литосферы определяется не геотермой начала плавления мантийного вещества, а давлением и температурой его перехода из эффективно жесткого в эффективно-пластичное состояние. Что же касается природы подошвы таких плит, то, скорее всего, она определяется происходящими на бо́льших глубинах нарушениями межкристаллических связей в мантийном веществе, в результате чего мантийное вещество на этих глубинах переходит в эффективно-жидкое, хотя и очень вязкое состояние. Если это так, то фазовый переход на подошве континентальных плит должен обладать свойствами эндотермической границы, как это и показано на рис. 4.24. Поэтому в конвектирующей мантии на глубинах около 250 км должен наблюдаться отрицательный перепад температуры.

Если в архее еще не функционировала тектоника литосферных плит, то как же тогда формировалась континентальная кора? Под влиянием сил сжатия, вызываемых конвективными течениями мантийного вещества, суммарная мощность скучиваемых литосферных пластин, естественно, возрастала. Поэтому корни таких структур "скучивания" все-таки погружались в горячую мантию на глубину до 50-80 км. В архее верхняя мантия была существенно перегретой, и ее температура тогда на 400-500°С превышала современную (см. рис. 4.2), а подошва астеносферы располагалась на глубинах около 400 км. В результате погруженные в перегретую мантию корни скученных торошением тонких океанических пластин должны были повторно расплавляться. При этом плавление водосодержащих базальтов бывшей океанической коры и последующая дифференциация расплавов приводили к формированию более легких тоналитовых, трондьемитовых и плагиогранитных расплавов. Эти сравнительно легкие расплавы, естественно, всплывали и поднимались вверх в виде диапиров и куполов, прорывая собой снизу всю толщу скученных океанических пластин, формируя знаменитые гранит зеленокаменные пояса архея – древнейшие участки континентальной коры (рис. 4.26). Теоретическое обоснование образования архейских материков путем скучивания и частичного плавления сравнительно тонкой (толщиной всего несколько километров) океанической литосферы авторами было дано еще в 1991 г. В 1992 г. эта модель формирования материковых щитов в архее получила

фактическое подтверждение полевыми исследованиями Каапвальского архейского кратона, проведенными южноафриканскими геологами (Wit, Roering, Hart et al., 1992).



Рис. 4.26. Картина формирования континентальной коры в архее

Высокие тепловые потоки в архее приводили к тому, что нижняя часть континентальной коры древних щитов оказывалась частично расплавленной (мигматизированной), поэтому можно говорить о существовании в нижней коре того времени коровой астеносферы (см. рис. 4.26). В таком анатектическом слое должны были развиваться конвективные процессы, сопровождавшиеся образованием эвтектических расплавов гранитоидного состава и переносом их вместе с летучими, щелочными и литофильными элементами в верхнюю кору. Этими процессами, по-видимому, следует объяснять происхождение и широкое распространение гранитоидных интрузий, внедрившихся в архее в верхнюю кору, а также происхождение гранулитов нижней коры (Н. Сорохтин, 1996).

Обратим внимание на еще одну примечательную сторону формирования архейских континентальных массивов. Из-за высоких тепловых потоков в архее под континентальной корой этих массивов не могла формироваться мощная и плотная литосфера ультраосновного состава, и относительно легкая континентальная кора как бы "плавала" непосредственно на горячей мантии. Из-за этого уровень стояния континентов в течение всего архея и начала раннего протерозоя был исключительно высоким, их поверхность тогда возвышалась над уровнем океана на 4–6 км (Сорохтин, Сорохтин, 1997). Этим, в частности, объясняется и высокий уровень эрозии практически всех без исключения архейских щитов.

Таким образом, архейская континентальная кора формировалась благодаря действию двух основных тектонических процессов: образованию на первом этапе тонких базальтовых пластин океанической коры и их торошению со вторичным переплавлением на втором этапе. Этим двум тектоническим стадиям формирования континентальной коры соответствуют и два различных процесса петрогенезиса, выделенных В.М. Моралевым и М.З. Глуховским (1985) по эмпирическим данным при изучении строения и состава пород Алданского щита. Первый – это формирование первичной базитовой коры за счет частичного плавления и дифференциации мантийного вещества. Второй – частичное (15–20%) плавление материала нижней части базитовой коры при 7–8 кбар, т.е. на глубине около 25–30 км, с выделением кремнезема и щелочей в количествах, достаточных для образования первых в истории Земли высокотемпературных низкокалиевых эндербитов, т.е. пород тоналит-трондьемитовой серии. Близким петрогенезисом, по-видимому, обладают и некоторые типы древних анортозитов, образовавшихся уже на третьей стадии за счет дифференциации вторичных расплавов.

Учитывая приведенные выше соображения, тектонику архея будем определять термином "тектоника тонких базальтовых пластин", подчеркивая тем самым ее принципиальное отличие от привычных современных тектонических режимов развития Земли. Лишь в середине архея, во время резкого снижения тектонической активности Земли около 3,2 млрд. лет назад, возможно, сложились на относительно короткое время условия для заложения структур типа зон поддвига плит, однако пока не ясно, были ли они реализованы в действительности.

Таким образом, в отличие от процессов тектоники литосферных плит, безраздельно господствующих на Земле, начиная с раннего протерозоя, тектономагматические процессы в архее развивались по другим механизмам, по-видимому, близким к тем, что сейчас происходят на Венере (4.27).



Рис. 4.27. Радиолокационное изображение участка поверхности Венеры размером 500×550 км в месте сочленения гор Максвелла – аналога зон скучивания тонких базальтовых пластин с плато Лакшми – аналогом континентального массива (в верхней правой части снимка видно изображение крупного

метеоритного кратера Клеопатра)

Судя по радиолокационным изображениям поверхности Венеры, там четко выделяются рифтовые зоны и подобия срединно-океанических хребтов, но нет структур типа земных зон поддвига плит. Вместо них наблюдаются зоны сжатия и скучивания корового материала с характерными структурами мелких чешуй (тессер) или протяженных гряд, как бы обтекающих крупные и холмистые плато – аналоги архейских континентальных массивов и щитов. Характерным образованием на поверхности Венеры является область сочленения плато Лакшми с горами Максвелла (рис. 4.27). Граница между этими разными структурами фиксируется резким переходом от равнины плато, возвышающегося на 4–5 км над средним уровнем планеты, к крутому склону гор Максвелла, достигающих высоты 10–11 км и облегающих плато с востока и северо-востока. При этом в пределах гор Максвелла в рельефе хребтов склоны, обращенные к массиву Лакшми, часто оказываются более крутыми, чем противоположные им склоны, т.е. так же, как это показано и на рис. 4.26.

После завершения в конце архея бурного процесса выделения в недрах Земли окисножелезного ядра, в котором тогда оказалось сосредоточено до 65% массы современного ядра, дальнейший тектонический режим развития планеты стал значительно более спокойным. Резкое снижение тектонической активности Земли в протерозое привело к столь же резкому увеличению времени жизни и мощности океанических литосферных плит (см. рис. 4.23). В результате плотность охлажденных плит стала выше плотности мантии и, как следствие этого, на смену зонам торошения и скучивания тонких базальтовых пластин, столь характерных для архея, появились нормальные зоны поддвига плит современного типа. Кроме того, около 2,5 млрд. лет назад существенно изменились состав и строение океанической коры, и вместо чисто базальтовой коры архея уже в начале протерозоя сформировался ее третий, серпентинитовый слой – основной резервуар связанной воды в океанической коре (см. рис. 5.2). Все эти изменения привели к тому, что, начиная с протерозоя, на Земле прочно устанавливается тектонический режим развития, описываемый теорией тектоники литосферных плит.

Остановимся теперь на основных эволюционных закономерностях главной последовательности тектонического развития Земли. В связи с изменением тектонического режима преобразования океанической коры в континентальную в послеархейское время кардинально изменился и сам процесс формирования континентальной коры. На смену ареальному коровому магматизму в основном тоналит-трондьемитового состава, возникавшему в зонах скучивания океанической коры, пришел известково-щелочной магматизм линейных зон поддвига плит. Изменились и процессы образования гранитоидов. В послеархейское время они, как правило, формировались из коровых источников вещества и в большей части, по-видимому, за счет повторного переплавления терригенных песчаноглинистых осадков, например затягивавшихся в зоны поддвига плит, либо благодаря метаморфической переработке осадочных толщ в тылу зон поддвига плит перегретыми флюидами, поднимающимися из тех же зон поддвига плит, как это показано на рис. 4.28.



Рис. 4.28. Картина формирования континентальной коры в протерозое и фанерозое за счет частичного переплавления и дегидратации океанической коры и перекрывающих ее пелагических осадков в зонах поддвига океанических плит под островные дуги

Здесь, правда, следует обратить внимание, что в раннем протерозое происходило резкое угнетение или даже почти полное исчезновение известково-щелочного (андезитового) магматизма (Борукаев, 1985; Фролова, 1992). Вероятнее всего, это было связано со спецификой состава раннепротерозойских океанических осадков, поскольку тогда происходило массовое отложение железорудных формаций. Попадая в зоны поддвига плит, тяжелые железистые осадки уже не могли выжиматься из зазора между плитами и выполняли там роль "смазки", препятствуя тем самым разогреву и переплавлению коренных пород пододвигаемой океанической коры за счет ее сухого трения с надвигаемой плитой. Именно поэтому известково-щелочной магматизм зон поддвига плит в современной форме проявился лишь в среднем протерозое после ослабления процессов отложения железорудных формаций.

После архея существенно снизилась температура выплавления первичных коровых расплавов. Действительно, разогрев пород океанической коры в зонах поддвига плит в основном происходит не за счет тепла, идущего из глубин мантии, а благодаря внутреннему трению, сопровождающему их сдвиговые деформации. Но этот процесс регулируется температурой начала плавления силикатов, так как их частичное плавление значительно уменьшает суммарную вязкость попавших в зоны субдукции пород океанической коры и тем самым снижает дальнейшую генерацию тепла. В результате саморегулирующийся процесс автоматически поддерживает температуру генерации известково-щелочных магм на уровне, незначительно превышающем анатексис водонасыщенных базальтов океанической коры. Именно поэтому в зонах поддвига плит никогда не происходит извержений перегретых магм: их обычная температура 1100-1200 °C (для гранитоидных магм они еще ниже – всего 800–900 °C) и никогда не превышает 1250-1300 °C, тогда как в архее выплавление коровых магм могло происходить с очень большим перегревом, вплоть до 1500-1600 °C.

Еще одной отличительной особенностью формирования состава континентальной коры в послеархейское время стало выплавление коровых магм и протекание метаморфических процессов регионального метаморфизма в условиях избытка воды, поступающей из зон поддвига плит при дегидратации там серпентинитов океанической коры. Можно подсчитать, что за весь протерозой и фанерозой через зоны поддвига плит профильтровалось около  $2,3 \cdot 10^{25}$  г воды, что приблизительно в 16 раз превышает ее массу в современном Мировом океане! Это очень важный фактор, поскольку вода является сильным химическим реагентом и минерализатором, активно переносящим в континентальную кору все литофильные и гидрофильные элементы.

Изменившиеся условия формирования континентальной коры в послеархейское время четко проявляются в геохимических соотношениях однотипных пород разного возраста. Показательны данные Я. Вейзера (1980) по изменению отношений  $K_2O/Na_2O$  в коровых изверженных породах разного возраста (см. рис. 5.7). Все изверженные породы раннего архея действительно характеризуются типично базальтовыми отношениями  $K_2O/Na_2O \approx 0.5$ . В позднем архее эти отношения постепенно возрастали (в связи с началом выплавления калиевых гранитоидов). Однако особенно быстро накопление калия в коровых породах происходило в раннем протерозое, когда вновь образованный серпентинитовый слой океанической коры начал насыщаться водой, но уже к концу раннего протерозоя

в связи с предельным насыщением к этому времени океанической коры водой отношения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O достигли равновесного значения 1,2–1,5.

Не менее показательны и отношения изотопов стронция <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в известняках океанического происхождения (рис. 5.6). Связано это с тем, что в океанской воде происходит эффективное осреднение изотопных меток континентальных пород, подвергающихся в данное время выветриванию и сносу речным стоком в океан. Поэтому изотопный состав таких осадков, отложение которых происходит в равновесных с водой условиях, должен отражать изотопный состав источников поступления вещества, в данном случае – средний изотопный состав континентальной коры и океанических базальтов, изливающихся в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

Как и в предыдущем случае, изображенная на рис. 5.6 зависимость  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr наглядно показывает, что в раннем архее первичные отношения  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr коровых пород полностью совпадали с мантийным источником. В позднем архее в связи с выплавлением калиевых гранитоидов и начавшимся рециклингом корового материала (приводившим к преимущественному накоплению в коре калия и рубидия) значения  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr в коровых породах несколько поднялись. Однако вклад этого процесса в общий состав позднеархейской коры еще оставался незначительным, и в целом она по-прежнему характеризовалась приблизительно мантийным уровнем первичного отношении  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr. Только начиная с раннего протерозоя, т.е. после перестройки тектонического режима развития Земли, возникновения серпентинитового слоя океанической коры и, главное, после появления зон субдукции, в которые теперь стали затягиваться смываемые с континентов осадки, отношения  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr резко повысились, отмечая тем самым усиленное накопление в коре того времени рубидия, а следовательно, и калия.

Для границы архей–протерозой характерны резкие изменения концентраций рассеянных элементов (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Например, отношение суммы концентраций легкой части группы редкоземельных элементов к их тяжелой части в тонкозернистых осадках на этом рубеже резко увеличилось, приблизительно от 6 до 11; отношение Th/Sc возросло от 0,4 до 1,1; La/Sc – от 1 почти до 3, а концентрация тория поднялась от  $1,5 \cdot 10^{-6}$  до  $3,5 \cdot 10^{-6}$ .

Как видно из приведенных примеров, геохимические индикаторы четко отмечают рубеж перехода от архея к протерозою. Учитывая же тектонические факторы, а также приведенные здесь теоретические построения, сегодня можно с большой вероятностью утверждать, что природа крупнейшего геологического рубежа архей–протерозой связана с завершением процесса формирования в центре Земли плотного ядра. В земном ядре тогда оказалось сосредоточенным около 65% его современной массы, а после выделения молодого ядра произошел еще и переход эндогенного режима дифференциации земного вещества от механизма зонной сепарации железа и его окислов к более спокойному механизму их бародиффузионной дифференциации. Непосредственной же причиной произошедших между археем и протерозоем резких изменений геохимических и тектонических условий формирования земной коры служил переход от тектоники тонких базальтовых пластин архея с характерными для того времени зонами торошения и скучивания океанической коры к тектонике литосферных плит с зонами субдукции в протерозое и фанерозое. В связи с образованием в раннем протерозое серпентинитового слоя океанической коры существенно изменился и водный режим выплавления континентальной коры: после архея она стала формироваться в условиях избытка поступавшей из зон поддвига плит перегретых водных флюидов. Большую роль в выплавке коровых магм, особенно гранитоидного и щелочного состава, в это время стали играть и затягиваемые в зоны субдукции осадки.

Развиваемая здесь теория глобальной эволюции Земли позволяет определить и основные закономерности роста континентальной коры. Поскольку в архее континентальная кора формировалась за счет переработки всей массы океанических базальтовых пластин, скорость роста ее массы была пропорциональна средней скорости торошения (скучивания) литосферных пластин и их мощности или, что тоже, пропорциональна глубинному тепловому потоку  $\dot{m}_{AR} \sim \dot{Q}_{G}$  (см. рис. 4.17, кривая *I*). В последующие эпохи континентальная кора формировалась только за счет переработки океанической коры, мощность которой со временем менялась сравнительно мало, поэтому для послеархейского времени  $\dot{m}_{PR+PH} \sim \dot{Q}_{m}^{2} / S_{oc}$ . Следовательно, сама масса континентальной коры  $m_{kk}$  определяется интегрированием этих соотношений.

Для определения параметров интегрирования необходимо учесть значения массы континентальной коры в конце архея  $m_{AR}$  и в современный момент времени  $m_0$ . По данным многих исследователей докембрия, в архее образовалась существенно бо́льшая часть континентальной коры. В наших расчетах вслед за С. Тейлором и С. Мак-Леннаном (1988) мы приняли, что в архее образовалось около 70% континентальной коры, а массу современной континентальной коры определяли по данным А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского (1967)  $-m_0 \approx 2,25 \cdot 10^{25}$  г. Площадь океанических плит в послеархейское время определялась по разности  $S_{ol} = S_G - S_{\kappa\kappa}$ , где  $S_G$  – площадь поверхности Земли и  $S_{\kappa\kappa}$  – площадь континентальной коры, причем  $S_{\kappa\kappa} \sim m_{\kappa\kappa}$ . Для определения площади океанических плит (океаниче-

ской коры) в архее необходимо еще учитывать, что в то время происходило постепенное увеличение ширины пояса тектонической активности Земли (см. рис. 4.5), в пределах которого формировались и континенты и океаническая кора. Расчет эволюционных изменений площади океанической коры приведен на рис. 4.29



Рис. 4.29. Эволюция площади океанической коры в  $10^8$  км<sup>2</sup>

Полученная же с учетом этих расчетов теоретическая кривая роста массы континентальной коры изображена на рис. 4.30 в сравнении с наиболее популярной моделью роста континентальной коры, предложенной С. Тейлором, С. Мак-Леннаном (1988) с учетом геохимических данных, оценок скоростей осадконакопления в океанах и скоростей поглощения этих же осадков в зонах субдукции плит.



Рис. 4.30. Накопление массы континентальной коры: 1 – рассматриваемая энергетическая модель; 2 – модель Тейлора – Мак-Леннана (1988)

Как видно из рис. 4.30, теоретическая зависимость, построенная по нашей геодинамической модели (кривая 1), неплохо соответствует эмпирической модели С. Тейлора и С. Мак-Леннана (кривая 2). Поскольку эти модели, хотя и совмещенные в двух точках, были построены на базе разных подходов с использованием независимых предпосылок и данных, но привели тем не менее к близким результатам, их соответствие друг с другом можно рассматривать как свидетельство в пользу справедливости обеих моделей. Это важно, поскольку излагаемая в данной работе теория тектонической активности Земли, безусловно, еще требует проверки и доказательства, а приведенное на рис. 4.27 сопоставление кривых является одним из примеров такой проверки.

На рис. 4.31 изображена теоретическая зависимость скорости формирования континентальной коры от времени, построенная путем дифференцирования теоретической кривой роста коры. Как видно из приведенного графика, в начале раннего архея эта скорость была сравнительно высокой и достигала почти  $6 \cdot 10^{15}$  г/год, или около 2,1 км<sup>3</sup>/год и со временем постепенно уменьшалась в связи с опусканием в глубины мантии фронта зонной дифференциации земного вещества. В середине архея, около 3,3–3,2 млрд. лет назад, в период общего уменьшения тектонической активности Земли (см. рис. 4.17), снижалась и скорость образования земной коры. Не исключено, что в этот короткий интервал времени, который можно было бы назвать литоплитным периодом развития коры в архее, кое-где могли возникать характерные для тектоники литосферных плит геодинамические обстановки с нормальными зонами поддвига плит и островодужным известковощелочным магматизмом, близким к современным аналогам. Вместе с тем в этот же литоплитный период должно было прекратиться (или резко сократиться) формирование архейских зеленокаменных поясов, а вместо них могли возникать даже отдельные офиолитовые покровы, обычные для фанерозоя.



Рис. 4.31. Эволюция скорости роста массы континентальной коры

Характерной особенностью архейской тектоники был резкий всплеск ее активности в позднем архее, приблизительно около 2,8–2,7 млрд. лет назад, вызванный начавшимся процессом формирования земного ядра и переходом дифференциации земного вещества от высокотемпературного режима сепарации металлического железа к более энергетически выгодному механизму выделения эвтектических расплавов Fe·FeO (см. выше). Судя по расчетам, в пике этого всплеска скорость образования земной коры поднималась до 30·10<sup>15</sup> г/год, или до 10 км<sup>3</sup>/год (рис. 4.30).

С окончанием процесса формирования молодого ядра Земли около 2,6 млрд. лет назад, в раннем протерозое тектоническая активность Земли снизилась, а вместе с ней уменьшилась и скорость образования континентальной коры – до  $6 \cdot 10^{15}$  г/год, или приблизительно до 2 км<sup>3</sup>/год. В протерозое и фанерозое средняя скорость наращивания массы континентальной коры продолжала снижаться и в настоящее время она, судя по расчетам (в среднем за последние 800 млн. лет) не превышает  $0.8 \cdot 10^{15}$  г/год (0.28 км<sup>3</sup>/год), а в фанерозое она в среднем составляла  $1.4 \cdot 10^{15}$  г/год (0.5 км<sup>3</sup> год).

Аналогичным путем можно определить и скорость формирования океанической коры  $u_{oc} = k \cdot Q_m^2 / S_o$ , где *k* – нормировочный коэффициент (см. рис. 4.32).



Рис. 4.32. Скорость формирования площади океанической коры (современное значение  $u_{oc} \approx 2.55 \text{ кm}^2/\text{год}$ )

### Эволюция химического состава мантии

Определение химического состава мантии имеет существенное значение для понимания основных закономерностей происхождения полезных ископаемых, в том числе и алмазов. Рассматривая эволюцию химического состава мантии Земли, мы, прежде всего, будем интересоваться составом конвектирующей мантии. В протерозое и фанерозое после окончания процесса формирования молодого земного ядра понятия "конвектирующая мантия" и просто мантия Земли полностью совпадают. Однако в архее это было не так. Под конвектирующей мантией в архее следует понимать только участки земной оболочки, прошедшие зонную дифференциацию земного вещества и охваченные конвективными течениями. В раннем архее конвектирующая мантия была еще сравнительно тонкой и, вероятнее всего, существовала в виде кольцевой геосферы под экваториальным поясом Земли (см. рис. 4.5-а). Только к самому концу архея конвектирующая мантия расширилась до размеров сферической оболочки Земли, а ее масса стала максимальной. В дальнейшем, после выделения земного ядра, масса мантии стала несколько уменьшаться за счет роста самого ядра (рис. 4.33).



Рис. 4.33. Эволюция основных геосфер Земли: 1 – масса земного ядра (в архее – массы выделившегося из мантии "ядерного" вещества); 2 – масса конвектирующей мантии; 3 – масса Земли (5,977·10<sup>27</sup> г)

В связи с действием в архее механизма зонной дифференциации, конвектирующая мантия в то время была существенно обеднена железом, сидерофильными и халькофильными элементами, переходившими тогда в расплавы кольцевой зоны дифференциации (см. рис. 4.5). Очевидно, что удаление этих элементов из исходного земного вещества в зоны сепарации тяжелых фракций, а легкоподвижных и литофильных элементов в земную кору, гидросферу и атмосферу должно было сопровождаться существенными изменениями химического состава конвектирующей мантии. При этом удаление из мантийного вещества тяжелой фракции ("ядерного" вещества) должно было неизбежно приводить к относительному возрастанию концентраций остающихся элементов и соединений (рис. 4.34).

В момент же образования земного ядра, около 2,6 млрд. лет назад в конвектирующую мантию произошло добавление вещества бывшей "сердцевины" Земли с первозданными концентрациями в нем железа, его окислов (13,1 и 22,8 %), сидерофильных элементов, сульфидов халькофильных металлов и других рудных элементов, в том числе платиноидов. Прямыми свидетелями этого явления служат уникальные железорудные месторождения позднего архея и раннего протерозоя, а также дифференцированные интрузии основных и ультраосновных пород раннепротерозойского возраста, внедрившиеся в раннем протерозое во многие древние щиты, обособившиеся около 2.4–2.3 млрд. лет назад при расколе суперконтинента Моногея. Наиболее яркими и классическими комплексами этого типа являются богатые платиной, кобальтом, никелем, медью и другими рудными элементами расслоенный интрузивный массив Бушвельда в ЮАР, интрузия Великой Дайки в Зимбабве, внедрения норитов Садбери в Канаде, а у нас в России – габбро-норитовый комплекс Печенга и Панская интрузия на Кольском полуострове. Подчеркнем, что интрузивные образования таких типов со столь высокими концентрациями рудных элементов никогда более, ни до раннего протерозоя, ни после него, не возникали.



Рис. 4.34. Эволюция химического состава конвектирующей мантии в относительных концентрациях (за единицу принята концентрация данного элемента в первичном веществе Земли):  $1 - SiO_2$ ,  $TiO_2$ , MgO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O;  $2 - H_2O$ ;  $3 - K_2O$ ; 4 - Ni и другие сидерофильные и халькофильные элементы и соединения: FeS, (Fe,Ni)S, CuFeS<sub>2</sub>, Co, Cr, Pt, Pd, Os, Ir, Au; 5 - FeO; 6 - Fe; 7 - U; 8 - Th;  $9 - Fe_3O_4$ .

В протерозое и фанерозое, т.е. после начала функционирования бародиффузионного механизма дифференциации земного вещества, благодаря продолжающемуся переходу железа и его окислов в ядро, остаточная концентрация малоподвижных и наиболее распространенных элементов и соединений в мантии (кривая 1 на рис. 4.34) плавно повышалась. Суммарная же концентрация халькофильных и сидерофильных элементов в мантии протерозоя и фанерозоя, наоборот, плавно снижалась (кривая 4). По близкой зависимости в послеархейской мантии менялись концентрации никеля, золота, платиноидов, сульфидов железа, меди и некоторых других элементов, которые также постепенно переходили в земное ядро. Подставляя в значения относительных содержаний элементов и соединений, приведенных на рис. 4.34, значения их исходных концентраций в первичной Земле, рассчитанных в работе (Сорохтин, Ушаков, 2002) и воспроизведенных в табл. 4.2, теперь можно определить содержания этих элементов и соединений в процентах, т.е. определить эволюцию химического состава мантии (рис. 4.35).

Таблица 4.2

	Состав кон-	Модельный	Модельный	Состав первич-	Средний	Средний
Окислы	тиненталь-	состав мантии	состав ядра	ного вещества	состав хон-	состав уг-
	ной коры <sup>1)</sup>	Земли <sup>2)</sup>	Земли	Земли (расчет)	дритов <sup>3)</sup>	листых
						хондритов <sup>4)</sup>
SiO <sub>2</sub>	59,3	45,5	—	30,78	38,04	33,0
TiO <sub>2</sub>	0,7	0,6	_	0,41	0,11	0,11
$Al_2O_3$	15,0	3,67	_	2,52	2,50	2,53
$Fe_2O_3$	2,4	4,15	_	_	_	_
FeO	5,6	4,37	49,34	22,76	12,45	22,0
MnO	0,1	0,13	_	0,09	0,25	0,24
MgO	4,9	38,35	_	25,77	23,84	23,0
CaO	7,2	2.28	_	1,56	1,95	2,32
Na <sub>2</sub> O	2,5	0,43	_	0,3	0,95	0,72
K <sub>2</sub> O	2,1	0,012	_	0,016	0,17	_
$Cr_2O_3$	_	0,41	_	0,28	0,36	0,49
$P_2O_5$	0,2	_	_	_	_	0,38
NiO	_	0,1	-	0,07	_	_
FeS	_	_	6,69	2,17	5,76	13,6
Fe	_	_	43,41	13,1	11,76	_
Ni	—	—	0,56	0,18	1,34	—

Состав современной Земли и первичного земного вещества

<sup>1)</sup> По А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому (1976); <sup>2)</sup> Наша модель с использованием данных Л.В. Дмитриева (1973) и А. Рингвуда (Ringwood, 1966); <sup>3)</sup> Н. Urey, Н. Craig (1953);<sup>4)</sup> Флоренский К.П., Базилевский Ф.Т. и др., 1981



Рис. 4.35. Эволюция химического состава конвектирующей мантии по главным петрогенным элементам и соединениям

В архее, после начала процесса зонной дифференциации земного вещества около 4 млрд. лет тому назад, содержание металлического железа в конвектирующей мантии (над зонами сепарации железа) должно было быстро снизиться до равновесной концентрации этого металла в силикатных расплавах перегретой верхней мантии. Из-за слабой смесимости таких расплавов и большой разности их плотностей, можно предполагать, что в течение бо́льшей части архея концентрация металлического железа в конвектирующей мантии того времени была достаточно низкой. Хотя иногда свободное железо все-таки встречается в древних базальтах, например, на о. Диско в Западной Гренландии.

Одновременно с этим, суммарная концентрация двухвалентной окиси железа в мантии раннего архея могла достигать 20–23 %. Однако из-за большой плотности фаялита, главного носителя FeO,  $(4,3 \text{ г/см}^3)$  и его сравнительно низкой температуры плавления (1100-1200 °C), весьма вероятно, что в условиях перегрева верхней мантии, превышавшего в раннем архее 1600 °C (см. рис. 4.2), окислы железа в бо́льшей мере концентрировались в низах конвектирующей мантии. Тем не менее, в коматиитах и базальтах раннего архея суммарная концентрация окислов железа все-таки обычно превышает 10 %, а иногда достигает 15–20 % и даже 27 %.

В позднем архее, около 2,8 млрд. лет назад, средняя концентрация металлического железа в конвектирующей мантии стала возрастать и к концу архея уже достигла уровня 5,5%. Как мы уже отмечали, это было связано с поступлением в конвектирующую мантию конца архея большего количества первичного земного вещества, всплывшего тогда в верхние этажи мантии из бывшей "сердцевины" Земли (см. рис. 4.5-г). Однако в протерозое концентрация металлического железа в мантии вновь стала снижаться. Зависимость изменений концентраций железа и его окислов в мантии на послеархейских этапах развития Земли можно определить по основным реакциям образования "ядерного" вещества. В протерозое, как и в позднем архее на интервале 3,2 и 2,6 млрд. лет, образование этого вещества шло по реакции

$$FeO + Fe \rightarrow Fe \cdot FeO.$$
 (4.13)

При этом на каждые 56 весовых частей металлического железа и 72 части его двухвалентной окиси возникало 128 весовых частей "ядерного" вещества.

Количественное решение задачи об эволюции концентрации свободного железа в мантии приводит к важному выводу: металлическое железо в мантии могло сохраняться приблизительно только до 500 млн. лет назад. Этот расчет получен исходя из предполагаемого состава земного ядра и концентраций окислов двухвалентного и трехвалентного железа (в составе магнетита) в современной мантии (приблизительно 4,4 и 4,1%). Найденное время исчезновения свободного железа из мантии близко совпадает с возрастом главного биологического рубежа в развитии высокоорганизованной жизни на Земле – с рубежом между протерозоем и фанерозоем (около 545 млн. лет назад). Полученное совпадение примечательно, его нельзя считать случайным. По-видимому, оно является еще одним примером, подтверждающий правильность рассматриваемой здесь теории глобальной эволюции Земли. Действительно, рассматриваемое событие исчезновения металлического железа из мантии и рифтовых зон Земли, в которых оно контактировало с океаническими водами, предопределило радикальное изменение восстановительного потенциала во внешних оболочках Земли. Связано это было с тем, что свободное железо – главный химический реагент, активно поглощавший кислород из гидросферы (и атмосферы) в течение всей докембрийской истории развития Земли. Лишь после почти полного исчезновения металлического железа из конвектирующей мантии, в земной атмосфере смог накапливаться кислород, вырабатываемый растениями (и фотодиссоциацией паров воды) в количествах, достаточных для появления и нормального функционирования животных форм на Земле [Сорохтин, 1974].

После исчезновения из мантии металлического железа образование "ядерного" вещества в нижней мантии уже происходило по другой реакции:

$$2\text{FeO} \rightarrow \text{Fe} \cdot \text{FeO} + \text{O}. \tag{4.14}$$

Выделяющийся по этой реакции кислород выше уровня существования устойчивых растворов окислов железа с силикатами (см. рис. 4.7) вновь связывается с окислами железа, формируя магнетитовую компоненту мантии:

$$3\text{FeO} + \text{O} \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4.$$
 (4.15)

92

Поэтому до полного окисления двухвалентного железа в мантии образование "ядерного" вещества должно будет происходить по следующей суммарной реакции: 5FeO → Fe<sub>2</sub>O + Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>, при которой на каждые 360 весовых частей двухвалентной окиси железа возникает 128 частей "ядерного" вещества и 232 части магнетита.

Попутно отметим, что вторая важная для жизни на Земле ситуация возникнет, когда все двухвалентное железо окажется окисленным до стехиометрии магнетита (окись трехвалентного железа не устойчива при высоких давлениях и переходит в более плотную модификацию магнетита  $3Fe_2O_3 \rightarrow 2Fe_3O_4 + O$ ). Такая критическая обстановка должна произойти в будущем приблизительно через 600 млн. лет. Поэтому на третьем этапе действия бародиффузионного механизма дифференциации Земли образование "ядерного" вещества должно пойти по реакции распада магнетита с выделением уже большого количества кислорода

$$2Fe_3O_4 \rightarrow 3Fe \cdot FeO + 5O. \tag{4.16}$$

Обратим внимание на еще один интересный и важный вывод, определяющий понимание путей дальнейшего развития жизни на Земле. После полного окисления всего мантийного железа до фазы магнетита, освобождающийся при формировании "ядерного" вещества кислород уже не будет более задерживаться в конвектирующей мантии, а станет поступать в гидросферу и атмосферу Земли. Начиная с этого момента парциальное давление кислорода в атмосфере станет существенно возрастать (см. рис. 5.11), что, безусловно, губительным образом скажется на всей наземной жизни, и лишь ограниченная растворимость кислорода в воде позволит ей ненадолго сохраниться только в пучинах вод мирового океана. Однако вызванное этим явлением повышение общего давления земной атмосферы должно будет привести к резкому повышению парникового эффекта и возникновению на Земле необратимых условий горячего климата по типу Венеры.

# Глава 5. ДЕГАЗАЦИЯ МАНТИИ И ФОРМИРОВАНИЕ НА ЗЕМЛЕ ГИДРОСФЕРЫ И АТМОСФЕРЫ

Режимы развития гидросферы и атмосферы на Земле, имеют первостепенное значение при решении проблемы происхождения алмазоносных и родственных им пород. Рассмотрим поэтому образование этих внешних геосфер несколько подробнее.

#### Формирование гидросферы на Земле

Как уже отмечалось выше, молодая Земля в катархее была лишена как гидросферы, так и плотной атмосферы. Поэтому естественно предположить, что эти внешние и весьма подвижные геосферы возникли на Земле только благодаря ее дегазации, которая могла начаться лишь после возникновения в ее недрах процессов дифференциации земного вещества и появления первых признаков эндогенной тектономагматической активности на поверхности около 4 млрд. лет назад. Следует ожидать также, что дегазация Земли, а точнее, ее мантии существенно зависела не только от тектонической активности, определяемой интенсивностью конвективных движений в мантии, но и от ее химического состава. Основные же черты эволюции химического состава конвектирующей мантии приведены на рис. 4.20 и 4.21.

С появлением теории тектоники литосферных плит и особенно после разработки основ концепции глобальной эволюции Земли возникла реальная возможность количественного описания процессов формирования океанов на Земле. Первые количественные модели роста массы воды в Мировом океане, основанные на представлениях наиболее общей концепции глобальной эволюции Земли (вобравшей в себя, как составную часть, тектонику литосферных плит), были выполнены еще в середине 70-х – начале 80-х годов (Сорохтин, 1974, 1979). В этих моделях учитывалось, что скорость дегазации Земли прямо пропорциональна скорости конвективного массообмена в мантии  $\dot{Q}$ , а главный вклад в мантийную конвекцию вносит наиболее мощный энергетический процесс – гравитационная химико-плотностная дифференциация земного вещества на плотное окисно-железное ядро и остаточную силикатную мантию. Однако и в этих работах начало дегазации Земли еще относилось к моменту окончания процесса формирования нашей планеты около 4,6 млрд. лет назад.

Несколько позже (Монин, Сорохтин, 1984; Сорохтин, Ушаков, 1991, 2002) были опубликованы более совершенные модели формирования гидросферы, основанные на рассмотренных выше бародиффузионном и зонном механизмах дифференциации земного вещества. В этих моделях уже учитывалось, что дегазация Земли могла начаться значительно позже времени ее образования (приблизительно на 600 млн. лет) – только после предварительного прогрева первоначально холодных земных недр до температуры начала плавления силикатов и возникновения у молодой Земли первой астеносферы.

Первичная дегазация мантии, по-видимому, связана со снижением растворимости летучих компонентов в силикатных расплавах при относительно малых давлениях. В результате излившиеся на поверхность Земли мантийные расплавы, в основном базальты, а в архее и коматиитовые магмы, вскипали, отдавая излишки летучих элементов и соединений в атмосферу. Кроме того, часть летучих могла освобождаться и при выветривании изверженных пород после их разрушения в поверхностных условиях, однако главным механизмом дегазации воды все-таки является снижение ее растворимости при охлаждении и кристаллизации водосодержащих базальтовых расплавов при низких давлениях (рис. 5.1).



Рис. 5.1. Кривая солидуса оливиновых базальтов в зависимости от давления (содержания) воды, растворенной в базальтовом расплаве, по Х. Йодеру (1979). При кристаллизации базальтов происходит выделение растворенной в базальтовых расплавах воды

Отсюда следует, что скорость дегазации Земли пропорциональна массе изливающихся на земную поверхность в единицу времени мантийных пород, содержанию в них летучих компонентов и их подвижности. В первом приближении скорость излияния мантийных пород пропорциональна тектонической активности Земли, определяемой ее суммарными теплопотерями  $\dot{Q}_m$  (см. рис. 4.17, кривая 1) или производной по времени от тектонического параметра Земли  $\dot{z} = \dot{Q}_m / \dot{Q}_{m0}$ , где  $\dot{Q}_{m0}$  – современное значение идущего из мантии суммарного глубинного теплового потока.

В этом случае скорость дегазации мантии оказывается пропорциональной содержанию в мантии данного компонента  $(m_i)_m$ , его показателю подвижности  $\chi_i$  и скорости конвективного массообмена в мантии  $\dot{z}$ 

$$\dot{m}_i = -(m_i)_m \cdot \chi_i \cdot \dot{z} \cdot e^{-\chi \cdot z}.$$
(5.1)

Тогда масса дегазированного *i*-го летучего компонента и его накопление во внешних геосферах Земли определится выражением:

$$m_i = (m_i)_0 \cdot \left(1 - \mathrm{e}^{-\chi_i \cdot z}\right), \tag{5.2}$$

где  $(m_i)_0$  – суммарная масса *i*-го летучего компонента в Земле (в мантии и внешних геосферах). Для определения массы дегазированной из мантии летучей компоненты  $m_i$ , например воды, в уравнение (5.2), необходимо подставить начальные и граничные условия по содержанию этого компонента (воды) во внешних геосферах Земли.

В связи с тем что механизмы дифференциации земного вещества в архее и послеархейское время принципиально отличались друг от друга, следует ожидать, что и показатели подвижности ППЛетучих компонент, во всяком случае некоторых из них, также могут существенно отличаться друг от друга. В архее все силикатное вещество конвектирующей мантии вместе с содержащимися в нем летучими компонентами неизбежно проходило через слой расплавленного железа (см. рис. 4.5). При этом окислы, обладавшие меньшей теплотой образования, чем оксид двухвалентного железа (63,64 ккал/моль), должны были диссоциировать, отдавая свой кислород на окисление железа до двухвалентной закиси. Теплота образования водяного пара (флюида) равна 57,8 ккал/моль, а углекислого газа – 94,05 ккал/моль. Следовательно, пары воды, проходя через слой расплавленного железа в архейских зонах дифференциации земного вещества, должны были диссоциировать (с поглощением кислорода железом), тогда как углекислый газ мог беспрепятственно пересекать этот слой зонной дифференциации. Отсюда следует, что в архее показатель подвижности воды в уравнениях (5.1) и (5.2) был существенно меньшим, чем в послеархейское время, тогда как для углекислого газа показатель подвижности мог оставаться постоянным для всего времени его дегазации из мантии. Заметим попутно, что вместе с водой на расплавах железа в архее диссоциировали и многие другие окислы и сульфиды с малой величиной теплоты образования, восстанавливаясь при этом до свободных элементов.

Тектонический параметр Земли *z*, в уравнениях (5.1) и (5.2) определяется по рассмотренному выше энергетическому балансу Земли (см. рис. 4.17). Поскольку показатели подвижности воды в архее и после архея могут резко отличаться друг от друга, то для расчета дегазации мантии необходимо составить два уравнения дегазации (5.2) с

разными показателями подвижности, объединив их условием неразрывности процесса дегазации на рубеже архея и протерозоя. В этом случае в двух уравнениях оказываются три неизвестных параметра: два показателя подвижности воды и начальная масса воды в земном веществе  $(m_{\rm H_2O})_0$ . Следовательно, для количественного решения задачи необходимо определить и подставить в уравнения три независимых граничных условия.

Первым из краевых условий может быть суммарная масса воды, содержащаяся в современном океане, континентальной и океанической коре, вместе взятых. Наши оценки, основанные на работах А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского (1967), дополненных собственными наблюдениями и расчетами, показали, что для настоящего времени можно принять следующие значения масс воды в гидросфере. В океане сейчас содержится 1,372·10<sup>24</sup> г воды, в континентальной коре вместе с континентальными водами и ледниками 0,446·10<sup>24</sup> г, в океанической коре приблизительно 0,358·10<sup>24</sup> г связанной воды. Всего же во внешних геосферах Земли (в ее гидросфере) сейчас содержится 2.176·10<sup>24</sup> г воды. Это количество воды было дегазировано из недр Земли за все время ее геологической жизни, т.е. за последние 4 млрд. лет истории планеты. Строго говоря, это утверждение не совсем справедливо, поскольку часть попавшей на земную поверхность воды диссоциировала при гидратации пород океанической коры, часть диссоциировала в верхних слоях атмосферы (под влиянием солнечного излучения), а в протерозое и фанерозое значительная часть воды по зонам поддвига плит вновь постоянно возвращалась в мантию. Однако если принимать во внимание не абсолютную массу, а эффективное значение, равное разности только ee масс дегазированной И субдуцированной воды, то все расчеты остаются в силе, лишь эффективное значение показателей подвижности  $\chi$  оказывается несколько меньшим их реальных значений.

Для определения второго краевого условия задачи – суммарной массы воды на Земле  $(m_{\rm H_2O})_0$  – предварительно необходимо определить ее массу в современной мантии. Проблема определения концентрации воды в мантийном веществе сама по себе является фундаментальной для глобальной петрологии и, к сожалению, еще окончательно не решена в основном из-за того, что практически все мантийные породы, попадающие на поверхность Земли, тут же (еще в процессе подъема и вывода на поверхность) интенсивно контаминируются поверхностными водами. Даже самые глубинные ксенолиты, например гранатовые перидотиты или эклогиты кимберлитовых трубок взрыва, на поверку оказываются лишь осколками древней океанической коры, затянутой на большие глубины под континенты по бывшим зонам субдукции (Сорохтин, 1985; Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996). Тем не менее, свежие базальты океанических островов, несмотря на

возможность захвата ими морских вод, фильтрующихся через тела стратовулканов, обычно содержат очень мало воды – не более 0,3% ОН (Йодер, Тилли, 1965). По этим и другим соображениям теоретического характера, большинство современных петрологов, изучающих горные породы мантийного происхождения, склонны считать, что воды в мантии исключительно мало. Так, А. Рингвуд (1981) принимает, что в мантии содержится около 0,1% воды, В.А. Пугин и Н.И. Хитаров (1978) считают, что ее меньше 0,025–0,1%. По нашим оценкам, более подробно изложенным в монографиях (Сорохтин, Ушаков, 1991, 2002), в мантийном веществе концентрация воды не превышает все тех же 0,05–0,06%, т.е. мантия Земли действительно предельно сухая. Тогда суммарное содержание воды в современной мантии достигает 2,007 · 10<sup>24</sup> г, а общая масса воды на Земле достигает приблизительно ( $m_{\rm H,O}$ )<sub>0</sub>  $\approx$  4,193 · 10<sup>24</sup> г.

Третьей опорной точкой расчетов могло бы послужить определение массы воды в гидросфере в промежуточный момент времени, естественно, если такое определение вообще возможно выполнить. При использовании дополнительных геологических данных это вполне разрешимая задача. Поскольку океан постепенно увеличивался в объеме, то в истории его развития неизбежно должен был наступить такой момент, когда океанические воды перекрыли собой гребни срединно-океанических хребтов с расположенными на них рифтовыми зонами Земли. После этого должна была быстро возрасти гидратация пород океанической коры и вынос в океан из рифтовых зон рудных элементов. Следовательно, после описываемого события должна была резко измениться и геохимия океанических осадков – в их составе должны были в изобилии появиться выносимые из мантии рудные элементы. Наиболее характерным из таких элементов и ярким индикатором искомого рубежа – момента насыщения океанической коры водой, безусловно, является железо. Ведь в докембрийской мантии в заметных количествах еще содержалось свободное (металлическое) железо (см. рис. 4.20 и 4.21). Поднимаясь вместе с горячим мантийным веществом в рифтовые зоны, оно вступало там в реакцию с морской водой, образуя в бескислородной среде в присутствии углекислого газа хорошо растворимый в воде бикарбонат железа:

$$Fe + H_2O + 2CO_2 \rightarrow Fe(HCO_3)_2, \tag{5.3}$$

После перекрытия поверхностью океана гребней срединно-океанических хребтов растворимая гидроокись железа стала разноситься по всему океану. Попадая на мелководья двухвалентное железо при участии микроводорослей и цианобактерий окислялось до трехвалентного состояния и выпадало в осадок, формируя тем самым мощные толщи железорудных осадков. Ниже будет показано, что эти **тяжелые** 

# железистые осадки сыграли определяющую роль при формировании глубинных расплавов алмазоносных пород.

Благодаря такому выносу железа из океанических рифтовых зон в истории развития Мирового океана выделяются, по крайней мере, две уникальные эпохи массового накопления железорудных формаций: в конце архея – железорудные формации Киватинского типа (после 3-х млрд. лет назад) и в конце раннего протерозоя около 2.2 млрд. лет назад – руды Криворожского типа. Второй этап железонакопления в геологической летописи Земли выделяется наиболее четко.

Массу воды, связанной в земной коре 2,2 млрд. лет назад, удалось определить по выполненной в работе (Сорохтин, Ушаков, 2002) реконструкциям строения океанической коры, изображенной на рис. 5.2, и по массе континентальной коры того времени (см. рис. 8.?).

К концу архея, по нашим оценкам, средняя концентрация связанной воды в континентальной коре поднялась до 0,6%, а к современному моменту – до 2%. В этом случае можно найти, что 2,2 млрд. лет назад в континентальной коре содержалось около 0,109 $\cdot$ 10<sup>24</sup> г связанной воды. Принимая теперь, что средняя плотность пелагических осадков приблизительно равна 2,2 г/см<sup>3</sup> и в них содержится до 20% воды, в гидратированных базальтах и габбро плотностью около 2,9 г/см<sup>3</sup> содержится около 2,5%, а в серпентинитах плотностью 3 г/см<sup>3</sup> концентрация связанной воды достигает 11%, находим, что в океанической коре 2,2 млрд. лет назад содержалось воды около 0,385 $\cdot$ 10<sup>24</sup> г. В этом случае, 2.2 млрд. лет назад суммарная масса воды в гидросфере составляла 0,325 $\cdot$ 10<sup>24</sup> + 0,385 $\cdot$ 10<sup>24</sup> + 0,109 $\cdot$ 10<sup>24</sup> = 0,819 $\cdot$ 10<sup>24</sup> г.



Рис. 5.2. Эволюция строения океанической коры: I – осадочный слой океанической коры, II – базалтовогабброидный слой океанической коры, III – серпентинитовый слой океанической коры, IV – подкоровая мантия; 1 – подошва осадочного слоя, 2 – подошва базальтово-габброидного слоя, 3 – подошва

океанической коры (граница Мохоровичича), 4 – изотерма критической температуры воды 374 °C, ниже которой океаническая вода не может проникать (в архее эта граница совпадала с подошвой океанической коры)

Составляя систему из двух уравнений типа (5.2) отдельно для архея и послеархейского времени, можно подставить в них найденные выше значения массы воды в современной Земле, ее гидросфере и в гидросфере раннего протерозоя, около 2,2 млрд. лет назад. Поскольку в этих уравнениях оказываются разными значения показателей подвижности воды, то их еще необходимо объединить в общую систему условием неразрывности процесса дегазации на рубеже архея и протерозоя. Лишь после этого можно найти зависимость от времени дегазированной из мантии массы воды. При этом показатель подвижности воды в архее оказался равным  $\chi_1 = 0,123$ , а в протерозое и фанерозое, как и предполагалось, почти в 12 раз бо́льшим –  $\chi_2 = 1,45$ .

Результаты расчета накопления воды в гидросфере Земли приведены на рис. 5.3. Как видно из рисунка, режим накопления воды во внешних геосферах Земли существенно изменился на рубеже архея и протерозоя. Особенно резко это изменение проявилось в накоплении воды в океанической коре, это было вызвано образованием в начале протерозоя серпентинитового слоя океанической коры – главного и наиболее емкого резервуара связанной воды на Земле.



Рис. 5.3. Накопление воды в гидросфере Земли: 1 – суммарная масса дегазированной из мантии воды; 2 – масса воды в океане; 3 – масса воды, связанная в океанической коре; 4 – масса воды, связанная в континентальной коре

После того как удалось определить суммарную массу воды в Земле и значения показателей подвижности воды в архее и в послеархейское время, по уравнению (5.1) удается определить скорость накопления воды в земной гидросфере. График скорости

дегазации воды из мантии, построенный таким путем, приведен на рис. 5.4. Из графика видно, что максимум скорости дегазации воды приходится на 2,5 млрд. лет назад, т.е. на начало протерозоя, тогда как максимум тектонической активности Земли наблюдался в архее. Это кажущееся несогласие объясняется тем, что в архее, как уже говорилось, бо́льшая часть дегазировавшейся воды еще в мантии диссоциировала на расплавах железа в зонах дифференциации земного вещества по реакции  $H_2O$  + Fe  $\rightarrow$  FeO +  $H_2$ . В протерозое и тем более в фанерозое диссоциации воды в мантии больше не происходило и она в полном соответствии с уравнением (5.1) и без потерь поступала в гидросферу Земли.



Рис. 5.4. Скорость дегазации воды из мантии в гидросферу Земли

Определив далее по описанной методике среднюю глубину океанических впадин и их площади (с учетом того, что в раннем архее океаны располагались лишь в низких широтах), по найденной массе воды в океане можно определить и положение поверхности океана по отношению к среднему уровню стояния гребней срединно-океанических хребтов. Результаты соответствующих расчетов приведены на рис. 5.5.



Рис. 5.5. Эволюция положения уровня океана (2), глубины океанических впадин (1) и среднего уровня стояния континентов (3) по отношению к среднему уровню гребней срединно-океанических хребтов

Как видно из рисунка, в раннем архее глубины океанических впадин по отношению к уровню стояния гребней срединно-океанических хребтов были еще не очень большими – от 80 до 200 м, но и воды в океанах было совсем мало. В начале и середине архея настоящих океанов еще не было, а существовали лишь многочисленные изолированные между собой мелководные бассейны морского типа. Над уровнями этих морей тогда возвышались гребни срединно-океанических хребтов и особенно зоны торошения литосферных пластин, в центре которых тогда лишь зарождались ядра будущих континентальных массивов, высота воздымания которых достигала 6 км!

Напомним, что столь высокое стояние континентов в архее определялось перегревом верхней мантии (см. рис. 4.2) и высокими тепловыми потоками того времени. В результате под архейскими континентальными щитами не могли формироваться мощные (и тяжелые) литосферные плиты, а сама кора как "легкая пробка" возвышалась высоко над средней поверхностью мантии. В противоположность этому современная континентальная кора подстилается припаянной к ней мощной (до 200 км) и плотной (около 3,3 г/см<sup>3</sup>) литосферой ультраосновного состава, существенно притапливающей континенты в верхнюю мантию.

Высокое стояние континентальных щитов в архее приводило, естественно, к интенсивной физической эрозии поверхности. Это видно и в современном строении многих архейских щитов, на поверхности которых сейчас обнажаются амфиболитовые и гранулитовые фации глубинного метаморфизма, сформировавшиеся в свое время на глубинах 5–10 км. Есть примеры и глубокого метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации осадочных толщ позднего архея, например в Кейвском блоке Кольского полуострова. Но все-таки куда же девались огромные массы осадочных пород, которые при высоком стоянии континентальных блоков обязательно должны были отлагаться в архее?

Относительно незначительные объемы осадочных пород архея скорее всего являются только кажущимися. Действительно, отлагавшиеся у подножий архейских континентальных блоков осадки, преимущественно конгломерато-брекчии и аркозограувакковые песчаники, попадая на океанические базальтовые пластины, могли накапливаться там только за промежутки времени порядка средней продолжительности жизни самих пластин. Но благодаря высокой тектонической активности архея время их жизни было всего 0,1–2 млн. лет, после чего океанические базальтовые пластины вместе с отложившимися на них осадками надвигались на краевые зоны континентальных массивов. За такой малый промежуток времени на океаническом дне успевало накопиться не более 20–50 м осадков. После же попадания в зоны скучивания океанических пластин и их погружения в горячую мантию (под тяжестью вновь надвигаемых пластин) осадки вместе с гидратированными базальтами переплавлялись, порождая тем самым гранитоидные интрузии, обнажающиеся и сейчас в гранит-зеленокаменных поясах архейских щитов (см. рис.8.??). Таким образом, огромные массы терригенных осадочных пород архея благодаря интенсивным процессам рециклинга вновь причленялись к континентальным щитам, но уже в составе гранитоидных интрузий, масса которых также огромна.

Рассмотренные здесь режимы развития океана четко отражаются в отношениях изотопов стронция <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в океанических осадках и щелочных металлов K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O в континентальных породах, что ужу отмечалось в предыдущей главе (см. рис. 4.25 и 4.26). Действительно, отношения изотопов <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в осадках формируются за счет смешения вещества, поступающего из мантии в океанических рифтовых зонах и сносимого в океаны с континентов, а отношение K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O зависит от режимов выплавления континентальной коры. При этом изотоп стронция <sup>87</sup>Sr образуется благодаря β-распаду изотопа щелочного металла рубидия <sup>87</sup>Rb, обычно концентрирующегося, как и калий, в Именно по этой шелочных породах континентов. причине породы зрелой континентальной коры всегда характеризуются более высокими отношениями изотопов <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O.

В архее из-за малого количества воды в океанах и базальтового состава океанической коры ее породы, как мы видели, оставались слабо гидратированными, а континентальная кора в те времена выплавлялась почти в сухих условиях (в основном с участием только ювенильных вод). В результате дифференциация Rb и Sr, а также K и Na при формировании как океанической, так и континентальной коры происходила в условиях, близких к выплавлению слабо гидратированных базальтов из мантии. Поэтому в породах архейской океанической и континентальной коры отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O оставались близкими к мантийным. Такие же изотопные отношения наследовались и архейскими морскими осадками.

В протерозое после возникновения серпентинитового слоя океанической коры и его насыщения водой стало заметно возрастать поступление воды в возникшие тогда же зоны поддвига литосферных плит. Воздействие же водных флюидов на процесс выплавления континентальной коры прежде всего приводит к ускоренному переносу в нее из океанической коры литофильных элементов, особенно щелочей, в том числе рубидия и калия. Поэтому с раннего протерозоя континентальная кора начинает заметно обогащаться <sup>87</sup>Rb и K, а следовательно, и <sup>87</sup>Sr – продуктом  $\beta$ -распада радиоактивного изотопа <sup>87</sup>Rb. В раннем протерозое, стали быстро возрастать и сами отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O в породах континентальной коры.



Рис. 5.6. Эволюция отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в океанических осадках (по Я. Вейзеру, 1980) в сопоставлении с возрастным трендом этого отношения в мантийных породах (1) и с кривой концентрации связанной воды в континентальной коре – пунктирная линия (кривая 4 на рис 4.25)



Рис. 5.7. Эволюция отношений K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O в породах континентальной коры (по Я. Вейзеру, 1980) в сопоставлении с кривой концентрации связанной воды в океанической коре – пунктирная линия (кривая 3 на рис. 4.25)

После полного насыщения океанической коры водой в конце раннего протерозоя режим выплавления континентальной коры стабилизировался, с этого же времени (около 2,2 млрд. лет назад) в коровых породах стабилизировались и отношения  $K_2O/Na_2O$  (см. рис. 5.7). Следовательно, в первом приближении можно считать, что это отношение пропорционально содержанию воды в океанической коре. Радиогенный же стронций накапливался в континентальной коре пропорционально не только скорости радиогенного распада <sup>87</sup>Rb, но и массе этого элемента, а накопление рубидия в континентальной коре

происходило вместе с накоплением воды. Поэтому можно принять, что отношение изотопов <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в континентальной коре оказывается пропорциональным содержанию в ней связанной воды. При смешении в резервуаре океанических осадков изотопов стронция, поступающих из мантии и сносимых с континентов, как раз и возникают те отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, эмпирическая зависимость которых от времени изображена на рис. 5.6.

В конце протерозоя поверхность растущего океана поднялась до среднего уровня материковых равнин, после чего (уже в фанерозое) произошли и первые глобальные трансгрессии моря на континенты, заметно сократившие площади речного стока и поставки продуктов размыва континентальных пород в океаны. По этой причине в океанических осадках фанерозоя, особенно позднемелового возраста (когда происходила максимальная трансгрессия), наблюдался локальный минимум отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (см. рис. 5.6). Несколько позже в зоны поддвига плит попадают и снесенные с континентов терригенные осадки с характерными для них отношениями  $K_2O/Na_2O \approx 1,2$ . Но поскольку их суммарный объем в мезозое из-за трансгрессии моря на континенты оказался несколько меньшим по отношению к базальтам океанической коры, для которых характерны отношения  $K_2O/Na_2O \approx 0,5$ , то выплавляемая из базальтов и терригенных осадков молодая континентальная кора также характеризовалась заметно меньшими отношениями этих окислов, что наглядно отмечено локальным минимумов в кайнозое (см. рис. 5.7).

## Формирование атмосферы на Земле

Рассматривая происхождение и эволюцию атмосферы Земли, необходимо учитывать, что земное вещество (по сравнению с солнечным) было сильно обеднено летучими и подвижными элементами и соединениями. В противном случае современная атмосфера (и гидросфера) была бы значительно более мощной. Так, по оценкам Б. Мейсона (1971), относительное содержание водорода на Земле (по отношению к кремнию) меньше, чем в космосе в  $10^{6,6}$  раза, азота – в  $10^{5,9}$ , углерода – в  $10^4$ , инертных газов – в  $10^6-10^{14}$  раза. Поэтому, несмотря на распространенность в космическом пространстве таких летучих соединений, как H<sub>2</sub>, He, N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, NH<sub>3</sub> и др., в земном веществе их оказалось исключительно мало. По-видимому, такая первичная и значительная дифференциация земного вещества произошла еще на допланетной стадии развития Солнечной системы (при прохождении Солнцем стадии развития звезд типа Т-Тельца) за счет интенсивного выметания летучих и легкоподвижных компонентов из

внутренних частей протопланетного газопылевого облака на его периферию в область формирования планет-гигантов.

Находящиеся же в Земле летучие соединения и элементы (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, HCl, HF, HI и др.) могли попасть в нее только в связанном состоянии: вода с гидросиликатами, азот с нитридами и нитратами, углекислый газ с карбонатами, галогены с галоидами и т. д. Поэтому в процессе роста Земли такие компоненты оказывались погребенными в недрах, а те остатки реакционно-активных летучих соединений, которые освобождались при ударных взрывах падавших на Землю планетезималей, должны были усиленно сорбироваться ультраосновным реголитом на поверхности растущей планеты и тоже погребались под новыми слоями выпадавшего на Землю метеоритного вещества.

Учитывая сказанное, можно принять, что первичная атмосфера Земли действительно состояла из инертных и благородных газов. Так, из-за малого времени "убегания" гелия из земной атмосферы – порядка  $10^6$  лет – его парциальное давление в первичной атмосфере Земли за время ее формирования, около  $10^8$  лет, успевало прийти в равновесие и поэтому было не выше современного. Не должно было существовать тогда в атмосфере и заметного количества <sup>40</sup>Ar – продукта распада радиоактивного калия <sup>40</sup>K. Учитывая это, можно ожидать, что парциальное давление благородных газов в первичной атмосфере Земли не превышало  $2 \cdot 10^{-5}$  атм.

Определить парциальные давления остальных компонентов первичной атмосферы  $(N_2, H_2O, CO_2 \ u \ CO)$  значительно сложнее, так как для этого необходимо знать сорбционную и реакционную способность газов на реголите ультраосновного состава, к тому же еще содержащего свободные металлы (Fe, Ni, Co, Cr и др.). Однако можно ожидать, что и их давление, кроме инертного азота, не превышало  $10^{-4}$  атм. По нашим приблизительным оценкам, основанным на определении средней температуры Земли на уровне океана во время развития Гуронского оледенения раннего протерозоя (1988), в первичной атмосфере азота содержалось около 0,6–0,7 атм.

Основная же масса углекислого газа, сейчас почти полностью связанного в горных породах и органическом веществе, и азота, безусловно, были дегазированы из мантии. Но необратимая дегазация земного вещества могла начаться лишь после того, как температура в недрах Земли поднялась до уровня частичного плавления силикатов и в мантии возникли первые конвективные течения, т.е. фактически только после возникновения у Земли астеносферы и подъема через образовавшиеся трещины на земную поверхность расплавов мантийного вещества. Как мы уже отмечали, судя по возрастам самых древних пород земной коры и началу базальтового вулканизма на Луне, событие это произошло где-то около 4,0 млрд лет назад.

Азот относится к умеренно активным элементам, слабо вступающим в реакции с природными неорганическими соединениями. Однако с появлением жизни на Земле около 4,0–3,8 млрд. лет назад постоянно происходило связывание этого газа в органическом веществе и его захоронение в океанических осадках, а после выхода жизни на сушу (около 400 млн. лет назад) – и в континентальных отложениях. Поэтому жизнедеятельность организмов за длительное время развития земной жизни могла существенно снизить парциальное давление азота в земной атмосфере, меняя, тем самым, климаты Земли. Рассчитывая эффект поглощения азота, надо учитывать, что органический азот (N<sub>opr</sub>) океанических осадков вместе с осадками через зоны скучиванья океанической коры в архее или через зоны поддвига плит в протерозое и фанерозое постоянно выводился из акваторий океанов. После этого он частично включался в гранит-метаморфические породы континентальной коры или уходил в мантию, но частично вновь дегазировался и снова поступал в атмосферу.

Соответствующие расчеты (Сорохтин, Ушаков, 1998) показали, что за время геологического развития Земли (т.е. за последние 3,8–4 млрд. лет) благодаря рассматриваемому процессу из атмосферы Земли было удалено около 19,2 $\cdot$ 10<sup>20</sup> г азота. К этому количеству азота надо добавить еще массу N<sub>opr</sub>  $\approx$  5,0 $\cdot$ 10<sup>20</sup> г, законсервированного в осадках континентов и накопившегося там за время порядка 400 млн. лет. Таким образом, всего за время жизни Земли из ее атмосферы было удалено приблизительно 24,2 $\cdot$ 10<sup>20</sup> г азота, что эквивалентно снижению давления атмосферы уже на 474 мбар (для сравнения, парциальное давление азота в современной атмосфере 765 мбар).

Единственным первичным поставщиком углерода в алмазы может быть только углекислый газ и продукты его преобразования (карбонаты, углеводороды, органическое вещество). Рассматривая дегазацию углекислого газа из мантии, необходимо учитывать, что в отличие от воды теплота образования углекислого газа 94,05 ккал/моль значительно выше, чем у окиси железа 63,05 ккал/моль. Поэтому показатель подвижности углекислого газа  $\chi(CO_2)$ , как и у азота, не должен зависеть от механизмов дифференциации земного вещества (зонной сепарации железа или бародиффузионного механизма выделения вещества земного ядра). Это существенно облегчает задачу определения закона дегазации CO<sub>2</sub> из мантии, так как заранее предопределяет постоянство показателя подвижности углекислого газа и пропорциональность скорости его дегазации тектонической активности Земли

В качестве одного из граничных условий примем, по А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому (1978), что в карбонатах земной коры связано около  $3,91 \cdot 10^{23}$  г CO<sub>2</sub>, кроме того, в коре содержится еще около  $1,95 \cdot 10^{22}$  г органического углерода (C<sub>opr</sub>). С этим количеством C<sub>opr</sub> до его восстановления биологическими процессами было связано  $5,2 \cdot 10^{22}$  г кислорода. Следовательно, общая масса дегазированного из мантии CO<sub>2</sub> составляет  $m(CO_2) \approx (3,91 + 0,72) \cdot 10^{23} = 4,63 \cdot 10^{23}$  г.

Значительно сложнее определить содержание углерода (или CO<sub>2</sub>) в мантии Земли. По имеющимся экспериментальным данным, в высокотемпературных фракциях отгонки летучих компонентов в кислородной атмосфере из закалочных стекол толеитовых базальтов океанических рифтовых зон обычно содержится от 20 до 170 г/т углерода мантийного происхождения с изотопными сдвигами около -5% (Watanabe et al., 1983; Sakal et al., 1984; Exiey et al., 1986). При этом следует учитывать, что часть мантийного углерода находится в атомарном состоянии, рассеяна по кристаллическим решеткам силикатов (Watanabe et al., 1983) и поэтому не является летучим компонентом базальтовых расплавов. Следовательно, содержание углерода в газовой фазе CO<sub>2</sub> базальтовых выплавок может оказаться заметно меньшим приведенных здесь значений суммарных концентраций углерода. Для определенности примем содержание подвижного углерода в мантии около 30 г/т, или в пересчете на углекислый газ 110 г/т (1,1·10<sup>-4</sup>). В этом случае в мантии содержится около  $m(CO_2) \approx 4,48 \cdot 10^{23}$  г CO<sub>2</sub>.

Теперь можно оценить суммарную массу CO<sub>2</sub> в Земле (с пересчетом C<sub>орг</sub> в CO<sub>2</sub>), что составит  $m(CO_2) \approx 9,11 \cdot 10^{23}$  г. В этом случае по уравнению (5.2) находим  $\chi(CO_2) \approx$ 0,71. По уравнениям (5.1) и (5.2) легко построить кривые скорости дегазации углекислого газа из мантии (рис. 5.8) и накопления CO<sub>2</sub> во внешних геосферах Земли – в атмосфере, гидросфере и земной коре (рис. 5.9).


Обращает на себя внимание резкое отличие кривой дегазации углекислого газа от дегазации воды (см. рис. 5.4). Это связано с меньшей теплотой образования воды и ее диссоциацией на металлическом железе в процессе зонной дифференциации земного вещества в архее (см. гл. 4). Пик скорости дегазации СО<sub>2</sub> приходится на время максимальной тектонической активности Земли, около 2,7 млрд. лет назад, тогда как с максимальной скоростью дегазация воды происходила около 2,5 млрд. лет назад, т.е. только после образования у Земли плотного ядра и перехода процесса дифференциации земного вещества от механизма зонной плавки к более спокойному бародиффузионному механизму дифференциации мантийного вещества.

Если бы весь дегазированный углекислый газ сохранялся в атмосфере, то его парциальное давление сейчас достигало бы 90–100 атм., т.е. было бы таким же, как и на Венере. К счастью для жизни на Земле, одновременно с поступлением  $CO_2$  в атмосферу происходило его связывание в карбонатах. Но для протекания этой реакции необходима вода в жидкой фазе, так как только в этом случае гидратация силикатов сопровождается поглощением  $CO_2$  с образованием карбонатов:

2CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> + 4H<sub>2</sub>O + 2CO<sub>2</sub> 
$$\rightarrow$$
 Al<sub>4</sub>[Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>](OH)<sub>8</sub> + 2CaCO<sub>3</sub> + 110,54 ккал/моль, (5.4)  
анортит каолин кальцит  
4Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> + 4H<sub>2</sub>O + 2CO<sub>2</sub>  $\rightarrow$  Mg<sub>6</sub>[Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>](OH)<sub>8</sub> +2MgCO<sub>3</sub> + 72,34 ккал/моль. (5.5)  
оливин серпентин магнезит

По этой причине существенное влияние на эволюцию парциального давления углекислого газа в атмосфере оказала история развития океанов на Земле (см. рис. 5.3 и 5.5). Отметим здесь же реакции гидратации железистых силикатов, благодаря которым происходит генерация абиогенного метана и водорода, вероятно, могущих играть заметную роль в происхождении алмазов (см. гл.11)

Как видно из типовых реакций (5.4) и (5.5), на каждые две молекулы  $CO_2$ , связываемые в карбонатах, расходуются четыре молекулы воды на гидратацию породообразующих минералов океанической или континентальной коры. Отсюда следует, что при избытке углекислого газа в атмосфере и гидросфере практически все реакции гидратации горных пород будут сопровождаться связыванием  $CO_2$  в карбонатах, причем на единицу

$$4Mg_2SiO_4 + 6H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2Mg(OH)_2 + 33$$
 ккал/моль, (5.8)  
форстерит серпентин брусит

В середине архея около 3 млрд. лет назад уже возник Мировой океан, перекрывший гребни срединно-океанических хребтов (см. рис. 5.5). В результате заметно усилилась гидратация существенно базальтовой океанической коры, а скорость роста парциального давления СО<sub>2</sub> в позднеархейской атмосфере несколько снизилась. Однако наиболее радикальное падение давления углекислого газа произошло только на рубеже архея и протерозоя после выделения земного ядра и связанного с этим резкого уменьшения тектонической активности Земли (см. рис. 4.17). Благодаря этому в раннем протерозое столь же резко сократились выплавки океанических базальтов. Базальтовый слой океанической коры стал заметно более тонким, чем он был в архее, и под ним впервые сформировался серпентинитовый слой – главный и постоянно обновляемый резервуар связанной воды на Земле (см. рис. 5.3). Напомним, что в серпентинитах может содержаться до 12 % конституционной воды.

Именно по этой причине, ко времени около 2,4 млрд. лет назад (т.е. к началу Гуронского оледенения) парциальное давление углекислого газа в развития раннепротерозойской атмосфере резко упало (примерно в 10000 раз) до равновесного уровня, приблизительно равного 0,5 мбар, а общее давление атмосферы снизилось с 5 – 6 бар в самом конце архея до 1,12 бар в раннем протерозое. При этом весь процесс удаления  $CO_2$  из атмосферы на рубеже архея и протерозоя, по-видимому, занял не более 100 - 150млн. лет. В результате состав раннепротерозойской атмосферы стал существенно азотным (лишь с небольшой добавкой аргона около 9,6 мбар). Естественной реакцией на эти события стало резкое похолодание климата и наступление наиболее сурового в истории Земли ледникового периода. В результате практически все континенты, объединенные тогда в единый суперконтинент Моногея, оказались скованными гигантским покровным оледенением (Чумаков, 1978), несмотря даже на его экваториальное положение (рис. 4.3). Этому оледенению, правда, способствовало также высокое стояние континентов того времени (см. рис. 5.5). В дальнейшем парциальное давление углекислого газа в атмосфере регулировалось средними температурами океанических вод и законом Генри: в эпохи оледенений, как и сейчас, оно снижалось до 0,3 – 0,4 мбар, а в эпохи межледниковья и, особенно в теплом мезозое, наоборот оно повышалось до 0,7 – 1 мбар.

Суммарная масса воды, связанная в породах земной коры, нами была оценена выше – это сумма кривых 3 и 4 на рис. 5.3, частично воспроизведенная и на рис. 5.9 (кривая 4). Как видно из этих рисунков, с наибольшей скоростью гидратация пород земной коры, по-видимому, действительно происходила на рубеже архея и протерозоя и, особенно, в самом начале раннего протерозоя. В это же время должно было происходить и массовое связывание углекислого газа в карбонатах, особенно в доломитах. Отсюда можно рассчитать и массу углекислого газа, который мог быть связан в карбонатах. Поскольку жизнь в океане лимитируется содержанием фосфора в океанической воде, а растворимость фосфора сравнительно невелика (Шопф, 1982), то можно предполагать, что абсолютная масса органических веществ в океане пропорциональна его массе. Поэтому массу органического углерода в пересчете на  $CO_2$  в архее и протерозое можно оценить, считая, что она в первом приближении пропорциональна массе воды в Мировом океане, изображенной на рис. 9.3 кривой 2.



Рис. 5.9. Масса углекислого газа связанная в земной коре: 1 – масса дегазированного из мантии CO<sub>2</sub>; 2 – накопление массы углекислого газа к карбонатном резервуаре земной коры; 3 – суммарная масса связанного углекислого газа (в карбонатном и биогенном резервуарах), в масштабе графиков кривые 1 и 3 в протерозое и фанерозое сливаются воедино; 4 – масса связанной в земной коре воды; 5 – масса органического углерода в пересчете на CO<sub>2</sub>

На рис. 5.9 приведено сравнение массы дегазированного из мантии углекислого газа (кривая 1) с массой  $CO_2$ , связанного в карбонатах (кривая 2), а также с суммарной массой  $CO_2$  в карбонатном и биогенном резервуарах (кривая 3). Отдельно воспроизведена кривая накопления органического углерода в океанических осадках, пересчитанная на массу  $CO_2$  (кривая 5).

Как видно из рис. 5.9, в протерозое и фанерозое почти весь дегазированный из мантии углекислый газ оказался связанным в карбонатном (в форме C<sub>карб</sub>) или биогенном

 $(C_{opr})$  резервуарах, тогда как массу CO<sub>2</sub>, находящуюся в атмосфере и растворенную в гидросфере этих эпох, в масштабе приведенных на рисунке графиков показать не удается. Иная ситуация существовала в архее. Из-за малого количества воды в архейских океанах масса связанного CO<sub>2</sub> в то время была существенно меньшей, чем масса дегазированного из мантии углекислого газа. Отсюда следует, что в архее заметная часть углекислого газа должна была находиться в атмосфере и быть растворенной в водах океана.

Помимо связанного в породах CO<sub>2</sub>, часть углекислого газа (в форме анионов HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) всегда оказывается растворенной в водах океана. Для этого учтем, что растворимость углекислого газа в воде, согласно закону Генри, прямо пропорциональна его парциальному давлению в атмосфере:

$$C(\operatorname{CO}_2)_{_{\mathrm{OK}}} = K(\operatorname{CO}_2) \cdot p(\operatorname{CO}_2), \qquad (5.9)$$

где  $C(CO_2)_{ok}$  – концентрация углекислого газа в океанических водах;  $K(CO_2)$  – константа Генри;  $p(CO_2)$  – парциальное давление углекислого газа в атмосфере. Но растворимость газов в воде экспоненциально зависит от ее температуры *T*:

$$K(\text{CO}_2) = K_0 \cdot e^{\frac{-V(\text{CO}_2) \cdot p(\text{CO}_2)}{R \cdot T}},$$
 (5.10)

где  $V(CO_2)$  – парциальный мольный объем растворенного в воде  $CO_2$  в бесконечно разбавленном растворе; R = 1,987 кал/моль град;  $K_0$  – нормировочный коэффициент.

Учитывая, что в современном океане растворено приблизительно  $1,4\cdot 10^{20}$  г CO<sub>2</sub>, тогда как парциальное давление этого газа в атмосфере составляет 0,46 мбар, по выражению (10.3) можно оценить эффективное значение коэффициента Генри для океана  $K_{\text{ок}} \approx 0,213$ . Учитывая, что средняя температура современной Земли равна 288 К (14,8 °C), находим значение нормировочного коэффициента в выражении (10.4)  $K_0 = 0,803$ . Теперь легко найти и массу углекислого газа, растворенного в водах океана:

$$\delta m(\text{CO}_2) = m(\text{H}_2\text{O})_{\text{\tiny OK}} \cdot K(\text{CO}_2) \cdot p(\text{CO}_2).$$
(5.11)

В позднем архее около 2,7 млрд. лет назад масса растворенного в океане углекислого газа, судя по расчетам (разность кривых 1 и 3 на рис. 5.9), достигала  $10^{23}$  г при массе воды в океане того времени около  $1,32 \cdot 10^{23}$  г (см. кривую 2 на рис. 5.3). Отсюда видно, что концентрация растворенного углекислого газа в океанических водах тогда достигала 40%! Это означает, что при средней температуре океанов около 55 °C (см. ниже), океанические воды в позднем архее были горячими и кислыми, а следовательно, весьма агрессивными растворителями многих веществ (включая рудные элементы).

На рис. 5.10 приведен график эволюции парциального давления углекислого газа в атмосфере с учетом его частичного растворения в океанических водах.



Рис. 5.10. Эволюция парциального давления углекислого газа в земной атмосфере (в протерозое и фанерозое парциальное давление CO<sub>2</sub> не превышало 1 мбар и в масштабе графика неразличимо)

Подчеркнем, условия возникновения углекислотной атмосферы что для существовали только в архее. В протерозое после выделения земного ядра и резкого снижения тектонической активности Земли, в океанической коре возник серпентинитовый слой (см. рис. 9.2) и резко активизировались процессы связывания углекислого газа в карбонатах по реакциям типа (5.4) и (5.5). В результате довольно быстро (в течение примерно 100 млн. лет) в раннем протерозое из атмосферы оказался выведенным практически весь углекислый газ, а земная атмосфера стала азотной с общим давлением около 1 атм. Углекислый же газ архейской атмосферы и гидросферы почти полностью перешел в карбонаты и, частично, в органическое вещество. В фанерозое максимального давления атмосфера, по-видимому, достигала в середине мезозоя, когда наибольшей стала скорость генерации кислорода в связи с широким распространением тогда цветковых растений.

Используя теперь приведенные в работе (Сорохтин, Ушаков, 2002) расчеты по дегазации аргона и генерации кислорода удается построить и суммарную картину изменения химического состава атмосферы для всей истории Земли и даже с прогнозом на будущее (рис.5.11)



Рис. 5.11. Эволюция состава и давления земной атмосферы

Напомним, что всплеск давления кислорода в далеком будущем определяется реакцией формирования вещества земного ядра на заключительной стадии дифференциации Земли (см. реакцию 4.16).

Для проверки сделанных здесь выводов по эволюции гидросферы и атмосферы на Земли, мы воспользовались разработанной ранее адиабатической теорией парникового эффекта (Сорохтин, 1990, 2001) и на ее основе рассчитали изменения климатов Земли, сопоставив их с геологической летописью (Сорохтин, Ушаков, 2002). Кратко рассмотрим поэтому основы теории парникового эффекта, хотя прямого отношения к происхождению алмазов эта теория и не имеет.

## Адиабатическая теория парникового эффекта и эволюция климатов Земли

Считается, что атмосфера слабо поглощает солнечную коротковолновую радиацию, которая в большей части достигает земной поверхности, но задерживает длинноволновое (тепловое) излучение этой поверхности, тем самым значительно уменьшая теплоотдачу Земли в космическое пространство. Это принимается за главную причину повышения температуры атмосферного воздуха, и чем выше концентрация в воздухе так называемых "парниковых газов", поглощающих инфракрасное (тепловое) излучение, тем большим оказывается прогрев атмосферы. Идея о разогреве земной атмосферы парниковыми газами впервые была высказана в конце прошлого столетия известным шведским ученым С. Аррениусом и с тех пор принимается на веру практически без проверки.

По определению парниковым эффектом называется разность между средней температурой поверхности планеты  $T_s$  и ее радиационной (эффективной) температурой  $T_e$ , под которой эта планета видна из космоса. Средняя температура по всей Земле в целом приблизительно равна +15 °C, а ее эффективная температура –18 °C, следовательно, парниковый эффект на Земле сейчас равен +33 °C.

Поскольку Земля обладает сравнительно плотной атмосферой, то в ее нижнем и наиболее плотном слое – тропосфере толщиной около 12 км перенос тепла происходит не радиационным путем, как это представляют себе сторонники "классического" подхода к парниковому эффекту, а в основном благодаря конвективным движениям воздушных масс. Действительно, в плотной тропосфере (давление больше 0,2 атм.) всегда доминирует вынос тепла воздушными потоками, т.е. путем конвективного массообмена воздуха, при котором его теплые массы расширяются и поднимаются вверх, а холодные, наоборот, сжимаются и опускаются вниз. Радиационный перенос тепла доминирует только в разреженных слоях стратосферы, мезосферы и термосферы. Отсюда следует главный вывод, что **среднее распределение температуры в толще тропосферы должно быть близким к адиабатическому распределению,** т.е. учитывающим расширение и охлаждение воздуха при его подъеме и, наоборот, сжатие и разогрев воздуха при его опускании. Из этого вовсе не следует, что конкретные распределения температуры в конкретные моменты времени обязательно должны быть адиабатическими. Здесь имеются в виду лишь средние распределения за промежутки времени порядка 1 месяца и более.

Регулируется процесс адиабатического распределения температуры давлением атмосферы, а также эффективной теплоемкостью воздуха, учитывающей его дополнительный разогрев за счет поглощения "парниковыми" газами инфракрасного (теплового) излучения земной поверхности и выделения тепла при конденсации влаги в тропосфере. Напомним, что при адиабатическом процессе температура газа, выраженная в градусах Кельвина (К), всегда оказывается пропорциональной давлению газа p в степени показателя адиабаты  $\alpha$ , зависящего от эффективной теплоемкости газовой смеси атмосферы:

$$T = C^{\alpha} p^{\alpha}, \qquad (5.12)$$

где C – постоянная. При конденсации паров воды во влажной тропосфере происходит выделение тепла и повышение температуры воздуха, это приводит к снижению значения показателя адиабаты  $\alpha$ . Например, среднее значение этого параметра для влажной тропосферы Земли равно  $\alpha = 0,1905$ , тогда как для сухого воздуха  $\alpha = 0,2846$ .

Важно отметить, что конденсация влаги в тропосфере порождает облачность, которая является главным фактором, определяющим отражательную способность Земли (ее альбедо). Это создает сильную отрицательную обратную связь между приземной и радиационной температурами Земли, что приводит к стабилизации температурного режима тропосферы. Действительно, любое повышение приземной температуры усиливает испарение влаги и увеличивает облачность Земли, а это, в свою очередь, повышает альбедо планеты и отражательную способность земной атмосферы. В результате увеличивается отражение солнечного тепла от облаков в космос, а поступление тепла на Землю сокращается, и средняя температура земной поверхности вновь снижается до прежнего уровня. При этом надо учитывать, что любая отрицательная обратная связь в системе приводит к линейной зависимости реакции на выходе системы от воздействия на ее входе. Это свойство систем с отрицательными обратными связями универсально и проявляется вне зависимости от природы самих систем, будь то атмосфера планеты, электронный усилитель или центробежный регулятор Уатта в паровых машинах. В нашем случае входным сигналом является температура, характеризующая собой солнечное излучение на расстоянии Земли от Солнца. Для Земли эта температура, называемая температурой "абсолютно черного тела", равна  $T_{bb} = 278,8$  K = +5,6 °C. Отсюда делается второй вывод, что средняя приземная температура T<sub>s</sub> линейно зависит от температуры, характеризующей солнечное излучение. Этих двух условий достаточно для однозначного определения средней температуры на любом уровне земной тропосферы:

$$T = b^{\alpha} \cdot T_{\rm bb} \cdot p^{\alpha}. \tag{5.13}$$

В этом уравнении показатель адиабаты зависит от мольного веса газовой смеси атмосферы и теплоемкости воздуха. Если теплоемкость газов  $c_p$  выражать в кал/г·град, а газовую постоянную R = 1,987 кал/моль·град, то зависимость показателя адиабаты  $\alpha$  от состава и влажности атмосферы легко находится по формуле

$$\alpha = \frac{R}{\mu \cdot (c_{\rm p} + C_{\rm w} + C_{\rm r})},\tag{5.14}$$

где  $\mu \approx 29$  – мольный вес воздуха;  $c_p = 0,2394$  кал/г·град – теплоемкость сухого воздуха;  $C_w + C_r$  – поправочные коэффициенты с размерностью теплоемкости, учитывающие суммарный тепловой эффект процессов конденсации влаги  $C_w$  (во влажной атмосфере) и поглощения теплового (инфракрасного) излучения Земли и Солнца  $C_r$ .

Распределение температуры для осредненной тропосферы Земли, построенное по уравнению (5.13), является почти линейной функцией высоты и практически полностью совпадает (с точностью до 0,1–0,05%) с распределением температуры в тропосфере

стандартной модели земной атмосферы со средним температурным градиентом 6,5 град/км (рис. 5.12). Напомним, что стандартная модель земной атмосферы является осредненной по всей Земле зависимостью температуры от атмосферного давления. Эту модель обычно используют при настройке авиационных альтиметров и тарирования барометров, предназначенных для наземных наблюдений. С целью более жесткой проверки универсальности выведенных закономерностей был проведен расчет распределения температуры в плотной углекислотной тропосфере Венеры по тому же выражению (5.13), но с подстановкой в него давлений до 90,9 атм. и параметров, отвечающих углекислотному составу ее атмосферы. При этом использовались адиабатические уравнения, нормированные по условиям земной атмосферы (рис. 5.12).



Рис. 5.12. Распределение экспериментально определенных температур в тропосфере и стратосфере Земли (кривая 4) и в тропосфере Венеры (1 и 2) в сопоставлении с теоретическими распределениями (5 и 3), построенными по адиабатической теории парникового эффекта (на приведенном рисунке температуры показаны в абсолютных (физических) градусах Кельвина)

Как видно из рисунка, теоретическое распределение температуры в тропосфере Венеры близко (с точностью до 1–2%) совпало с экспериментально определенными значениями температуры, измеренными советскими и американскими космическими аппаратами – зондами. Таким образом, было показано, что средняя температура на любом уровне достаточно плотной планетной тропосферы (с давлением выше 0,2 атм.) однозначно определяется интенсивностью солнечного излучения, атмосферным давлением на этом уровне и эффективной теплоемкостью воздуха, учитывающей дополнительный прогрев тропосферы благодаря поглощению тепла парниковыми газами и выделению тепла при конденсации влаги в тропосфере.

Рассматриваемая модель позволяет оценить и доли участия всех составляющих переноса тепла в общем процессе регулировки температуры тропосферы. Так, по характеристическим температурам земной тропосферы, ее радиационной  $T_e = 255$  К и средней приземной температуре  $T_s = 288$  К, удается определить поправочные члены к теплоемкости сухой и не поглощающей инфракрасное излучение атмосферы, учитывающие радиационный  $C_r$  и влаго-конденсационный  $C_w$  перенос тепла в тропосфере (Сорохтин, 2001)

$$C_{\rm r} = \frac{R}{\mu \cdot \alpha} \cdot \frac{T_{\rm s} - T_{\rm e}}{T_{\rm s}},$$

$$C_{\rm w} = \frac{R}{\mu \cdot \alpha} \cdot \frac{T_{\rm e}}{T_{\rm s}} - c_{\rm p},$$
(5.15)

Убедившись в работоспособности адиабатической теории парникового эффекта, теперь на ее основе можно рассмотреть и эволюцию глобального климата Земли. Для определения климатических изменений на Земле нам, естественно, предварительно необходимо выяснить, как менялись со временем основные параметры процесса, ответственные за установление глобального климата на нашей планете. К таким параметрам относятся солнечная постоянная *S*, приземное давление атмосферы  $p_s$ , парциальные давления  $p_i$  главных компонентов земной атмосферы (азота, углекислого газа, кислорода и аргона) и равновесная относительная влажность тропосферы.

Теория развития звезд показывает, что за время жизни Земли светимость Солнца увеличилась приблизительно на 37–38% – с  $2,8\cdot10^{33}$  до  $3,86\cdot10^{33}$  эрг/с (Bachall, 1982). Соответственно этому изменилась и солнечная постоянная с  $S \approx 1\cdot10^6$  эрг/см<sup>2</sup>·с 4,6 млрд. лет назад до современного ее значения  $S_0 = 1,37\cdot10^6$  эрг/см<sup>2</sup>·с. Такое изменение солнечной постоянной, безусловно, должно было сказываться и на прошлых климатах Земли.

Выше нам удалось восстановить эволюцию химического состава и давления земной атмосферы для всей истории геологического развития нашей планеты и даже сделать прогноз на будущее (см. рис. 5.11). Теперь по изложенной выше адиабатической теории парникового эффекта можно рассчитать средние температуры земной поверхности для разных эпох.

Для расчета значения показателя адиабаты предварительно необходимо определить поправку за влажность воздуха. Это можно сделать, так как средняя влажность тропосферы зависит от приземной температуры, поскольку с ее изменениями меняется испарение воды и, следовательно, парциальное давление паров воды в воздухе, а приземная температура по выражению (5.13) зависит от давления атмосферы.

Для определения эволюции парникового эффекта по выражению (5.13) предварительно необходимо определить изменения радиационной температуры, находимой по известной формуле Стефана–Больцмана

$$T_{\rm e}^{4} = \frac{(1-A)}{4 \cdot \sigma} S,$$
 (5.16)

где  $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-5}$  эрг/см<sup>2</sup>·с·К<sup>4</sup> – постоянная Стефана–Больцмана; *S* – Солнечная постоянная на удалении планеты от Солнца (для современной Земли *S* =1,37·10<sup>6</sup> эрг/см<sup>2</sup>·с); *A* – альбедо или отражательная способность планеты, регулируемая в основном ее облачным покровом (у Земли  $A \approx 0,3$ ).

В первом приближении положим линейную зависимость альбедо от поверхностной температуры. Тогда можно записать:

$$A \approx A_0 \cdot \frac{T_s}{\left(T_s\right)_0} , \qquad (5.17)$$

где  $A_0 \approx 0,3$  – современное значение альбедо Земли,  $(T_s)_0 = 288$  К – средняя температура поверхности современной Земли. Проверить выражение (5.17) можно путем сравнения альбедо Земли и Венеры. Подставляя в (5.17) значение поверхностной температуры Венеры  $T_s = 735$  К, найдем  $A \approx 0,766$ . Но точно такое же значение альбедо Венеры определяется и по эмпирическим данным (Маров, 1986).

Теперь можно по выражению (5.14) рассчитать изменения показателя адиабаты влажной атмосферы  $\alpha$ , а по уравнению (5.13) определить среднюю приземную температуру  $T_{\rm s}$ . Кроме того, по выражению (5.17) можно оценить альбедо тропосферы A, после чего по уравнению (5.16) найти эффективную (радиационную) температуру  $T_{\rm e}$ , и значение парникового эффекта – по разности:

$$\Delta T = T_s - T_e \,. \tag{5.18}$$

Поскольку светимость Солнца в архее была заметно меньшей, то единственной причиной повышения температуры на поверхности Земли в архее могла быть только плотная атмосфера, давление которой могло достигать нескольких бар (атм.) и более. Из всех возможных газовых составляющих только углекислый газ мог создавать столь плотную атмосферу. Азота на Земле для этого слишком мало, газы типа метана или аммиака неустойчивы и быстро разлагаются под влиянием солнечного излучения (с полной потерей водорода), а свободного кислорода тогда вообще еще практически не существовало, о чем говорят архейские осадки, отложившиеся в явно восстановительных

условиях. Углекислого же газа на Земле более чем достаточно, поскольку общее давление CO<sub>2</sub> (сейчас связанного в карбонатах, но когда-то находившегося в атмосфере) могло бы достигать 90–100 атм.

Учитывая результаты расчетов эволюции давления и состава земной атмосферы, приведенные на рис. 5.11, и выражения (5.13) – (5.18), удалось рассчитать палеотемпературы для всей истории развития Земли (рис. 5.13).



Рис. 5.13. Эволюция температурного режима земной атмосферы: 1 – средняя приземная температура на уровне океана; 2 – радиационная температура Земли; 3 – величина парникового эффекта; 4 – температура абсолютно черного тела на расстоянии Земли от Солнца (показывает эволюционное изменение светимости Солнца)

Как видно из графиков, в катархее, 4,6–4,0 млрд. лет назад, земную поверхность сковывал мороз со средней температурой около –6 °С. Из-за разреженной атмосферы и отсутствия океанов климат того времени должен был характеризоваться довольно контрастной широтной зональностью. Поэтому в катархее средние температуры на экваторе, вероятно, достигали положительных значений, тогда как на географических полюсах они могли опускаться до – 40 °С и ниже.

Дегазация мантии началась только в архее, после чего появились и первые морские бассейны, переросшие около 3,6 млрд. лет назад в мелководный океан (см. рис. 5.5). В результате средняя приземная температура стала быстро повышаться. Однако в начале архея, около 3,9–3,8 млрд. лет назад, средние температуры земной поверхности еще оставались очень низкими. Но тогда уже появилась вода, хоть ее было еще мало. Поэтому

в раннем архее могли возникнуть условия для образования первых в истории Земли ледников, хотя они не могли быть покровными. По-видимому, из-за малой мощности первых ледников и сильной денудации зародышей континентов раннего архея, следов от этого первого оледенения просто не сохранилось.

Около 3,4 млрд. лет назад давление азотно-углекислотной атмосферы уже превысило 2 атм., а средняя температура достигла +30 °C, тогда как широтная зональность к этому времени стала менее контрастной. Это значит, что в экваториальном поясе, в котором тогда располагались океанические бассейны и молодые континентальные массивы, температуры уже могли подниматься до +50 °C и даже несколько выше. Однако наиболее значительное повышение давления углекислотно-азотной атмосферы и подъем средней приземной температуры произошли только в конце позднего архея, около 2,9–2,6 млрд. лет назад. Давление атмосферы тогда достигло 6 атм., а средние температуры превышали +50 °C. В то же время сформировался и Мировой океан, распростершийся до географических полюсов, тогда как все континентальные массивы в конце архея собрались на низких широтах и возле экватора (несколько позже они столкнулись, образовав первый в геологической истории Земли суперконтинент – Моногею). Поэтому контрастность климатической зональности в конце архея снизилась еще больше, но температуры на экваторе, по-видимому, все-таки могли достигать +60 °C.

Резкое снижение давления углекислого газа на рубеже архея и протерозоя за счет его связывания в карбонатных осадках привело к столь же резкому похолоданию климата. Так, судя по расчетам, средние температуры земной поверхности примерно за 100 млн. лет снизились приблизительно с +54 °C (2,6 млрд. лет назад) до +6 °C (около 2,5 млрд. лет назад) (см. рис. 5.13). Климатической реакцией на это похолодание стало развитие наиболее грандиозного за всю историю Земли Гуронского оледенения, охватившего бо́льшую часть сформировавшегося тогда же суперконтинента Моногея, как и все другие суперконтиненты, должна была располагаться на экваторе, так как только в этом случае вращение Земли становилось устойчивым (Монин, 1988).

Для разрешения этого парадокса мы рассчитали происходившие в прошлом изменения среднего уровня стояния континентов и положения снеговой линии на экваторе (рис. 5.14). При этом, как уже отмечалось выше, в архее из-за высокой тектонической активности Земли и больших тепловых потоков плотная подкоровая литосфера под континентальными массивами была очень тонкой (см. рис. 4.21). В результате средний уровень стояния континентов в архее был аномально высоким – около 6 км. В раннем же

протерозое после снижения тектонической активности Земли и возрастания мощности плотной подкоровой литосферы этот уровень стал постепенно снижаться, но все-таки в раннем протерозое еще оставался достаточно высоким – около 4–2 км. Положение же снеговой линии на экваторе рассчитывалось исходя из того, что у современной Земли она располагается на высоте около 5 км (Долгушин, Осипова, 1989), тогда как для других эпох ее положение принималось пропорциональным средней температуре земной поверхности в данное время (см. рис. 5.13).

В результате оказалось, что положение экваториальной снеговой линии пересекается со средней высотой стояния континентов только в раннем архее и в раннем протерозое, именно в то время, когда древние континентальные массивы и сами континенты находились на экваторе и в низких широтах. Следовательно экваториальные оледенения могли существовать только в самом начале архея около 3,9–3,8 млрд. лет назад, и в раннем протерозое, приблизительно с 2,5 до 2,2 млрд. лет назад. Во все остальные эпохи оледенений на экваторе быть не могло. И действительно, все последующие континентальные оледенения были только высокоширотными.



Рис. 5.14. Эволюция средней высоты стояния континентов над уровнем океана (1) и положение снеговой линии (T = 0) на экваторе (2), по работе (Сорохтин, Сорохтин, 1997), с изменениями

Несмотря на экваториальное расположение раннепротерозойского Гуронского оледенения оно, по-видимому, было наиболее грандиозным в геологической истории Земли. Это оледенение оставило неизгладимые следы своего существования в виде тиллитов, тиллоидов и ледниковой штриховки скал (бараньих лбов) практически на всех древних континентальных щитах (Чумаков, 1978), соединенных тогда в единый суперконтинент – Моногею (см. рис. 4.6). Судя по данным Н.М. Чумакова, это оледенение

продолжалось в период с 2,5 до приблизительно 2,2–2,0 млрд. лет назад. Впрочем, в середине раннего протерозоя, около 2,3 млрд. лет назад, уже начались расколы Моногеи и центробежный дрейф ее фрагментов, поэтому часть обособившихся материков ко времени 2,2–2,0 млрд. лет назад могла уже переместиться в более высокие широты (см. рис. ?). Все же остальные оледенения, возникавшие на южных и северных материках в конце протерозоя и в первой половине палеозоя, а также кайнозойские оледенения Антарктиды,

Гренландии, Канады и Евразии были только высокоширотными.

В течение большей части протерозоя атмосфера Земли оставалась существенно азотной (см. рис. 5.11), при этом ее давление со временем слабо падало (за счет связывания азота в органическом веществе и погребения его в осадочных толщах). Однако на среднем температурном режиме земной тропосферы это снижение давления почти не сказывалось, поскольку компенсировалось слабым повышением солнечной активности от  $1,14\cdot10^6$  кал/см<sup>2</sup>·с 2,4 млрд. лет назад до ее современного значения  $1,37\cdot10^6$  кал/см<sup>2</sup>·с. Поэтому температурный режим протерозоя оставался равномерно прохладным со средними температурный режим протерозоя оставался равномерно прохладным со средними температурами земной поверхности около +10...+11 °C. Парциальное же давление углекислого газа тогда, вероятно, не поднимались выше 0,5-0,6 мбар, а давление кислорода, по-видимому, только около 1,1 млрд. лет назад достигло уровня 1 мбар. В результате снижения общего давления атмосферы, а также благодаря дрейфу части континентов Гондваны и Лавразии в высокие широты в позднем рифее, венде, в раннем и среднем палеозое наблюдалась новые эпохи оледенений. Однако все эти оледенения на этот раз, в отличие от Гуронского оледенения, были только высокоширотными.

С наступлением фанерозоя и, особенно, в конце палеозоя давление земной атмосферы вновь начало подниматься за счет усиленной генерации кислорода и достигло своего относительного максимума около 200 млн. лет назад (см. рис. 5.11). Этому же времени соответствует и наиболее теплый период мезозоя со средней приземной температурой около +16 +17 °C. По-видимому, в это же время в связи с широким распространением цветковых растений парциальное давление кислорода достигло снижаться. Климатической реакцией на это событие стало постепенное снижение средней поверхностной температуры Земли с +17 °C в мезозое до +15 °C в настоящее время (см. рис. 5.13). Такое казалось бы, совсем незначительное похолодание, за десятки и сотни миллионов лет достигает заметной величины. В это же время происходил распад последнего суперконтинента — вегенеровской Пангеи. В результате часть из обособившихся материков (Антарктида, северные районы Евразии и Северной Америки,

включая Гренландию) попала в высокие широты, после чего произошло наступление новой, ледниковой эпохи: возникновение в середине кайнозоя покровного оледенения Антарктиды, а в четвертичное время – периодических оледенений на континентах Северная Америка, Европа и Азия. Наблюдаемое же сейчас локальное потепление климата является временным событием и ни в коем случае не связано с антропогенными выбросами в атмосферу "парниковых" газов, но скорее всего, зависит от изменений режимов течений в океанах или от солнечной активность (Сорохтин, 2001).

Таким образом, полученное соответствие теоретической картины изменений климатов Земли с геологическими данными, более подробно рассмотренными в работе (Сорохтин, Ушаков, 2002), по нашему мнению, еще раз достаточно убедительно показало правильность описываемой здесь модели. Отсюда, в частности, следует, что моделью глобальной эволюции Земли можно пользоваться и при рассмотрении проблем происхождения алмазов.

Если наши предположения о постепенном изъятии азота из атмосферы Земли и его захоронении в земной коре справедливы, а принятое нами содержание органического азота в осадках отвечает действительности, то, даже, несмотря на постепенное повышение солнечной активности, медленное похолодание климата продолжится и в будущем, до достижения нового равновесного состояния прохладного климата. Но этот новый климатический уровень, определяемый метаболизмом азотпоглощающих микроорганизмов, может оказаться не очень благоприятным для процветания на Земле высших форм жизни.

## Глава 6. Природа и главные эпохи железорудного накопления

Высказанная еще в конце 70-х годов идея о происхождении алмазоносных кимберлитов за счет переплавления океанических осадков, затянутых по зонам субдукции под древние континенты на большие глубины (Сорохтин, 1981), казалась весьма заманчивой. Тем более, что незадолго до этого была строго решена задача о механизме затягивания осадков в зоны поддвига литосферных плит (Сорохтин, Лобковский, 1976). Привлекательность этой идеи особенно ярко подчеркивалась химическим составом кимберлитов и родственных им пород. Обращала на себя внимание их обогащенность литофильными, редкоземельными и радиоактивными элементами, водой, углекислым газом, а также не свойственными мантийным породам изотопными составами кислорода, водорода и углерода. Тем не менее, при ближайшем рассмотрении проблемы оказалось, что обычные океанические осадки современного типа не могли быть затянутыми в зоны субдукции на большие глубины. Связано это с разогревом осадков благодаря их трению в зазоре между плитами. В результате водонасыщенные осадки со сравнительно низкой температурой плавления (около 600–700 °C) начинают плавиться уже на глубинах около 25–30 км и затем, как более легкие расплавы, быстро выжимаются из зон поддвига литосферных на поверхность Земли.

Отсюда следовал важный вывод (Сорохтин, 1985): для затягивания океанических осадков на большие глубины под континентальные плиты, необходимо было чтобы их средняя плотность  $\rho_s$  превышала среднюю плотность континентальной литосферы (с учетом меньшей плотности континентальной коры  $\rho_1 \approx 3.2-3.22$  г/см<sup>3</sup>). Приблизительно тогда же (Монин, Сорохтин, 1986) задача о затягивании плотных осадков на большие глубины под континенты была решена строго математически (см. гл. 7). Но при этом вставал новый вопрос: могла ли в истории Земли существовать такая ситуация, при которой океанические осадки оказывались бы тяжелее литосферных плит?

Геологам хорошо известны уникальные эпохи накопления железных руд в конце архея около 3–2.6 млрд. лет назад (Киватинский тип формаций) и в раннем протерозое около 2.2–1.8 млрд. лет назад (Криворожский тип формаций) (Бейли, Джеймс, 1975; Голдич, 1975; Войткевич, Лебедько, 1975; Старостин и др., 2000). В обоих этих случаях плотность железорудных осадков  $\rho_s \approx 3.5-4$  г/см<sup>3</sup> превышала плотность континентальных литосферных плит.

Рассматривая происхождение уникальных докембрийских осадочных железорудных формаций обязательно сталкивается с решением двух главных проблем. Первая связана с выяснением источников поступления железа в осадки, а вторая с определением необходимых условий и механизмов переноса железа к областям аккумуляции. Одновременно с этим, необходимо объяснить неравномерность процесса массового формирования железорудных формаций во времени, при которой основные массы железистых осадков отлагались лишь в сравнительно короткие промежутки времени и только в докембрии.

С точки зрения рассматриваемой здесь концепции находит простое объяснение и происхождение уникальных железорудных формаций конца архея и раннего протерозоя. Концентрация железа в конвектирующей мантии бо́льшей части архея была сравнительно низкой (см. рис. 4.29), поскольку оно тогда почти целиком концентрировалось в подстилающих конвектирующую мантию зонах дифференциации земного вещества (см. рис. 4.5). Однако уже к концу архея в конвектирующую мантию начало поступать выжимаемое из центральных областей Земли первичное вещество с высокими концентрациями в нем железа и его окислов (см. рис. 4.5, *в* и 4.5, *г*). По нашим оценкам, в конце архея и начале раннего протерозоя средняя концентрация металлического железа в мантии уже могла достигать 5,5%, а двухвалентного железа – 15%. В океанических рифтовых зонах металлическое железо поднималось к поверхности Земли и вступало там в контакт с океанскими водами. Контактируя с ними, горячее железо в бескислородной среде окислялось за счет диссоциации воды, генерируя при этом абиогенный метан, и далее соединялось с углекислым газом, образовывало хорошо растворимый в воде бикарбонат железа:

$$4Fe + 2H_2O + CO_2 \rightarrow 4FeO + CH_4 + 41,8$$
 ккал/моль, (6.1)

$$FeO + 2CO_2 + 2H_2O \rightarrow Fe(HCO_3)_2.$$
(6.2)

В этой форме железо, по-видимому, и разносилось по всему океану, тогда как в приповерхностных условиях благодаря жизнедеятельности цианобактерий и микроводорослей двухвалентное железо окислялось до трехвалентного состояния и выпадало в осадок:

$$2Fe(HCO_3)_2 + O \rightarrow Fe_2O_3 + 2H_2O + 4CO_2.$$
(6.3)

При этом в результате метаболизма железо-восстанавливающих бактерий могло происходить и новое восстановление трехвалентного железа, но теперь только до стехиометрии магнетита (Слободкин и др., 1995). Одновременно с железом из рифтовых зон

выносился и кремнезем, освобождавшийся при гидратации пироксенов, например, по реакции

$$6MgSiO_3 + 4H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2SiO_2 + 27,38$$
 ккал/моль, (6.4)  
энстатит серпентин кремнезем

Отсюда становится понятным парагенезис окислов железа с кремнеземом в джеспилитах железорудных формаций докембрия (рис. 6.1).



Рис. 6.1. Геохимия процессов переноса железа из мантии в рифтовые зоны и океаны и условия формирования железорудных отложений на континентальных окраинах океанов в раннем протерозое

Очевидно, что массовый вынос железа и других металлов из мантии в гидросферу мог происходить, только когда в мантийном веществе содержалось заметное количество этих металлов и когда поверхность океана близко подходила к среднему уровню рифтовых зон на гребнях срединно-океанических хребтов или даже перекрывала его. Важно подчеркнуть, что только сочетание этих двух факторов вместе могло обеспечить вынос железа из мантии в гидросферу и далее в осадочную оболочку Земли. Концентрация железа в конвектирующей мантии приведена на рис. 4.31, а изменения положения поверхности океанов по сравнению с уровнем стояния гребней срединно-океанических хребтов – на рис. 5.5. Помимо этого, существенное значение имели строение и состав океанической коры, приведенные на рис. 5.2. Это связано с тем, что в базальтовой коре докембрия содержание железа было существенно ниже (приблизительно в 10 раз), чем в серпентинитах, возникших за счет гидратации реститовых участков мантийного вещества. Учитывая все эти факторы, удалось оценить относительную скорость накопления железорудных формаций докембрия при условии, что в этих формациях в среднем содержится около 50% железа, а из пород океанической коры извлекается также только 50% железа.

В описываемых здесь расчетах было также принято, что вынос железа из океанической коры в воды океанов был пропорционален как содержанию воды в серпентинитах  $m_{sp}^{w}$  и базальтах  $m_{bs}^{w}$ , так и средней скорости наращивания площади литосферных плит  $u_{oc} = k \cdot Q_m^2 / S_o$ , где параметр тепловой поток  $\dot{Q}_m$  определяет собой характеристику тектонической активности Земли, изображенной на рис. 4.17 (кривая 2), а  $S_{oкk}$ - площадь океанической коры (рис. 4.25)

Учитывая сказанное, относительную скорость железорудного накопления в докембрии можно описать сравнительно простым выражением

$$\dot{m}(Fe)_{s} \sim C(Fe)_{m} \cdot \left| \delta h \right| \cdot \left[ m_{sp}^{w} \cdot 1 + m_{bs}^{w} \cdot 0.1 \right] \cdot u_{oc}$$
(6.5)

где функция  $|\partial h|=1$  при  $\partial h_{o\kappa}>0$ , т.е. когда поверхность океана перекрывает гребни срединноокеанических хребтов, и  $|\partial h|=0$  при  $\partial h_{o\kappa}\leq 0$ , т.е. когда поверхность океана оказывается ниже среднего уровня гребней этих хребтов или точно совпадает с ним. Результаты расчета скорости выноса железа из мантии в осадочную оболочку (в единицах  $10^9$  т/год), показаны на рис. 6.2



Рис. 6.2. Теоретический расчет скорости накопления железорудных формаций докембрия: 1 – суммарная скорость отложения железных руд, 10<sup>9</sup> т/год; 2 – концентрация металлического железа в конвектирующей мантии, %; 3 – положение поверхности океанов по отношению к среднему уровню стояния гребней срединноокеанических хребтов, км. (Природа наиболее древнего всплеска железорудного накопления около 3.8 млрд. лет назад – иная и будет рассмотрена ниже)

Как видно из приведенных графиков, в докембрии могли наблюдаться до пяти периодов массового накопления железорудных осадков. Отложения наиболее ранних железистых руд происходило около 3,8–3,5 млрд. лет назад (формация Исуа в Западной Гренландии). Второй эпохой железонакопления является позднеархейская 3,0–2,6 млрд. лет назад, во время которой отлагались осадочно-вулканогенные железорудные толщи Киватинского типа, а в России – руды Костамукши и других районов Карелии и Кольского полуострова, железорудные комплексы Тараташа на Урале и Старооскольской серии в Воронежском кристаллическом массиве.

Однако самым выдающимся периодом железорудного накопления, безусловно, была эпоха конца раннего протерозоя, от 2,2 до 2,0–1,8 млрд. лет назад. Железорудные отложения конца раннепротерозойской эпохи известны практически на всех континентах, и многие из них отлагались почти одновременно. К образованиям этого возраста относятся уникальные месторождения джеспилитов Кривого Рога на Украине, Курской Магнитной Аномалии в России, Карсакпая в Казахстане, Хамерсли в Западной Австралии, месторождения района оз. Верхнего в США и Канаде, в Гайане (Южная Америка) и других регионов. В этот период, занимающий всего 5-7% от общего времени геологического развития Земли, сформировалось не менее 70-75% мировых запасов железных руд. По нашим расчетам, в момент формирования раннепротерозойских железорудных формаций скорость отложения железа достигала 3,3 млрд. тонн в год, что близко к ранее приводимым оценкам –  $(1-3) \cdot 10^9$ т/год (Холленд, 1989). Всего в докембрийское время таким путем должно было отложиться около 3,3·10<sup>18</sup> т железистых формаций, что на много порядков больше выявленных ресурсов железных руд (около 3·10<sup>12</sup> т по Н.А. Быховеру, 1984) и более, чем в 30 раз превышает содержание окислов железа в осадочных породах континентов (около 0,1.10<sup>18</sup> т по А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому, 1978), хотя, вероятно, несколько больше железа находится в метаосадочных породах и гранитном слое континентальной коры. Это говорит о том, что большая часть осадочного железа еще в докембрии вновь погрузилась в мантию по древним зонам субдукции. Отсюда, в частности, следует, что в зоны субдукции раннего протерозоя действительно должны были погружаться большие объемы тяжелых железорудных осадков, переплавление которых на больших глубинах под древними континентами и привели к возникновению алмазоносных кимберлитов и родственных им пород.

Характерной особенностью этой уникальной эпохи железонакопления является то, что она началась на всех континентах практически одновременно (около 2,2 млрд. лет

назад). В рассматриваемой модели все понятно: сказалась общая причина, так как именно в это время океаническая кора полностью "насытилась" водой, после чего произошло перекрытие поверхностью океана гребней срединно-океанических хребтов (кривая *3* на рис. 6.2) и растворимые гидроокиси железа из рифтовых зон стали поступать в океан, как это показано на рис. 6.1.

К концу раннего протерозоя, после формирования второго суперконтинента – Мезогея (рис. 6.3), около 1,8 млрд. лет назад массовое накопление осадочных железных руд почти столь же резко прекратилось, как и началось. Вопрос этот не до конца еще ясен. В этой связи следует отметить, что в мантии того времени концентрация металлического железа еще достигала 3.5%, а этого более чем достаточно для выноса гигантских масс гидроокислов железа в океанические воды. Однако крупных месторождений железа в среднем протерозое, раннем и среднем рифее практически не известно, хотя встречаются мелкие и средние месторождения [Голдич, 1975; Пелымский, Шишова, 1985]. Скорее всего, это было связано с тем, что ко времени 1,8 млрд. лет назад уровень океана уже поднялся над гребнями срединно-океанических хребтов приблизительно на 400 м, т.е. на высоту, превышающую толщину деятельного слоя океана. Океан же в среднем протерозое и рифее вероятнее всего характеризовался устойчивой стратификацией со стагнацией глубинных вод океанов, о чем, в частности, говорит широкое развитие в это время черных сланцев. В результате, начиная с этого возраста, поступавшие из рифтовых зон гидроокислы железа насыщали только глубинные воды, и не могли там окисляться до нерастворимого состояния. Равновесное же насыщение глубинных вод железом препятствовало его дальнейшему выносу из рифтовых зон в океаны.



Рис. 6.3. Мегагея 1,8 млрд лет назад (Сорохтин, Ушаков, 2002): 1– складчатые пояса; 2 – красноцветы (остальные обозначения см. на рис. 4.6)

Тем не менее, в раннем рифее около 1,6–1,4 млрд. лет назад мог наблюдаться еще один небольшой всплеск железорудного накопления во время расколов суперконтинента Мегагея Штилле. Связано это было с тем, что именно в это время на территории бывшего суперконтинента образовалось большое количество рифтогенных структур, переросших затем в относительно мелководные межконтинентальные океаны (рис. 6.4). Мелководность же молодых океанов определялась тем, что раскол Мегагеи развивался над возникшим под этим суперконтинентом мощным восходящим конвективным потоком (см. рис. 4.20), подобно тому, как это наблюдается в настоящее время в Северной Атлантике, где океаническое дно (о. Исландия) поднимается даже на дневную поверхность.



Рис. 6.4. Распад Мегагеи на время около 1,4 млрд лет назад: *Бв* – Байкало-Витимский блок, остальные обозначения см. на рис. 4.6 и 6.5

Благодаря мелководности раннерифейских межконтинентальных океанов, поступавшее в океанические рифтовые зоны металлическое железо, а его к этому времени в мантии оставалось около 2–2,5% (см. рис. 4.35), после гидратации попадало в деятельный слой океана и разносилось далее по всей его акватории. После окисления в хорошо аэрированных водах континентальных окраин оно выпадало в осадок, постепенно формируя там железорудные отложения. Однако такая ситуация могла сохраняться относительно не долго (от 1,6 до 1,4 млрд. лет назад), т.е. только до тех пор, пока на месте расколовшихся

материков Мегагеи вновь не возник нисходящий мантийный поток, сформировавший в дальнейшем (около 1,0 млрд. лет назад) новый суперконтинент – Мезогею.

Примечательно, что в это же самое время по некоторым из окраинных океанических бассейнов около 1,5–1,4 млрд. лет назад формировались огромные анорогенные вулканоплутонические пояса часто беспрецедентных масштабов, как это наблюдается вдоль восточного обрамления Северо-Американской платформы или западной окраины Русской платформы. В этих широких поясах, протяженностью до нескольких тысяч километров, в раннем рифее внедрились тысячи крупных (до 100 км в поперечнике) дифференцированных плутонов габбро, анортозитов, гранитов рапакиви, нормальных калиевых гранитов и сиенитов. Столь уникальное явление раннего рифея, по-видимому, еще ждет своего окончательного объяснения. Однако уже сейчас можно высказать предположение, что все эти плутоны возникли за счет вторичного переплавления осадочных пород, накопившихся за 200–300 млн. лет на пассивных окраинах континентов – фрагментах расколовшейся около 1,7-1,6 млрд. лет назад Мегагеи. Не исключено, что вовлечению в переплавление столь гигантских масс шельфовых осадков (мощностью до 12-15 км) способствовало высокое исходное содержание в них окислов железа: ведь начало раннего рифея, как уже отмечалось, также было эпохой массового отложения на континентальных шельфах железорудных формаций. Если же плотность таких железистых осадков превышала среднюю плотность океанических литосферных плит (около 3,2 г/см<sup>3</sup>), то в результате их давления на океанические литосферные плиты в зонах их сочленения с континентальной корой, такие осадки могли раскалывать эти плиты и "проваливаться" в горячую мантию. Это тем более вероятно, что мощности среднепротерозойских океанических плит тогда не превышали 40 км, т.е. были примерно вдвое тоньше современных плит (см. рис 4.23). После переплавления осадков и ликвации расплавов, железо погружалось в мантию, а легкие силикатные магмы всплывали к дневной поверхности и там кристаллизовались на небольших глубинах в виде гранитоидных или щелочных плутонов (Сорохтин, Ушаков, 2002).

Застойная стратификация глубинных вод Мирового океана, вероятно, продолжалась лишь до возникновения материковых оледенений в конце рифея на континентах Лавразии и Гондваны, переместившиеся к этому времени в приполярные области Земли. В периоды же оледенений, как известно, происходило интенсивное перемешивание всех океанических вод. Это становилось возможным благодаря опусканию в глубины океанических впадин охлажденных вод из приполярных бассейнов, омывающих подвергшиеся оледенению

материки. Следовательно, в такие периоды железо вновь могло попадать в деятельный слой океанов, окисляться там и выпадать в осадок.

По данным о распространении тиллитов, обобщенным Н.М. Чумаковым [1978], оледенение экваториальной и Юго-Западной Африки происходило около 740-780 млн. лет назад. Тиллиты Австралии и Северной Америки имеют позднерифейский возраст. Несколько более молодым (650-670 млн. лет) является лапландский ледниковый горизонт Европы и побережий Северной Атлантики, а также западно-африканский горизонт тиллитов (615-620 млн. лет) и т.д. Но именно этим же возрастам соответствуют и железорудные отложения в геосинклинальной зоне Аделаида (750 млн. лет), в байкалидах Северного Прибайкалья, железорудная формация Рапитам в провинциях Маккензи, Юкатан и Северозападных территорий Канады с возрастом около 600-800 млн. лет. Однако проявляемая пятая по счету и последняя вспышка осадочного железорудного накопления в докембрии была значительно более скромной, чем предыдущие (см. рис. 6.2). Это и понятно, поскольку, как мы отмечали выше, к данному времени в мантии сохранилось менее 1% металлического железа (см. рис. 4.31). В фанерозое же, как и следовало ожидать, первичных осадочных месторождений железа такого типа вообще не известно.

Учитывая приведенные данные и распределение железорудных отложений в докембрии можно ожидать, что помимо главного импульса кимберлитообразования около 2,0–1,8 млрд. лет назад, в отдельных случаях.

В основе формирования железорудных формаций докембрия лежат процессы окисления железа за счет термической диссоциации насыщенных CO<sub>2</sub> океанических вод и гидратации этими же водами железосодержащих пород океанической коры. При этом генерировался метан по реакциям (5.7) и (6.1)

 $4Fe_2SiO_4 + 12Mg_2SiO_4 + 18H_2O + CO_2 \rightarrow 4Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 4Fe_2O_3 + CH_4 + 144,6 кал/моль$  (6.6)

фаялит форстерит серпентин гематит

Благодаря реакциям фракционирования изотопов между углекислым газом и метаном, метан должен был обогащаться легким изотопом углерода <sup>12</sup>C, а тяжелый изотоп <sup>13</sup>C – преимущественно переходить в углекислый газ. Такие изотопные сдвиги углерода наблюдаются, например, в гидротермальных источниках "черных курильщиков", возникающих на серпентинитах: для метана таких источников обычно  $\delta^{13}C \approx -13 \dots -14\%$ , тогда как составы растворенных в океанических водах  $HCO_3^-$  и  $CO_2$  характеризуются сдвигами, близкими к  $\delta^{13}C = -5,5\%$  (Сорохтин и др., 2001). Объясняется это принципом Ле Шателье, из которого следует, что экзотермическая химическая реакция, протекающая с

выделением тепла, всегда стремится развиваться по пути наибольшего снижения внутренней энергии (энтальпии  $\Delta H_T^0$ ), или, что тоже, по пути выделения наибольшей энергии, приходящейся на единицу массы продуктов реакции. Поскольку энтальпия химических соединений рассчитывается на их мольный вес, а при фракционировании изотопов меняются мольные веса участвующих в реакции соединений, то следует ожидать, что должны меняться и суммарные значения энтальпии самих реакций. Так, в реакции изотопного обмена углерода между углекислым газом и метаном

$${}^{12}\text{CO}_2 + {}^{13}\text{CH}_4 \rightarrow {}^{13}\text{CO}_2 + {}^{12}\text{CH}_4 + 1,02$$
 ккал/моль (6.7)

энтальпия CO<sub>2</sub> в левой части реакции остается стандартной и равной -94,051 ккал/моль, тогда как энтальпия метана меняется:  $-17,88\cdot17/16 = -18,998$  ккал/моль. Однако противоположные изменения происходят в правой части реакции: энтальпия CO<sub>2</sub> снижается  $-94,051\cdot45/44 = -96,189$  ккал/моль, а энтальпия метана остается стандартной -17,88 ккал/моль. В результате энтальпия исходных соединений оказывается равной -113,049 ккал/моль, а продуктов реакции -114,069 ккал/моль. Откуда тепловой эффект реакции обмена изотопов равен 1,02 ккал/моль и, следовательно, изотопная реакция фракционирования (6,7) идет преимущественно слева на право, т.е. в сторону облегчения углерода в образующемся метане.

Очевидно, что эпохам максимальной скорости выноса железа в океан должны были соответствовать и максимальные скорости генерации метана, что в свою очередь приводило к увеличению массы метанпоглощающих бактерий. Но, как вытекает из реакции (6.7), фракционирование изотопов углерода всегда приводит к облегчению изотопного состава метана и, следовательно, к облегчению состава углерода органического вещества Сорг выросших на этом метане бактерий. Этим явлением, вероятно, объясняется и то, что органическое вещество метанпоглощающих бактерий обычно характеризуется экстремально низкими значениями сдвигов  $\delta^{13}C_{opr}$  до -50‰ и даже до  $\delta^{13}C_{opr} \approx -80\%$ . Этим же явлением, по-видимому, стоит объяснять и возникновение локальных минимумов в распределении  $\delta^{13}C_{opr}$  как раз в моменты отложений с наибольших масс железорудных формаций в конце архея и в раннем протерозое (рис. 6.5). При этом, правда, несмотря на меньшую интенсивность процесса формирования джеспилитов в позднем архее, амплитуда изотопного минимума  $\delta^{13}C_{opr}$  в это время оказалась наибольшей. Вероятно, это связано с тем, что в архее еще существовала плотная углекислотная атмосфера, тогда как в раннем протерозое парциальное давление СО<sub>2</sub> уже уменьшилось, а в результате снизилась и скорость генерации метана.



Рис. 6.5. Корреляция сдвигов изотопных отношений углерода в органическом веществе с эпохами накопления железорудных формаций докембрия. На верхнем графике приведены распределения  $\delta^{13}C_{opr}$  и  $\delta^{13}C_{kap6}$  в истории Земли (Schidlowski, 1987); на нижнем графике приведена скорость формирования железорудных формаций докембрия, изображенная на рис. 6.2. Двум наиболее выдающимся эпохам накопления железорудных формаций докембрия четко соответствуют два локальных минимума на огибающей минимальных значений  $\delta^{13}C_{opr}$ . К сожалению, на верхнем графике не показаны комплиментарные им положительные аномалии  $\delta^{13}C_{kap6}$ , достигающие +12...+15 ‰ PDB (такие аномалии в карбонатном углероде  $\delta^{13}C_{kap6}$  были обнаружены несколько позже)

Что же касается формирования железорудных отложений раннего архея, то и оно должно было сопровождаться образованием метана по реакции (6.1). Наиболее интенсивно этот процесс развивался на самых ранних этапах дегазации Земли в начале архея после выпадения первых дождей. В то далекое время бо́льшая часть поверхности Земли еще была сложена первозданным реголитом (см. рис. 4.5-*a*), содержавшим до 13 % металлического железа. При смачивании такого реголита дождевыми водами метан, генерируемый по реакциям (6.1) и (6.6), мог поступать только в атмосферу. Поэтому в составе атмосферы того времени метан мог даже превалировать над CO<sub>2</sub>. При этом, хорошо растворимый бикарбонат железа, возникавший по реакции (6.2), смывался дождевыми водами в образовавшиеся тогда же мелководные морские бассейны. Там это железо окислялось благодаря жизнедеятельности уже появившихся бактерий и фотодиссоциации воды жестким излучением Солнца и вместе с гелями кремнеземами (образовывавшимся по реакции 6.6) выпадало в осадок.

Отсюда видно, что атмосфера в начале раннего архея, была существенно восстановительной и азотно-углекислотно-метановой по составу. В дальнейшем, приблизительно через 100 млн. лет, после полной гидратации первозданного реголита, восстановительный потенциал архейской атмосферы должен был резко снизиться благодаря фотодиссоциации метана солнечным излучением и образования формальдегида

$$CH_4 + CO_2 + h\nu \rightarrow 2HCOH \tag{6.8}$$

В результате архейская атмосфера стала углекислотно-азотной лишь с небольшими добавками метана и равновесным содержанием влаги.

Однако в местах своей генерации (вне осадочных толщ) метан не мог накапливаться и поступал непосредственно в атмосферу. В результате примитивные формы бактерий в раннем архее не могли усваивать абиогенный метан, и, следовательно, изотопные смещения органического вещества того времени определялись только метаболизмом самих бактерий, без добавки изотопных смещений метана (рис. 6.5).

Интересно отметить, что моментам накопления железорудных отложений в позднем архее и раннем протерозое также соответствовали два периода широкого развития строматолитов (рис.6.6). Питательной базой таких строматолитов, скорее всего, служил все тот же абиогенный метан, генерировавшийся процессом гидратации железосодержащих силикатов.



Рис. 6.6. Гистограммы изменения количества строматолитовых формаций в архее (А) и протерозое (Б), по М.А. Семихатову и его коллегам (1999): *N* – количество свит (формаций) со строматолитами. При сравнении приведенных гистограмм необходимо учитывать, что архейские строматолиты по массе значительно уступают раннепротерозойским (палеопротерозойским по терминологии М.А. Семихатова)

Из описанного механизма формирования железорудных формаций докембрия следует, что тяжелые железистые пелагические осадки на дне океанов могли накапливаться главным образом в короткие периоды раннего и позднего архея, раннего протерозоя, а

также раннего и позднего рифея. Но в архее еще не существовало зон поддвига плит, а мощность континентальных плит была незначительной (см. рис. 4.21), тогда как в рифее резко снизилась интенсивность отложений железорудных формаций (см. рис. 6.2). По этим причинам, из всех импульсов железорудного накопления, для объяснения происхождения алмазоносных и родственных им пород наибольший интерес представляет раннепротерозойский (2.0-1.8 млрд. лет) эпизод кимберлитообразования.

В заключение следует отметить, что в раннем протерозое, при выносе железа из рифтовых зон, повсеместно обеспечивалось доминирование его тяжелых соединений в пелагических осадках. В результате этого, их плотность  $\rho_s$  становилась выше средней плотности континентальных плит *р*<sub>г</sub>≈3.2 г/см<sup>3</sup>. Из-за более вялого поступления железа в океан в рифее (около 1,6-1,4 и 0.8-0.6 млрд. лет назад), можно ожидать, что и в пелагических осадках того времени окислы железа играли уже менее значимую роль. Поэтому, вероятнее всего, что в истории Земли должен выделяться главный эпизод образования тяжелых осадков (в конце раннего протерозоя), из которых затем могли глубинные породы кимберлит карбонатитового и лампроит сформироваться щелочно-ультраосновного ряда. Хотя не исключено, что и рифейские эпизоды накопления железистых осадков в отдельных благоприятных случаях также могли приводить к образованию более молодых глубинных магм. Однако наиболее активно и эффективно процесс затягивания (проваливания) железистых осадков в глубины мантии все-таки должен был происходить во время развития Свекофеннской орогении около 1.9-1.8 млрд. лет назад. В эту эпоху оказались закрытыми практически все межконтинентальные океанические бассейны и на их месте сформировался второй в истории Земли суперконтинент – Мегагея Штилле (см. рис 6.3).

## Глава 7. Механизм затягивания океанических осадков на большие глубины под континенты.

Возможность затягивания неконсолидированных пелагических осадков в зазоры между движущимися жесткими плитами в зонах субдукции в свое время вызывала у геологов много сомнений. Вначале эта задача была решена теоретически [Сорохтин, Лобковский, 1976], затем факт затягивания осадков в зоны поддвига плит был подтвержден сейсмическими исследованиями [Гаркаленко, Ушаков, 1978] и, наконец, доказан буровыми работами на склонах островной дуги Малых Антильских островов [Віјі-Duval et al., 1981]. Несколько позже теоретически была решена задача и о затягивании пелагических осадков на большие глубины под континенты [Монин, Сорохтин, 1986].

Попадающие в зазор между литосферными плитами осадки, находятся под влиянием противоположно направленных воздействий, одним из которых является движение пододвигаемой плиты, а другим процесс обратного выжимания осадков из зоны за счет избыточного веса надвигаемого блока континентальной литосферы (рис. 7.1). От результата действия этих противоположно направленных сил и зависит направление развития процесса. Если превалируют силы затягивания осадков в зазор, то они будут поглощаться в зоне поддвига плит без эффекта "соскребания". В противоположном случае, избыточный объем осадков окажется выжатым из нее, смятым перед краем надвигаемой плиты и сформирует складчатую структуру аккреционной призмы.



Рис. 7.1. Модель затягивания осадков в зону поддвига плит: А – фронтальный выступ надвигаемой плиты; Н и L – толщина и длина этого выступа; В – пододвигаемая плита; а – наклон зоны поддвига плит

Для определения характера вязкопластических течений в слое осадков, попавших между движущимися плитами, необходимо решить уравнение Навье-Стокса при заданном строении зоны поддвига плит. Решение задачи удобно искать для случая установившегося (стационарного) течения вязкой жидкости в плоском зазоре между двумя движущимися друг относительно друга жесткими плоскостями (в гидродинамике такие течения называются течениями Куэтта). Если модель зоны поддвига плит изобразить так, как это показано на рис. 7.1, ось x направить вдоль зоны поддвига плит от ее фронтального края вглубь зоны, ось z – перпендикулярно к кровле зоны поддвига и вниз, начало координат выбрать у переднего края надвигаемой плиты и предположить, что пододвигаемая плита смещается с постоянной скоростью  $\mathcal{G}_0$ , то уравнение Навье-Стокса можно записать в форме

$$\eta \cdot \frac{d^2 U}{dz^2} = \frac{\partial P}{\partial x} - \rho_s \cdot g \cdot \sin \alpha \tag{7.1}$$

где *U*- скорость течения осадков в зазоре между плитами;  $\eta$ - вязкость осадков; *P*- давление;  $\rho_s$ - плотность осадков; *g*- ускорение силы тяжести;  $\alpha$ - угол наклона зоны поддвига плит.

Граничные условия задачи можно записать в виде

$$U=0$$
 при  $x=0$  (7.2)  
 $U=\mathcal{G}_0$  при  $z=h$ 

где *h*- толщина зазора между плитами. В этом случае решение уравнения (7.1) принимает вид

$$U = \frac{z}{h} \cdot \vartheta_0 - \frac{z}{h} \cdot [1 - \frac{z}{h}] \cdot \frac{h^2 \cdot \Delta \rho \cdot g}{2 \cdot \eta} \cdot \sin \alpha$$
(7.3)

где  $\Delta \rho = \rho_l - \rho_s$ ;  $\rho_l$ - плотность надвигаемой литосферной плиты;  $\rho_s$ - плотность осадков. Тогда, средняя скорость потока осадочного вещества в зазоре между плитами оказывается равной

$$\overline{U} = \frac{9_0}{2} - \frac{h^2 \cdot \Delta \rho \cdot g}{12 \cdot \eta} \cdot \sin \alpha$$
(6.4)

Очевидно, что затягивание осадков в зоны поддвига плит может происходить только в случае, если  $\overline{U} > 0$ . Для обычных пелагических осадков, плотность которых заметно ниже средней плотности литосферных плит  $\rho_{s} < \rho_{l}$ , это условие выполняется лишь в случае, когда

$$\frac{h^2 \cdot \Delta \rho \cdot g}{6 \cdot \eta} \cdot \sin \alpha < \vartheta_0 \tag{6.5}$$

При отсутствии процесса соскабливания осадков с океанического дна и их смятия перед фронтом зоны поддвига плит, потоки осадочного вещества на океаническом дне и в

начале зоны поддвига плит должны быть одинаковыми, т.е.  $h_0 \mathcal{G}_0 = h\overline{U}$ , где  $h_0$ - мощность осадков на океаническом дне. В этом случае можно записать

$$h_0 \cdot \theta_0 = \frac{\theta_0}{2} \cdot h - \frac{h^2 \cdot \Delta \rho \cdot g}{12 \cdot \eta} \cdot \sin \alpha$$
(6.6)

С другой стороны, из решения (6.3) вытекает, что в зазоре между плитами могут возникать возвратные течения осадочного материала, выдавливаемого наружу под тяжестью надвигаемой плиты. Для таких течений, возникающих при малых и средних значениях Z, может сказываться U<0. Условием отсутствия таких течений, а следовательно, и выдавливания осадков из зоны поддвига плит, является неравенство  $U \ge 0$ , соблюдаемое в зазоре на всех уровнях Z. Из этого условия при  $\rho_l > \rho_s$  и уравнения (6.3) находим

$$0 < \frac{h^2 \cdot \Delta \rho \cdot g}{2 \cdot \eta \cdot \theta_0} \cdot \sin \alpha \le 1$$
(6.7)

Уравнение (6.6) можно записать в несколько иной форме

$$3 \cdot [1 - \frac{2 \cdot h_0}{h}] = \frac{h^2 \cdot \Delta \rho \cdot g}{2 \cdot \eta \cdot g_0} \cdot \sin \alpha \tag{6.8}$$

Сравнивая теперь выражения (6.8) и (6.7), находим, что при положительном градиенте давления ( $\rho_l > \rho_s$ ) и неизменной вязкости осадков  $\eta$ , всегда

$$2h_0 < h \le 3h_0 \tag{6.9}$$

Однако в реальных условиях неравенство (6.9) относится только к ширине фронтальной части зоны поддвига плит. В более глубоких частях этой зоны ширина зазора между плитами h может существенно меняться в зависимости от испытываемых осадками преобразований и соответствующих изменений их вязкости, а также от проницаемости перекрывающих зону поддвига плит участков надвигаемой плиты.

Действительно, в процессе затягивания осадков между движущимися плитами, происходит деформация осадочного материала, сопровождающаяся диссипацией энергии вязкого трения. В результате вязкость осадков в глубинах зоны поддвига плит быстро снижается по закону Аррениуса

$$\eta = \eta_0 \cdot e^{\frac{W}{RT}} \tag{6.10}$$

где  $\eta_0 \approx 10^{-5} \,\Pi$  – вязкость сильно перегретого силикатного вещества (при *T* ? 8); W – удельная энергия активации вязких деформаций; *R*- газовая постоянная; *T*- абсолютная температура в градусах Кельвина. Но, как следует из неравенства (6.5), вместе со снижением вязкости осадочного материала, затянутого в зоны поддвига плит, должна существенно уменьшаться и равновесная ширина зазора *h* между плитами. Практически это означает, что легкий осадочный материал ( $\rho_s$ - $\rho_l$ ) по мере своего разогрева и уменьшения вязкости должен выжиматься из зоны поддвига плит по системе сопряженных с ней разломов, обычно в изобилии рассекающих тело островной дуги или активной окраины континентов. Оценка теплогенерации в осадках может быть выполнена по диссипативной функции q, определяющей выделение энергии вязкого трения в единице объема вещества за единицу времени, и выражению (6.3) [Монин, Сорохтин, 1986]

$$q \approx \frac{2 \cdot \eta}{h} \int_{0}^{h} \left(\frac{dU}{dz}\right)^{2} dz = 2 \cdot \eta \cdot \frac{\theta_{0}^{2}}{h^{2}} + \frac{(h \cdot \Delta \rho g \cdot \sin \beta)^{2}}{6 \cdot \eta}$$
(6.11)

Очевидно также, что за время погружения осадков на глубину *H* в каждом грамме их вещества выделится тепло

$$Q = q \frac{H}{S_s \cdot \theta_0 \cdot \sin \beta} \tag{6.12}$$

Проведенные по выражениям (6.10-6.12) оценки показывают, что в широком диапазоне исходных значений вязкости осадков, попадающих в зоны поддвига плит, они разогреваются до температуры начала плавления водосодержащих силикатов уже на глубинах от 20 до 30 км. Отсюда следует, что обычные легкие осадки с плотностью около  $\rho_s \approx 2 \div 2.5$  г/см<sup>3</sup> глубже этого предела не попадают, а выжимаются из зон поддвига плит и в форме магматических интрузий внедряются в тыловые зоны островных дуг или активных окраин континентов.

Если же плотность осадков оказывается выше плотности литосферы ( $\rho_s > \rho_l$ ) то  $\Delta \rho = \rho_l - \rho_s < 0$ , и судя по выражению (6.4) всегда U > 0. Следовательно, тяжелые (например, железорудные) осадки должны активно поглощаться ("проваливаться") в зоны поддвига плит вне зависимости от их исходной мощности  $h_0$  на океаническом дне или вязкости в зазоре между плитами [Монин, Сорохтин, 1986]. При этом пока соблюдается условие  $\rho_s > \rho_l$ , теоретически всегда выполняется неравенство

$$h < 2h_0$$
 (6.13)

Однако соотношение (6.13) на практике может нарушаться, если отток осадочного материала из зоны поддвига плит в мантию затруднен, например, по гидродинамическим причинам.

Условием "проваливания" тяжелых осадков в зазор между плитами служит неравенство  $U > g_0$  в выражении (6.3) при  $\Delta \rho = (\rho_l - \rho_s) < 0$ . Из этого условия также вытекает другое неравенство

$$\frac{h^2 \cdot [\rho_s - \rho_l] \cdot g}{2 \cdot \eta \cdot \vartheta_0} \cdot \sin \beta > 1$$

откуда можно найти критическое значение вязкости осадочного материала "проваливающегося" между плитами [Монин, Сорохтин, 1986]

$$\eta < \eta_{\rm KP} = \frac{[\rho_s - \rho_l] \cdot g \cdot h^2}{2 \cdot \theta_0} \cdot \sin \beta \tag{6.14}$$

Например, при h=1 км;  $\mathcal{G}_0=10$  см/год;  $\beta=45^\circ$  и ( $\rho_s-\rho_l$ )=0.5 г/см<sup>3</sup>;  $\eta_{\kappa p}\approx5.5\cdot10^{18}$ пуаз. Все тяжелые осадки, вязкость которых меньше  $\eta_{\kappa p}$  станут "проваливаться" в зоны поддвига плит со скоростью  $U > \mathcal{G}_0$ . Если же вязкость осадков больше  $\eta_{\kappa p}$ , то они будут затягиваться со скоростью  $U \leq \mathcal{G}_0$ .

Тепло, выделяющееся при поглощении тяжелых и легких осадков, приводит к снижению их вязкости.

Однако в противоположность первому случаю, тяжелые осадки не могут выжиматься из зазора между плитами вверх. Поэтому, уменьшение их вязкости приведет лишь к увеличению скорости "проваливания" осадков вглубь зоны поддвига плит и к уменьшению скорости теплогенерации, определяемой диссипативной функцией (6.11). Так, если в рассмотренном примере вязкость тяжелых осадков понизится за счет разогрева до  $1 \cdot 10^{18} \Pi$  (что еще очень далеко от расплавления), то при их погружении на глубины 200 км в них выделится, согласно выражению (6.12), только около 10 кал/г тепла, а это соответствует подъему температуры всего на  $30^{\circ}$ С.

Таким образом, тяжелые железорудные осадки, например, раннепротерозойского возраста, должны были погружаться в зоны поддвига плит без плавления на довольно большие глубины. Отсюда следует, что такие зоны субдукции и сами по себе должны были бы быть "холодными", амагматичными, без заметного проявления известково-щелочного магматизма.

На глубинах около 150 км кривая плавления водосодержащих осадков пересекается с геотермой континентальной литосферы (см. рис. 23). Глубже этого уровня осадки дополнительно прогреваются за счет внутреннего тепла мантии и начинают плавиться. При этом обязательно происходит дифференциация и ликвация расплавов, тяжелые фракции расплава (окислы железа и сульфиды уходят вниз в конвектирующую мантию и постепенно ассимилируются мантийным веществом, а легкие фракции (силикаты, карбонаты) остаются в пределах литосферы. В связи с общей обстановкой сжатия в зонах субдукции и непосредственно прилегающих к ним областях, легкие силикатно-карбонатные расплавы обычно не могут подняться к поверхности с глубин, превышающих 80-100 км, поскольку на таких глубинах литостатическое давление намного превышает пределы пластичности пород ( $\tau_0 < 1 \text{ т/см}^2$ ). Это означает, что и возникновение магмовыводящих каналов (трещин) на данных уровнях практически полностью исключается. В результате, образовавшиеся за счет переплавления тяжелых осадков расплавы сохранялись в средних и нижних частях континентальных литосферных плит, постепенно формируя там очаги глубинных силикатно-карбонатных магм.

Процессы субдукции часто заканчиваются столкновением континентов. При этом оказываются зажатыми между двумя континентальными плитами и возникшие до этого глубинные очаги расплавов. После окончательного спаивания смежных плит, эти магматические очаги, подогреваемые идущим из мантии глубинным теплом, могут многие миллионы лет как в термостате сохраняться в недрах литосферы практически без заметного остывания. Так может продолжаться до тех пор, пока в данном регионе не возникнет обстановка растяжения. Лишь после этого возможно образование заполняемых расплавами трещин, по которым и произойдет извержение глубинных магм на земную поверхность (см. рис. 3.1).

Выяснив принципиальную возможность затягивания тяжелых осадков на большие глубины под континенты, нам необходимо определить момент возникновения мощной литосферы под континентальной корой и, в какие геологические эпохи могли формироваться пелагические железорудные осадки.

145

## магм.

Согласно Дж. Доусону (1983), во второй половине XX века были выдвинуты три гипотезы образования кимберлитов. По первой из них, выдвинутой П. Харисом (Harris, 1957), начальный расплав возникает на глубинах около 600 км и постепенно продвигается к поверхности по механизму зонной плавки. Со временем в таком расплаве концентрируются литофильные элементы и летучие соединения, столь характерные для кимберлитовых магм. По второй группе гипотез, выдвинутых М. О'Хара и Х. Йодером (O'Hara, Yoder, 1967), предполагается, что кимберлиты возникают благодаря частичному плавлению гранатового перидотита на глубинах около 80–100 км. При этом образуется расплав пикритового базальта, фракционная кристаллизация которого в дальнейшем приводит к образованию эклогитовых кумулятов и бедных кремнекислотой щелочных остаточных расплавов кимберлитового состава. Наконец, по третьей гипотезе, поддержанной Дж. Доусоном (Dowson, 1971), предполагается, что кимберлиты и родственные им породы возникли благодаря частичному плавлению флогопит и карбонат содержащих лерцолитов верхней мантии (Джейкс и др, 1989), хотя для этого и пришлось привлечь представления о гетерогенности мантии.

По-видимому, первым кто высказал четвертую и совершенно правильную на наш взгляд идею о том, что кимберлиты образуются за счет плавления водонасыщенных и карбонат содержащих пород океанической коры, затянутой по зонам поддвига плит на большие глубины, был В. Шарп [Sharp, 1974]. Однако он ошибочно связал происхождение конкретных Южно-Африканских алмазоносных кимберлитов с главной (палеозойской) фазой деформаций Капского складчатого пояса, за что и подвергся справедливой критике. Вспоминая по этому поводу библейское предание, можно сказать, что "вместе с водой выплеснули из купели и здорового ребенка".

В 1980 г., в более общей форме близкое предположение высказали В.С. и Н.В. Соболевы [1980]. По их мнению, особенности изотопного состава углерода алмазов показывают, что хотя бы часть эклогитов образовалась за счет погружения на большие глубины и эклогитизации базальтовых пород в зонах поддвига плит. При этом предполагалось, что экзогенный, обычно более легкий углерод, поступал из прослоев осадочных пород в базальтах и смешивался в различных соотношениях с эндогенным углеродом. Независимо, аналогичные идеи были высказаны и в других работах [Сорохтин, 1981; Каминский, 1981], в которых, однако предполагалось, что весь углерод в кимберлитах и алмазах только экзогенного про-
исхождения. При этом легкие изотопы попадали в них в основном из органического вещества, а нормальное распределение изотопов привносилось осадочными карбонатами.

В последующих наших работах [Сорохтин, 1985; 1987; Монин, Сорохтин, 1986; Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996] происхождение кимберлитовых и родственных им пород уже последовательно рассматривалось только с позиций тектоники литосферных плит и связывалось с затягиванием (проваливанием) на большие глубины под архейские щиты тяжелых железистых осадков. Исходя из этой генеральной модели, в упомянутых работах формулировались и поисковые признаки алмазоносных пород.

Наконец, в начале 90-х годов прошлого века появилась еще одна интересная работа австралийских геохимиков и их коллег из Англии и Южной Африки [Eldridge et al., 1991], в которой на основании изотопных отношений серы и свинца во включениях из кимберлитов делается вывод, что происхождение алмазоносных пород связано с затягиванием осадков на большие глубины под древние континенты. Там же показывается, что эти процессы древнее 1 млрд. лет и, скорее всего, развивались около 2 млрд. лет назад. Напомним, что ранее именно этот возраст образования алмазоносных кимберлитов (2300-1700 млн. лет) теоретически предсказывался в работе О.Г. Сорохтина [1985].

Таким образом, с точки зрения тектоники литосферных плит, алмазоносные породы могли формироваться только при погружении океанической коры и перекрывающих ее тяжелых (железистых) пелагических осадков под континентальные плиты на глубины от 150 до 200-220 км. В архее, как мы видели выше, континентальные плиты были еще слишком тонкими для этого (см. рис. 4.21). Поэтому такие условия на Земле впервые возникли только около 2.2–1.8 млрд. лет назад, во время раннепротерозойской эпохи массового накопления тяжелых железистых осадков (см. рис. 6.2), и когда мощность континентальных литосферных плит возросла до 200-250 км (см. рис. 4.21). В это время атмосфера Земли еще оставалась почти бескислородной, т.к. весь вырабатываемый существовавшим тогда фитопланктоном кислород, фактически уходил на окисление растворенного в воде двухвалентного железа до трехвалентного состояния. Кроме массового накопления железистых осадков это обстоятельство должно было приводить к сероводородной стагнации раннепротерозойских океанов, а, следовательно, на их дне помимо обычных осадков и гидроокислов железа тогда в обилии отлагались сульфиды железа и других металлов, сидерит, а также органическое вещество. Кроме того, раннепротерозойские океаны не были глубокими. По расчетам их средняя глубина в то время не превышала 1.5 км (см. рис. 5.5) и только в узких глубоководных желобах достигала 4-5 км, т.е. почти повсеместно была меньше глубины карбонатной компенсации осадконакопления. Следовательно, в ту далекую эпоху одновременно с соединениями железа на океаническом дне, во всяком случае, в тропической зоне могли отлагаться карбонатные илы, насыщенные органикой и абиогенным метаном (возникавшим по реакциям типа 6.1 и 6.6).

Плотность большинства из железистых минералов, входивших в состав раннепротерозойских осадков, была очень высокой. Так, например, плотность гётита составляет 4.0-4.4, гематита 5.0-5.2, магнетита 4.9-5.2, пирротина 4.6-4.7, пирита 4.9-5.2 и сидерита 3.9-4.0 г/см<sup>3</sup>. Поэтому, после диагенеза таких осадков и затягивания их в зоны поддвига плит, где из них отжимались поровые и кристаллизационные воды, плотность осадков существенно повышалась. Оценки показывают, что если содержание железистых соединений в пелагических осадках раннего протерозоя достигало 40%, что соответствует бедным (около 28-30% железа) джеспилитовым рудам, то их плотность становится выше средней плотности континентальных литосферных плит ( $\rho_l \approx 3.2$  г/см<sup>3</sup>). Следовательно, такие осадки, как это было показано выше, легко затягивались в зоны субдукции на большие глубины вне зависимости от их вязкости, а при незначительной вязкости могли даже "проваливаться" в зазор между плитами и погружаться вплоть до подошвы континентальных литосферных плит на глубине около 250 км (рис. 8.1).

Плавление осадков в зонах субдукции происходит в основном за счет диссипации энергии вязкого трения самих осадков и трения литосферных плит. Однако при затягивании тяжелых осадков в зоны поддвига плит раннего протерозоя такой разогрев оказывался весьма незначительным. В большей мере осадки прогревались глубинным тепловым потоком, пронизывающим континентальные плиты. Отсюда следует, что температура осадочного потока в зазоре между плитами тогда соответствовала геотерме континентальной плиты. Поэтому попавшие в зону субдукции тяжелые осадки начинали плавиться только на глубинах, где геотерма континентальной плиты пересекалась с температурой плавления осадков (см. рис. 8.2). Но известно, что температура плавления большинства силикатов в присутствии воды с повышением давления до 5-10 кбар резко снижается до 600-700 °C [Жариков, 1976]. Аналогичным образом ведут себя водонасыщенные карбонаты [Соорег et al., 1975] и многие другие соединения. Однако, в случае насыщения системы сложным водно-углекислотным флюидом, температура плавления пород с повышением давления вначале также падает, а затем плавно возрастает. Причем, положение температурного минимума зависит от соотношения во флюиде H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> и обычно близко к 5÷10 кбар



Рис. 8.1. Условия затягивания тяжелых (железистых) осадков по раннепротерозойским зонам поддвига плит на большие глубины (до 250 км) под архейские континенты и области формирования расплавов глубинных пород



Рис. 8.2. Глубинно-температурные условия выплавления щелочно-ультраосновных и кимберлитовых магм (Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996): T<sub>m</sub> – температура мантии; T<sub>sm</sub> – температура солидуса мантийного вещества; T<sub>γα</sub> – температура перехода графит – алмаз; T<sub>lk</sub> – современная континентальная геотерма (древняя геотерма отмечена нисходящими стрелками); L<sub>pl</sub>, L<sub>px</sub> и L<sub>gr</sub> – области устойчивого существования плагиоклазовых, пироксеновых и гранатовых лерцолитов; T<sub>ss</sub> – температура плавления водонасыщенных осадков; горизонтальная штриховка – область существования щелочно-ультраосновных и щелочно-карбонатитовых расплавов; клеточная штриховка – область существования алмазоносных глубинных расплавов лампроитов, кимберлитов и кальциевых карбонатитов; стрелками показаны Р-Т условия движения тяжелых железистых осадков около 2–1,8 млрд. лет назад и подъема магм в фанерозое; I – область формирования щелочно-ультраосновных интрузий;

II – область формирования карбонатитов, мелилититов и без алмазных кимберлитов III – область формирования алмазоносных кимберлитов и лампроитов

Учитывая отмеченные закономерности и определенные выше распределения температуры под архейскими плитами в период развития процесса затягивания тяжелых осадков в раннепротерозойские зоны субдукции, можно ожидать, что чисто силикатные водонасыщенные осадки должны были плавиться уже на глубинах около 50–70 км, а карбонатные – около 80 км. С течением времени температурные градиенты под архейскими континентами постепенно снижались (см. рис. 8.2), поэтому к настоящему времени в древних зонах субдукции расплавленные силикаты могли сохраняться только на глубинах, превышающих 70– 80 км, а карбонатитовые магмы – глубже 100 км.

Глубже критического уровня пересечения континентальной геотермы с кривой начала плавления осадочного вещества, степень плавления осадков резко возрастала. Поэтому на больших глубинах должна была происходить ликвация образовавшихся расплавов и их дифференциация по плотности. При этом тяжелые железистые и сульфидные фракции уходили вниз и, в конце концов, погружались в глубины конвектирующей мантии, постепенно ассимилируясь ее веществом. Легкие же фракции, состоявшие из отделившихся флюидов, карбонатных и силикатных расплавов, в общей ситуации сжатия, характерной для процесса поддвига плит, не имели возможности подняться вверх и поэтому должны были накапливаться (и консервироваться) в нижних этажах древних континентальных плит (см рис. 3.1 и 8.1), постепенно формируя там очаги щелочно-ультраосновных, карбонатитовых и лампроит-кимберлитовых магм.

Процесс субдукции часто заканчивается столкновением континентов. Такая ситуация была особенно характерной для эпохи карельского диастрофизма около 1.9–1.8 млрд. лет назад, когда из многочисленных осколков древнейшего суперконтинента Моногея (сформировавшегося еще на рубеже архея и протерозоя) вновь возник новый суперконтинент Мегагея (см. рис 6.5). Благодаря этому, в многочисленных действовавших тогда зонах поддвига плит оказались "запечатанными" и образовавшиеся в них расплавы. Благодаря идущим из мантии глубинным тепловым потокам, поддерживающим на стационарном уровне тепловые режимы древних континентальных плит, такие расплавы могли сохраняться в литосферных "ловушках" в течение многих сотен миллионов лет практически не остывая.

При длительной консервации силикатно-карбонатных магм, особенно в условиях их перегрева, характерного для нижних этажей архейских континентальных плит, неизбежно происходила дифференциация магм по плотности. Поэтому и возникавшие в зонах поддвига

плит очаги глубинных расплавов обязательно должны были быть существенно дифференцированными. В верхней части таких магматических очагов концентрировались водногазовые флюиды, под ними располагались наиболее легкие щелочные (сиенитовые) расплавы, несколько ниже – калиево-щелочные алюмосиликатные магмы, а еще ниже – расплавы карбонатитов. Под карбонатитами обычно располагались наиболее плотные магнезиальносиликатные и калиево-магнезиально-силикатные расплавы кимберлитового и лампроитового составов.

Следовательно, в рассматриваемом механизме формирования расплавов глубинных пород, специфика их состава и геохимии существенно зависела от характера и типа затянутых в зоны поддвига плит раннепротерозойских железистых осадков. Однако не меньшую роль в этом отношении играли также отмеченные выше процессы дифференциации и ликвации глубинных расплавов, так и гидродинамические режимы подъема силикатнокарбонатных магм с больших глубин на земную поверхность.

Так, при медленном раскрытии трещин растяжения и, как следствие этого, медленном подъеме глубинных расплавов с установлением в них ламинарных течений, порядок поступления флюидов и магм на поверхность полностью соответствует последовательности их плотностной дифференциации в исходных глубинных очагах.

В таких ситуациях первыми поднимаются пневматолитовые и сильно минерализованные гидротермальные флюиды, вызывающие интенсивную фенитизацию окружающих пород и обильное формирование щелочных (сиенитовых) пегматитов. Следом за перегретыми гидротермальными растворами поднимаются насыщенные летучими наиболее легкие щелочные расплавы агпаитовых и обогащенных содалитом и апатитами сиенитов. Затем внедряются обогащенные альбитом нефелиновые и лейцитовые монцониты. За силикатными расплавами часто внедряются карбонатитовые магмы, обычно в порядке возрастания их плотности. Щелочные (натровые) карбонатиты, сменяются значительно более обильными по объему кальцитовыми карбонатитами (севитами). После них поднимаются магнезиальные (доломитовые) карбонатиты. Процесс заканчивается внедрением наиболее плотных анкеритовых карбонатитов. Естественно, что такие медленные ламинарные течения не могут выносить и никогда не выносят на поверхность ксенолиты плотных пород – фрагментов древней океанической коры и подкоровой литосферы, а также глубинных пород, оторванных от стенок трещины канала, по которому поднимаются магмы.

Обычно описанная последовательность внедрения дифференцированных магматических серий характерны только для расплавов, поднимающихся с промежуточных уровней континентальных литосферных плит от 80 до 120-150 км. Причина этого явления будет рассмотрена ниже. Здесь же отметим, что спокойный режим подъема таких магм на глубине может сменяться взрывными выбросами расплавов в приповерхностных условиях. Происходит это при снижении литостатических давлений, действующих на поднимающиеся расплавы ниже 1–2 кбар. После этого, как известно, происходит "вскипание" водонасыщенных магм с освобождением летучих и флюидов, избыточное давление которых и приводит к разрушению и взрывному выбросу поверхностных пород с образованием эруптивного канала – трубки взрыва, в которую и устремляются поднимающиеся снизу расплавы.

Если вязкость расплавов, возникших вблизи от подошвы литосферы при высоких давлениях, остается очень низкой, а их насыщенность флюидами – высокой, то такие расплавы оказываются способными быстро заполнять собой возникающие трещины. Можно ожидать, что такими свойствами обладают кимберлитовые магмы. В этом случае, после возникновения растягивающих напряжений в континентальной плите, раскрытие трещины в теле литосферы будет происходить особенно стремительно - со скоростью заполнения расширяющейся трещины маловязкими флюидами и жидкими (перегретыми) расплавами. При этом, чем меньше вязкость магм - тем быстрее раскрывается трещина. В этой ситуации, в магматическом канале шириной порядка нескольких метров неизбежно возникнут турбулентные течения эффективно перемешивающие все ранее дифференцированные расплавы. В результате, вместо дифференцированных силикатных и отдельно карбонатитовых расплавов на поверхность поступают смешанные силикатно-карбонатные магмы по своему суммарному составу схожие с силикатно-карбонатными фракциями, возникших при плавлении исходных железистых пелагических осадков раннего протерозоя. Стремительный (со скоростью курьерского поезда) подъем глубинных магм и турбулентная завихренность магматических потоков приводят также к абразии стенок магматических каналов и к отрыву от них кусков коренных пород, выносимых на поверхность в виде "окатанных" (валунообразных) ксенолитов глубинных пород.

Именно таким путем, вероятнее всего, и следует объяснять происхождение загадочных псевдомантийных кимберлитов с их специфическим составом и экзотическими включениями ксенолитов, часть из которых может иметь и мантийное происхождение.

Рассматривая проблемы происхождения лампроитов необходимо отметить многие черты сходства этих пород с кимберлитами, о чем пишет Н.В. Соболев в предисловии к монографии А. Джейкса, Дж. Луиса и К. Смита [1989]. Это сходство флюидного режима формирования магм, близость минеральных парагенезисов ранней стадии кристаллизации

включений и сходство геохимических особенностей высококалиевых флогопитовых кимберлитов с оливиновыми лампроитами и т.д. Несмотря на низкие содержания в лампроитах CO<sub>2</sub>, достоверно установлено, что на ранних стадиях формирования лампроитовых магм, как и у кимберлитов, главным компонентом флюида была углекислота. Судя по парагенезисам включений, температура обоих типов глубинных расплавов не превышала 1200°С. Практически во всех трубках и телах лампроитов установлены хромсодержащие пиропы, полностью аналогичные по составу пиропам из включений в алмазах кимберлитов. Аналогичны кимберлитовым типам и сами алмазы лампроитов, большинство из которых кристаллизовалось в эклогитовом, а часть – в ультраосновном парагенезисе минералов, т.е. в минеральных ассоциациях пород, принципиально отличающихся по химическому составу от самих лампроитов. Кроме того, в лампроитах и кимберлитах наблюдаются близкие и практически перекрывающиеся распределения редкоземельных элементов (рис. 8.3)



Рис. 8.3. Нормализованные по хондриту распределения редкоземельных элементов в лампроитах Западного Кимберли, Австралия, в сравнении с распределением РЗЭ в южноафриканских кимберлитах по работе (Джейкс и др., 1989): 1 – поле 21 лампроита; 2 – поле 7 оливиновых лампроитов; поле кимберлитов оконтурено штриховыми линиями

Добавим к этому, что составы кимберлитов, пересчитанные на безкарбонатный остаток, часто весьма близко отвечают составам лампроитов, за исключением, быть может, несколько меньшего содержания в кимберлитах калия (см. табл. 8.1). Кроме того, в природе существуют и переходные формы, составы которых в равной мере отражают специфику как кимберлитов, так и лампроитов. Например, высококалиевые флогопитовые кимберлиты и оливиновые лампроиты [Соболев и др., 1987].

Главными же отличиями лампроитов от кимберлитов являются малые количества (или полное отсутствие) в них карбонатной фазы и высокие концентрации калия. Кроме того, в лампроитах почти никогда не встречаются крупные ксенолиты глубинных эклогитов или гранатовых перидотитов.

Тем не менее, на вещественный состав лампроитов и кимберлитов, по-видимому, существенное влияние оказывали исходные составы породивших их осадков. Действительно, как видно из сравнения петрографических диаграмм кимберлитов и лампроитов, образовавшихся в различных частях света, помимо общих участков пересечения полей их существования, выделяются и явно несовместимые участки (рис. 8.4). Нам представляется, что эти различия на диаграмме CaO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–(FeO'+MgO) во многом связаны с разным составом погрузившихся на глубину пелагических осадков. Так, осадки, послужившие основой для возникновения лампроитов и кимберлитов в полях 2, 4 и 5 были резко обогащены железом и магнием, но обеднены глиноземом. При этом лампроиты Западной Австралии и кимберлиты Южной Африки (поля 2 и 4), к тому же обеднены кальцием. С другой стороны, помимо железистых кварцитов, осадки сформировавшие поля лампроитов 1 и 3 содержали еще и заметную часть глинозема (т.е. пелитовых осадков), тогда как осадки породившие кимберлиты имели в своем составе заметные количества доломита или сидерита.

Таблица 8.1

окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	35.20	31.10	33.55	41.50	41.36	40.28	46.10	44.80
TiO <sub>2</sub>	2.32	2.03	1.29	3.62	2.73	2.63	1.77	3.91
$Al_2O_3$	4.40	4.90	2.94	3.64	5.17	6.35	4.03	3.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	_	-	4.69	-	_	_	6.44	_
FeO	$9.80^{*}$	$10.50^{*}$	2.97	$8.10^{*}$	$11.52^{*}$	13.60*	4.08	8.75*
MnO	0.11	0.10	0.10	0.13	0.13	0.13	0.14	0.14

MgO	27.90	23.90	25.40	25.00	32.38	30.96	31.31	26.99
CaO	7.60	10.60	9.18	4.99	4.00	2.02	4.92	4.77
Na <sub>2</sub> O	0.32	0.31	0.13	0.46	0.38	0.40	0.18	0.50
K <sub>2</sub> O	0.98	2.10	0.47	4.12	1.15	2.72	0.65	4.47
$P_2O_5$	0.70	0.70	0.29	1.68	0.82	0.91	0.39	1.81
CO <sub>2</sub>	3.30	7.10	8.50	0.45	_	_	_	_
H <sub>2</sub> O	7.40	5.90	9.68	6.36	_	_	-	_
проч.	_	_	0.45	_	_	_	_	_
сумма	100.03	99.24	99.64	100.05	100.04	100.00	100.01	100.05

154

\*- все железо пересчитано на FeO

Табл. 8.1. Составы кимберлитов и лампроитов и сравнение составов их силикатных фракций: 1 – средний кимберлит [Dawson, 1967], 2 – средний слюдистый кимберлит [Dawson, 1967], 3 – средний кимберлит трубки "Мир" [Илунин и др., 1990], 4 – оливиновый лампроит из трубки Эллендэйл Западная Австралия [Джейкс и др., 1989]; 5–8 пересчет анализов 1–4 на бескарбонатный и безводный остаток: 5 – пересчет анализа 1, 6 анализа 2, 7 – анализа 3, 8 – анализа 4.

Учитывая данные по глубине образования алмазов (см. рис. 2.1) и минеральным ассоциациям кимберлитов, можно считать, что кимберлитовые магмы зарождались в нижних частях континентальной литосферы. Скорее всего, существенно обогащенные водноуглекислотными флюидами и некогерентными элементами ультраосновные расплавы кимберлитов возникали благодаря плавлению железистых и железо-карбонатных осадков. Из-за насыщения этих расплавов водой и, особенно, углекислым газом вязкость кимберлитовых магм должна была быть очень низкой. Поэтому при возникновении условий растяжения литосферы и образования трещины, подъем кимберлитовых магм происходит исключительно быстро и сопровождается интенсивной турбулентностью, способствующей выносу к поверхности крупных и тяжелых ксенолитов.

Лампроиты, как и кимберлиты, также формировались в нижних этажах континентальной литосферы в виде магнезиально-калиевых, насыщенных кремнеземом и водой щелочных силикатных расплавов. Но, в отличие от кимберлитов, без заметного смешения этих расплавов с карбонатными фракциями. Поэтому можно предположить, что формирование лампроитовых магматических очагов происходило за счет плавления безкарбонатных осадков, например железокремнистых и глинистых отложений, аналогичных тем, из которых в дальнейшем сформировались и джеспилиты. В этой связи интересно отметить, что в классическом регионе распространения алмазоносных лампроитов – в Западной Австралии столь же широко распространены и джеспилиты, например в формации Хамерсли. В связи с силикатным составом лампроитовых магм их вязкость должна была быть заметно выше вязкости кимберлитовых силикатно-карбонатных расплавов. В частности, с этим связан и более спокойный режим подъема лампроитовых расплавов, сопровождаемый лишь слабой турбулентностью, не способной к выносу на поверхность крупных глубинных ксенолитов.



Рис. 8.4. Поля существования лампроитов и кимберлитов на диаграмме CaO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–(FeO<sub>общ</sub>+MgO) для разных регионов мира: 1 – поле лампроитов Алданского щита, построенное по данным работы (Богатиков и др., 1991); 2 и 3 – поля лампроитов по данным (Джейкс, Луис, Смит, 1989); 4 –поле существования кимберлитов Южной Африки по данным (Доусон, 1983); 5 – поле кимберлитов Сибирской провинции по данным (Илупина и др., 1990)

Описанный механизм формирования кимберлитов и лампроитов позволяет объяснить также всю гамму существования переходных форм между этими породами от классических кимберлитов, через слюдистые кимберлиты к оливиновым и лейцитовым лампроитам. Вместе с тем, следует еще раз подчеркнуть родство карбонатитов с кимберлитами. Так, по данным, приведенным в работе (Доусон, 1983), изотопный состав стронция в кальцитах из кимберлитов и в карбонатитах весьма сходны друг с другом.

Рассмотрим теперь несколько подробнее, что же происходит с океаническими осадками и породами океанической коры, попавшими под континент на большие глубины. Как уже отмечалось, температура затянутых в зоны субдукции тяжелых железистых осадков должна была лишь ненамного превышать геотерму надвигаемой континентальной плиты (см. рис. 8.2). Приблизительно такую же температуру на соответствующих глубинах приобретали и породы океанической коры. Поэтому, уже при пересечении уровни около 70–80 км, отвечающему переходу базальт – эклогит, субдуцируемые базальты, габбро и ультраосновные породы трехчленного разреза океанической коры испытывали полиморфные переходы, превращаясь соответственно в эклогиты и гранатовые перидотиты. Из-за наличия эффекта смазки смежных плит тяжелыми осадками, "проваливавшимися" на глубину, в раннепротерозойских зонах поддвига плит отсутствовал известковощелочной магматизм островодужного или андийского типов. При этом температура пород океанической коры как бы "отслеживала" геотерму надвигаемой континентальной литосферы. Поэтому в таких зонах ни базальты, ни тем более ультраосновные породы и их полиморфные аналоги не плавились, а все их метаморфические преобразования происходили в основном изохимически. Об этом, в частности, убедительно свидетельствуют совпадения составов эклогитов из кимберлитовых диатрем, даек и силлов с базальтами океанического дна и островов (см. рис. 8.5 и 8.6). Исключение составляют лишь некоторые из высокоглиноземистых эклогитов и сравнительно редкие гроспидиты, испытавшие, по-видимому, существенные метасоматические изменения. Однако, не ясно, происходило это при их плавлении или только за счет гидротермальных и диффузионных замещений. Заметим здесь же, что встречающиеся иногда включения коэсита в алмазах, по мнению H.B. Соболева [1983], доказывают сравнительно низкотемпературный характер тех пород, в равновесии с которыми образовались алмазы и эклогиты.



Рис. 8.5 Диаграмма CaO–MgO–FeO<sub>общ</sub>: 1 – поле базальтов срединно-океанических хребтов, построенное по данным (Фролова, Рудник, Кашинцев, 1979) и габбро океанической коры (Кашинцев, 1991); 2 – поле эклогитов Южной Африки по данным (Доусон, 1983); 3 – поле эклогитов Якутии по данным (Илупин, Ваганов, Прокопчук, 1990)

Интересно отметить, что поле эклогитов Якутии, по сравнению с составами основных пород современной океанической коры, заметно обогащены магнием. По-видимому это связано с оставшимся еще после архея перегревом мантии.



Рис. 8.6. Диаграмма CaO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–(FeO<sub>общ</sub>+MgO) океанических базальтов, габбро и кимберлитов (условные обозначения см. рис. 8.5)

Судя по нашим расчетам (см. рис. 4.4) во второй половине раннего протерозоя температура верхней мантии была близка к 1500 °C (против современной температуры около 1320 °C). Именно это обстоятельство и могло привести к некоторому обогащению магнием базальтовых пород раннепротерозойской океанической коры, а, следовательно, и возникших из них эклогитов.

Карбонаты в зоне поддвига плит также испытывали ряд преобразований, приводивших к выделению CO<sub>2</sub> и связыванию одних оснований в силикатных фазах, а других - в карбонатах. Так, теплота образования сидерита из составляющих его окислов равна 22,3 ккал/моль, магнезита – 23 ккал/моль, а кальцита – 42,6 ккал/моль. Отсюда следует, что прямая диссоциация карбонатов могла происходить только в горячих участках зон поддвига плит: сидерита и магнезита на глубинах около 80–100 км, а кальцита – на глубинах превышающих 150 км, т.е. только в областях плавления попавших в зоны субдукции водонасыщенных осадков, (см. рис. 8.2). Если же при диссоциации карбонатов формируются новые минеральные образования, хотя реакция по-прежнему остается эндотермической, то глубина развития процесса в зонах поддвига плит может оказаться заметно меньшей

Са
$$CO_3 + SiO_2 + 21.3$$
 ккал/моль  $\rightarrow CaSiO_3 + CO_2$  (8.1)  
кальцит волластонит  
Mg $CO_3 + SiO_2 + 15,3$  ккал/моль  $\rightarrow MgSiO_3 + CO_2$  (8.2)  
Магнезит энстатит  
2Mg $CO_3 + SiO_2 + 34,2$  ккал/моль  $\rightarrow Mg_2SiO_4 + 2CO_2$  (8.3)  
магнезит форстерит

$$2FeCO_3 + SiO_2 + 35.8 \text{ ккал/моль} \rightarrow Fe_2SiO_4 + 2CO_2$$
(8.4)

фаялит

158

$$CaCO_3 + MgCO_3 + 2SiO_2 + 31,4$$
 ккал/моль  $\rightarrow CaMg[Si_2O_6] + 2CO_2$  (8.5)  
кальцит магнезит диопсид

Освобождающийся по реакциям (8.1)–(8.5) диоксид углерода растворялся в образующихся расплавах и входил в водно-углекислотный флюид. Образующиеся по этим же реакциям минералы переходят в расплавы и затем (уже из расплавов) кристаллизуются, иногда в мономинеральных фазах, достигая при этом размеров мегакристаллов (до 15 см и более).

силерит

Дегидратация осадков в зонах поддвига плит могла происходить по реакциям, описанным Г. Винклером [1969]:

натриевый монтмориллонит → парагонит + альбит +

+ хлорит + H<sub>2</sub>O  $\rightarrow$  силлиманит + альбит + кордиерит + SiO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O (8.6)

Эти реакции сопровождаются освобождением кремнезема и воды, кремнезем связывается с окислами щелочноземельных металлов по реакциям (8.1)–(8.5), а вода, как и углекислый газ, переходит во флюид. Кроме того, благодаря обменным реакциям между силикатами и карбонатами осадочного происхождения, магний преимущественно концентрировался в силикатной фазе (в основном в оливине), а кальций – в карбонатах.

При достижении субсолидусной температуры осадков, вероятно, становятся уже возможными две важные для понимания генезиса кимберлитов реакции: кристаллизация апатита и образование флогопита. Следует ожидать, что в зараженных сероводородом океанических бассейнах раннего протерозоя фосфориты могли составлять заметную часть в отлагавшихся на их дне сапропелевых илах пелагических осадков. После попадания в "горячую" часть зоны поддвига плит рассеянный в осадках фосфорит мобилизуется циркулирующими там термальными водами и кристаллизуется в виде апатита. Генетическая связь апатитов из кимберлитов с осадочными фосфоритами океанов просматривается и по общности их составов. Так, судя по работам [Батурин, 1976; Хомяков, Францессон, 1978], и те и другие относятся к фтор-гидроксильной группе апатитов, содержит повышенные концентрации редкоземельных элементов (около 0.5% и выше), среди которых преобладают легкие лантаноиды и т.д.

При определении генезиса флогопита в кимберлитах и лерцолитовых ксеналитах очень важно выяснить источник и пути поступления в эти породы таких рассеянных в мантии элементов и соединений, как фтор, калий и вода. Содержание этих компонентов во флогопите превышают их концентрации в мантийном веществе соответственно в 300–400, 600–1000 и 50–100 раз. То же относится и к элементам-примесям, особенно рубидию, барию, ли-

тию, стронцию и другим редким элементам. С другой стороны, содержания этих же элементов в пелагических осадках, затягивавшихся в зоны поддвига плит, обычно в десятки и сотни раз превышают их мантийные концентрации (по калию, например, в 200 раз). Отсюда можно сделать вывод, что флогопит и апатит образовывались в кимберлитах метасоматическим путем под влиянием обогащенных калием, фтором и другими рассеянными элементами гидротермальных растворов. Этот вывод согласуется и с заключением Дж. Доусона [1983], что мегакристаллы флогопита действительно формировались в самом кимберлитовом расплаве.

Происхождение флогопита в лерцолитовых ксенолитах, по-видимому, можно объяснить реакциями типа серитизации, развивавшимися еще в условиях гидратации океанической коры. Этот процесс сопровождался перекристаллизацией плагиоклаза и характеризовался за счет деятельности гидротермальных растворов привносом магния (освобождавшегося при серпентинизации ультраосновных пород), калия, фтора и других рассеянных элементов.

Гидратация (серпентинизация) перидотитов и лерцолитов в окрестностях рифтовых зон океанов происходит только за счет проникновения в них океанической воды. Обычно серпентинизация перидотитов сопровождается выделением магнезита, а при недостатке углекислоты - брусита, и повышением содержаний в породах щелочных металлов и некоторых других литофильных элементов, попадающих в них непосредственно из океанической воды. Об этом, например, свидетельствует тот факт, что щелочные, редкоземельные и другие литофильные элементы в перидотитовых и эклогитовых ксенолитах концентрируются главным образом в межзерновых пространствах (например, от 54 до 99% урана ультрамафитов). По данным X. Олсопа [Allsopp et al., 1969], концентрации калия и рубидия в межгранулярном материале эклогитов из трубки Робертс-Виктор в Южной Африке достигают соответственно 1.6% и 48 г/т, т.е. во много раз превышают содержание этих же элементов в минералах эклогитов.

Помимо первичного "загрязнения" пород базальтового и серпентинитового слоев бывшей океанической коры в зоне поддвига плит, особенно на глубине формирования кимберлитовых расплавов, должна была происходить значительная вторичная контаминация этих же пород рассеянными в кимберлитах элементами. Так, В. Ментон и М. Тацумото [Manton, Tatsumoto, 1971] показали, что эклогиты из трубки Робертс-Виктор сильно "загрязнены" ураном, торием, свинцом, рубидием и стронцием, поступавшими в них из кимберлитов. От 38 до 96% свинца по их оценкам поступало в эклогиты из вмещающих пород. Есть основания предполагать, что и флогопит перидотитовых ксенолитов образовался за счет метасоматических изменений гидратированных пород океанической коры во время ее погружения и постепенного прогрева в зонах субдукции. Этот же процесс, благодаря трению плит в зонах субдукции, приводил к интенсивным деформациям пододвигаемой коры и, следовательно, формировал те флюидальные и гнейсовидные структуры течения в ее породах, которые обычно очень характерны для ксенолитов гранатовых перидотитов.

На более глубоких уровнях, где начинается плавление осадков и ликвация расплавов (т.е. в области формирования силикатно-карбонатных фракций кимберлитовых магм), вероятно, становятся уже возможными реакции образования мегакристаллов флогопита по калиевым полевым шпатам

 $K[AlSi_{3}O_{8}] + 3MgCO_{3} + H_{2}O \rightarrow KMg_{3}[AlSi_{3}O_{10}](OH)_{2} + 3CO_{2}$ (8.7) ортоклаз магнезит флогопит

оливинов и пиропов по глинистым минералам и пирофиллиту

5MgCO<sub>3</sub> + Al<sub>2</sub>[Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>](OH)<sub>2</sub> 
$$\rightarrow$$
 Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> + Mg<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>[SiO<sub>4</sub>]<sub>3</sub> + 5CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O (8.8)  
магнезит каолин форстерит пироп

О возможности протекания таких реакций в горячей части зоны поддвига плит говорят размеры мегакристаллов оливинов и гранатов, превышающие иногда 3–7 см и, главное, находки в них включений кимберлитов [Доусон, 1983].

В условиях высоких давлений (40–50 кбар), характерных для нижних частей континентальных плит, распад карбонатов, по-видимому, должен сопровождаться окислением двухвалентного железа с образованием плотных кристаллических структур магнетита и восстановлением CO<sub>2</sub> до окиси углерода, как это видно по реакции (8.1). Однако, большая часть магнетита все-таки должна была формироваться за счет содержавшихся в осадках окислов железа. Суммарное насыщение кимберлитов окислами железа в среднем достигает 10-12%, тогда как в кумулятах содержание магнетита достигает 30-32% [Dawson, Hawthorne, 1973]. Это свидетельствует о том, что большая часть магнетита, вместе с другими окислами железа, погружалась в мантию.

В кимберлитах часто в изобилии встречается монтичеллит. Иногда его концентрация достигает даже 80%, как это наблюдается, например, в трубке Монтичеллитовая, но чаще этот минерал образует оторочки вокруг кристаллов оливина. В этих же оторочках, как правило, встречается магнетит и периклаз. Магнетит формируется вокруг зерен ильменита и перовскита, а перовскит иногда входит в состав распространенных минералов кимберлита.

В составе кимберлитов обращает на себя внимание резко повышенное отношение MgO/CaO≥2. В лампроитах оно еще выше и достигает иногда 3–4, тогда как в родственных

им породах щелочно-ультраосновного ряда это отношение меньше 0,3-0,1, а в карбонатитах колеблется от 0,3 до 0,6. В современных же океанических осадках оно составляет только 0,05-0,12 [Лисицин, 1978]. Частично это несовпадение можно объяснить тем, что в ранне-протерозойских океанах, скорее всего, отлагались не известняки, а доломиты [Гаррелс, Маккензи, 1974; Шопф, 1982; Ронов, 1993], для которых MgO/CaO  $\approx 0,7$ , а также магнезит (в котором MgO ? 46,7 %), освобождавшийся по реакции (5.5).

Тем не менее, в карбонатитах и кимберлитовых карбонатах обычно превалирует Са-СО<sub>3</sub>. Это объясняется тем, что в очагах кимберлитовых и карбонатитовых расплавов происходят обменные реакции, при которых магний переходит в силикаты, а кальций – в карбонаты, например:

$$CaMg[Si_2O_6] + MgCO_3 \rightarrow Mg_2[Si_2O_6] + CaCO_3$$
Диопсид магнезит энстатит кальцит
(8.9)

На еще больших глубинах происходит образование гранатов и корунда с выделением кальцита:

$$\begin{aligned} 3\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8] + 6\text{MgCO}_3 &\rightarrow 2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4] + 3\text{Ca}\text{CO}_3 + 3\text{CO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 & (8.10) \\ \\ \text{анортит} & \text{магнезит} & \text{пироп} & \text{кальцит} & \text{корунд} \\ 3\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8] + 6\text{FeCO}_3 &\rightarrow 2\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4] + 3\text{Ca}\text{CO}_3 + 3\text{CO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 & (8.11) \\ \\ \text{анортит} & \text{сидерит} & \text{альмандин} & \text{кальцит} & \text{корунд} \end{aligned}$$

Помимо обменных реакций (8.9)–(8.11), при еще больших температурах и давлениях, возможно, происходит и распад карбонатов с выделением свободной углекислоты, образованием монтичеллита, перовскита и магнетита (с окисью углерода)

Са
$$Co_3 + Mg_2SiO_4 + 29$$
 ккал/моль  $\rightarrow CaMgSiO_4 + MgO + CO_2$ (8.12)Кальцит форстерит монтичеллит периклазСа $CO_3 + MgSiO_3 + 23,8$  ккал/моль  $\rightarrow CaMgSiO_4 + CO_2$ (8.13)кальцит энстатит монтичеллит

$$3CaCO_3 + 3FeTiO_3 + 78,1$$
 ккал/моль  $\rightarrow 3CaTiO_3 + Fe_3O_4 + 2CO_2 + CO$  (8.14)  
кальцит ильменит перовскит магнетит

В рамках описываемой здесь модели с единых позиций удалось объяснить большинство специфических черт, а иногда и тонкие детали состава алмазоносных и родственных им пород, включая сами алмазы и минеральные включения в них. Так, по этой модели **кимберлиты и лампроиты действительно являются глубинными породами, но возникли они из пелагических осадков.** Отсюда следует вывод, что углерод, фосфор, азот, большинство литофильных элементов (Li, B, F, Cl, K, Ti, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Ta, Pb, Th, U), вода и другие флюиды в алмазоносных породах не мантийного, а первично-осадочного, т.е. чисто экзогенного происхождения. Об этом же свидетельствуют высокие концентрации и спектры редкоземельных элементов, отношения калий/натрий, торий/уран, изотопы водорода, кислорода, серы и стронция в кимберлитах, а также газово-жидкие включения в алмазах  $H_2O$ ,  $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO_2$ , CO,  $N_2$ , Ar,  $C_2H_4$  и даже этиловый спирт  $C_2H_5OH$  (Melton, Giardini, 1974, 1975). О том же говорят и сдвиги изотопных отношений углерода в кристаллах алмазов, явно несущие на себе биогенные метки. По существующей традиции кимберлиты и родственные им породы обычно относят к чисто мантийным образованиям. Но из всего сказанного следует, что кимберлиты вовсе не чисто мантийные, а только псевдомантийные ные породы, в образовании которых существенную роль играли экзогенные факторы.

Об этом же говорит петрология ксенолитов и геохимия составляющих их минералов. Так, приведенный Дж. Доусоном [1983] анализ зональности гранатов и клинопироксенов из кианитовых эклогитов и гроспидитов трубки Робертс-Виктор в Южной Африке показывает, что по составу наружных зон этих минералов исходный эклогит, ранее находился в состоянии равновесия при умеренных давлениях, но потом опустился в область высоких давлений, попал в кимберлит и только затем вновь был вынесен на поверхность. Есть также данные об образовании гранатовых гарцбургитов из первоначально шпинелевых перидотитов [Доусон, 1983], что тоже говорит о предварительных опусканиях ультраосновных пород на большие глубины, происходивших, как это и следует из теории, задолго перед подъемом пород к поверхности.

Кроме кимберлитов аналогичными геохимическими особенностями отличаются и многие менее глубинные, но также явно магматические щелочно-ультраосновные породы, например, карбонатитовые интрузии Ковдора и Африканды, а также Хибинские месторождения апатит-нефелиновых руд на Кольском полуострове. Так, в минералах хибинских сиенитов и апатитов (в нефелине, эвдиалите и полевых шпатах) обнаружены углеводородные газы. Встречаются и высокомолекулярные углеводороды (до C<sub>20</sub>): битумоиды парафинового ряда, нафтеновые и ароматические углеводороды, производные сложных эфиров, насыщенных стероидов и карбоновых кислот. Фактически в составе битумоидов этих щелочных пород установлены соединения всех классов, характерных для битумоидов осадочных пород: масла, бензольные и спиртобензольные смолы, асфальтены и др.

Возраст формирования кимберлитов, судя по стронциевым и свинцово-изотопным отношениям в омфацитах и включениях в алмазы, также оказывается раннедокембрийским и близким к 2–2,5 млрд. лет (Доусон, 1983), как это и следует из рассмотренной здесь модели образования этих экзотических пород. В последнее время, правда, появились сообщения,

что по самарий-неодимовым и рений осмиевым отношениям в алмазных включениях были определены более древние значения возрастов самих алмазов, вплоть до 3–3,4 млрд. лет. Однако при ближайшем рассмотрении методики определения этих возрастов оказалось, что в них использовались только параметры модели хондритового однородного резервуара CHUR. Для мантийных пород такой метод, по-видимому, вполне подходит. По традиционной интерпретации алмазы также считаются мантийными образованьями, но, как показано выше, алмазы образовались из вещества пелагических осадков раннепротерозойских океанов. Следовательно, в уравнения геохрон надо подставлять не значение отношений ( $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd)<sub>сник</sub> из модели CHUR, а значения отношений этих изотопов в коровых породах ( $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd)<sub>кор</sub> или лучше в океанических осадках:

$$\left(\frac{{}^{143} \text{Nd}}{{}^{144} \text{Nd}}\right)_{a_{\text{ЛM}}} = \left(\frac{{}^{143} \text{Nd}}{{}^{144} \text{Nd}}\right)_{\text{кор}}^{0} - \left(\frac{{}^{147} \text{Sm}}{{}^{144} \text{Nd}}\right)_{\text{кор}}^{0} \cdot \left(e^{\lambda \cdot t} - 1\right),$$
(8.15)

где  $\lambda = 6,54 \cdot 10^{-12}$  лет<sup>-1</sup> – константа распада самария <sup>147</sup>Sm; верхний индекс "0" означает, что берутся современные значения изотопных отношений. Если теперь в уравнение (8.15) подставить, например, средние коровые значения (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sup>0</sup><sub>кор</sub> = 0,5115 (вместо 0,512638 по модели CHUR) и (<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd)<sup>0</sup><sub>кор</sub> = 0,2–0,22 (вместо 0,1967 по модели CHUR), то получаем раннепротерозойские возрасты алмазов около 2 млрд. лет, как и следует из теории (вместо неточных определений их возраста от 3 до 3,4 млрд. лет). То же относится и ко всем другим методам определения возраста алмазов – при их расчете необходимо учитывать параметры древних осадков, а вовсе не пород мантии.

Неплохо соответствуют рассмотренной модели образования кимберлитов изотопные сдвиги кислорода и отношения водород/дейтерий в гидросиликатах этих пород. Более того, судя по данным, приведенным в работе Дж. Доусона (1983), начальные изотопные отношения  $^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr в минералах кимберлитов и родственных им пород нижними значениями от 0,703 до 0,705 (для бесфлогопитовых образцов) полностью лежат в поле таких же отношений раннепротерозойских осадков (см. рис. 5.6). Максимальные значения обычно наблюдаются во флогопит содержащих, т.е. щелочных кимберлитах с повышенным содержанием в них рубидия. При этом для эклогитов эти отношения лежат в пределах 0,701–0,703, что для мантийных пород также отвечает возрасту раннего протерозоя. При этом повышенные значения  $^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr в некоторых образцах эклогитов можно объяснить щелочной контаминацией базальтов, вероятно, происходившей еще на стадии гидратации исходной океанической коры хлоридными водами раннепротерозойского океана.

Как уже отмечалось, свидетельства первично-приповерхностного происхождения несут в себе и встречающиеся в кимберлитах ксенолиты эклогитов: несмотря на явно глубинные ассоциации минералов, их валовый состав неплохо соответствует океаническим толеитовым базальтам и габбро океанической коры (см. рис. 8.5 и 8.6), выплавляемым лишь на небольших глубинах (до 35 км) под рифтовыми зонами океанов. Все это, по нашему мнению, убедительно свидетельствует о сравнительно приповерхностном уровне формирования всего комплекса рассматриваемых пород в раннем протерозое, последующего их погружения на большие глубины и нового стремительного подъема к поверхности (со скоростями около 30–50 м/с) в последующие геологические эпохи.

## Глава 9 Происхождение алмазов.

Проблемы происхождения алмазов дискутируются уже более века подряд. Основные точки зрения такой дискуссии приведены, например в монографиях Дж. Доусона (1983) и коллективной монографии В.К. Гаранина и др., (1991). Следуя этим монографиям, отметим: большинство современных гипотез образования алмазов исходят из предположения, что алмаз – минерал верхней мантии и образуется при высоких давлениях и температурах. Среди таких подходов в конце 70-х годов прошлого века наиболее популярной была гипотеза, исходящая из того, что алмазы являются продуктами дезинтеграции мантийных пород (Соболев, 1974; Robinson, 1978; Boyd, Finnerty, 1980). Эта гипотеза дожила до конца 80-х годов (Джейкс и др., 1989) и даже остается наиболее популярной в настоящее время (Перчук и др., 1995; Квасница и др., 1999). В качестве подтверждения гипотезы обращалось внимание на то, что составы включений в алмазы обычно аналогичны одноименным минералам из глубинных ксенолитов эклогитов и перидотитов. Согласно этой точки зрения, алмазы являются ксенокристаллами мантийного происхождения, а кимберлитовая магма является только транспортером, доставляющим алмазы и ксенолиты с глубин верхней мантии на дневную поверхность.

С точки зрения А.А. Маракушева (1985), алмазы также кристаллизуются в верхней мантии из насыщенных углеводородными флюидами ультраосновных и основных магм, а кимберлитовые магмы затем замещают глубинные порода и наследуют существовавшие в них алмазы. По С.К. Симакову (1987) начальный алмазоносный расплав возник около 3.5 млрд. лет назад в жидких расплавах железа на глубинах более 200 км. Появление жидкого железа связывается с разогревом Земли благодаря распаду радиоактивных элементов. Не останавливаясь на критическом разборе этих и многочисленных других гипотез такого рода, их критическое рассмотрение дано в работе (Гаранин и др., 1991), перейдем сразу к описанию нашей модели.

В рассматриваемой нами модели алмазы образуются путем восстановления углерода по реакциям взаимодействия окиси углерода и углекислого газа с метаном или другими углеводородами органического и абиогенного происхождения, затянутыми по зонам субдукции вместе с осадками на большие глубины. В глубинных и придонных водах раннепротерозойских океанов, скорее всего, господствовали существенно восстановительные условия. Следовательно, океанские осадки того времени должны были содержать повышенные концентрации органического вещества. Попадая в зоны поддвига плит органическое вещество подвергалось там термолизу, гидролизу и ускоренно проходило все стадии преобразования в углеводороды, нитраты и соединения аммония. Часть из этих подвижных соединений вместе с поровыми водами, безусловно, выжимается из зон поддвига плит еще на самых верхних ее горизонтах. Но какая-то их часть вместе с осадками, продолжает путь в глубины мантии.

В современных зонах субдукции, где водонасыщенные силикатные расплавы легко выводятся из зон трения плит, температура магмаобразования в них быстро поднимается до уровня плавления "почти сухих" и даже сухих базальтов. Поэтому углеводороды по таким зонам не могут проникать глубоко в мантию, поскольку, еще за долго до этого они должны практически полностью диссоциировать с образованием рассеянного графита.

Совершенно иная картина, как мы видели, должна была складываться в раннепротерозойских зонах поддвига плит, заполняемых тяжелыми осадками. В их верхних частях температура никогда не превышала температуру частичного плавления водонасыщенных осадков, и лишь в низах континентальной литосферы она могла подниматься до 1000–1200°С и выше (см. рис. 23). Ни в позднем протерозое, ни в фанерозое больше таких условий ("холодных" зон субдукции) не возникало – все зоны поддвига этих эпох были "горячими".

Известно [Каррер, 1962], что устойчивость всех без исключения углеводородов существенно уменьшается с повышением температуры и давления. Происходит это за счет разрыва углеродных связей в длинных цепях сложных углеводородных молекул. В результате такого крекинг - процесса в системе постепенно уменьшается содержание углеводородов сложного состава и возрастает концентрация простых углеводородов. Наибольшей устойчивостью обладает метан, выдерживающий нагревы (при обычных давлениях) до 1200°С. Поэтому при достаточно длительной реакции в условиях высоких температур и давлений, в конце концов, все органическое вещество превращается в метан, водород и свободный углерод. Однако температурное разрушение углеводородов - эндотермический процесс и не может привести к образованию кристаллических фаз углерода. Освобождающийся углерод остается распыленным.

Для образования же кристаллических форм углерода необходимо, чтобы он освобождался благодаря экзотермической реакции, приводящей к снижению внутренней энергии системы. Таким условиям удовлетворяют реакции соединения углеводородов с окисью углерода и углекислым газом, протекающие с выделением энергии, например (Симаков, 1985; Сорохтин, 1985):

$$CH_4 + CO_2 \rightarrow 2C + 2H_2O + 24,6$$
 ккал/моль, (9.1)

$$CH_4 + 2CO \rightarrow 3C + 2H_2O + 65,9$$
 ккал/моль. (9.2)

В общем случае, образование алмазов можно объяснить реакциями взаимодействия углеводородов широкого спектра с оксидами углерода (Сорохтин, 1981; 1985)

$$4C_{n}H_{2n\pm k} + (2n\pm k)CO_{2} \rightarrow (6n\pm k)C + 2(2n\pm k)H_{2}O$$
(9.3)

$$2C_{n}H_{2n\pm k} + (2n\pm k)CO \rightarrow (4n\pm k)C + (2n\pm k)H_{2}O$$
(9.4)

167

Углекислый газ должен освобождаться за счет термической диссоциации карбонатов в горячих частях зоны поддвига плит по эндотермическим реакциям типа (8.1)–(8.5). Окись же углерода, возможно, может генерироваться и по экзотермической реакции при окислении, например, вюстита до стехиометрии магнетита

$$3FeO + CO_2 \rightarrow Fe_3O_4 + CO + 8,8 ккал/моль$$
 (9.5)  
вюстит магнетит

Помимо углеводородов чисто органического происхождения в образовании алмазов может принимать участие и абиогенный метан, генерирующийся, например, по реакциям (5.7), (6.1) и (6.6), а также водород, освобождающийся по реакции (5.6). В последнем случае реакцию образования алмаза можно записать в форме

$$2H_2 + CO_2 \rightarrow C + 2H_2O + 42,6$$
 ккал/моль. (9.6)

Реакции типа(9.1)–(9.4) и (9.6) протекают с выделением энергии, и поэтому могут приводить к кристаллизации углерода (при умеренных давлениях – графита, а при высоких – алмаза).

В качестве иллюстрации, легко рассчитать по энтальпии образования химических соединений [Наумов и др., 1971], что в нормальных РТ условиях по первой реакции (9.1) соединения метана с углекислым газом выделяется 24.6 ккал/моль энергии, а по второй реакции (9.2) соединения CH<sub>4</sub> с CO заметно больше– 65.9 ккал/моль. При больших давлениях и температурах это отношение может оказаться несколько иным, но всегда энтальпия образования  $\Delta H_t^0$ продуктов реакции по первой схеме будет ниже, чем по второй (напомним, что  $\Delta H_t^0 < 0$ ). Отсюда следует, что из газовой смеси CO + CO<sub>2</sub> в реакцию кристаллизации углерода, прежде всего, будет поступать CO и лишь затем CO<sub>2</sub>.

Учитывая частые включения в алмазах сульфидов, особенно пирротина, иногда в качестве причины образования алмазов приводятся следующие реакции освобождения углерода: по П. Марксу (Marx, 1965)

$$2\text{FeS} + \text{CO}_2 \rightarrow 2\text{FeO} + \text{S}_2 + \text{C}, \qquad (9.7)$$

и, по С. Хаггерти (Haggerty, 1986)

$$2FeS + CH_4 \rightarrow 2H_2S + 2Fe + C \tag{9.8}$$

Кроме того, подчеркивая важную роль азота в процессе алмазообразования, С.К. Симаков (1983) приводит и такую реакцию

$$3CH_4 + 2N_2 \rightarrow 3C + 4NH_3 \tag{9.9}$$

Но все эти три реакции (9.7)–(9.9) – эндотермические и, следовательно, не могут привести к кристаллизации алмазов (в лучшем случае, они приводят только к атомарному распылению уг-

лерода). К тому же, при высоких температурах продукт реакции (9.9) – аммиак неустойчив и распадается азот и водород.

Помимо углеводородов чисто органического происхождения в кимберлитах, эклогитах и гранатовых перидотитах, сформировавшихся из пород океанской коры, могут присутствовать простейшие углеводороды и, особенно, метан образовывающийся за счет термической диссоциации воды на железе и восстановления находящихся в системе СО и СО<sub>2</sub> до метана.

Диссоциация воды на железе – типично эндотермическая реакция и в зонах поддвига плит раннего протерозоя могла развиваться по реакции

$$4H_2O + 3Fe + 5,9$$
 ккал/моль  $\rightarrow Fe_3O_4 + 4H_2$ , (9.10)

тогда как диссоциация воды благодаря окислению двухвалентного (силикатного) железа до стехиометрии магнетита, наоборот, экзотермическая реакция

$$H_2O + 3FeO \rightarrow Fe_3O_4 + H_2 + 8,16$$
 ккал/моль. (9.11)

Отсюда следует, что свободный водород в очагах алмазоносных кимберлитовых расплавов, скорее всего, образуется именно по реакциям типа (9.11), а также при окислении силикатного железа до магнетита. Напомним, что магнетит является шпинелевой фазой окислов железа и, следовательно, наиболее устойчив в условиях повышенных давлений. Не исключено поэтому, что часть реакционных каемок магнетита вокруг кристаллов оливина и других железистых силикатов образовалось именно таким путем.

Синтез метана происходит по экзотермическим реакциям путем простого соединения СО и СО<sub>2</sub> с водородом или водой [Сабатье, 1932]. В присутствии катализаторов, например, никеля, карбоната никеля или самородного железа реакции эти значительно ускоряются и начинают протекать уже начиная с 250-400 °C (правда, при нормальных давлениях). Все эти реакции сопровождаются выделением тепла, поэтому есть основания ожидать, что при более высоких РТ условиях, характерных для зон поддвига плит, они могли протекать и без катализатора

При сравнительно низких температурах фации метаморфизма зеленых сланцев (до 400-500°С) абиогенный синтез метана может происходить по реакции серпентинизации железосодержащих оливинов в присутствии углекислого газа

4Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> +12Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> +18H<sub>2</sub>O +CO<sub>2</sub> →4Mg<sub>6</sub>[Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>](OH)<sub>8</sub> +4Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> +CH<sub>4</sub>+144 ккал/моль(9.13) При высоких температурах (более 660-700°С) эта реакция, по-видимому, протекает как побочная при формировании метасоматических мегакристаллов пироксенов

$$4Fe_2SiO_4 + 4Mg_2SiO_4 + 2H_2O + CO_2 \rightarrow 8MgSiO_3 + 4Fe_2O_3 + CH_4 + 43,3$$
 ккал/моль. (9.14)

Кроме того, абиогенный метан генерируется и при прямом окислении самородного железа в присутствии углекислого газа:

$$4Fe + 2H_2O + CO_2 \rightarrow 4FeO + CH_4 + 41,8$$
 ккал/моль. (9.15)

Важно обратить внимание, что благодаря фракционированию изотопов углерода между  $CH_4$  и  $CO_2$  по реакции (6.7), в абиогенном метане, как и в метане органического происхождения, всегда преимущественно концентрируется легкий изотоп углерода <sup>12</sup>С. Иллюстрацией к сказанному может служить рис. 6.3, показывающий, что эпохам максимального накопления железорудных формаций докембрия соответствуют минимальные значения  $\delta^{13}C_{opr}$ , унаследованные органическим веществом от исходного абиогенного метана.

В восстановительных условиях осадконакопления раннепротерозойских океанов разложение азотистых соединений должно было сопровождаться образованием аммиака и его соединений. Например, в современных илах Черного моря, застойные воды которого, как известно, в настоящее время испытывают сероводородное заражение, содержатся повышенные концентрации азота в форме NH<sub>3</sub>. Как уже отмечалось выше, аммиак не очень устойчивое соединение ( $\Delta H_t^0 = -11$  ккал/моль), поэтому, попадая вместе с пелагическими осадками в горячие условия зон поддвига плит, аммиак уже при умеренных температурах разлагается на азот и водород. После этого азот и водород поступают во флюид. В дальнейшем часть азота сорбируется растущими кристаллами алмаза и входит в его кристаллическую решетку, но большая часть, вероятно, сохраняется во флюиде.

Отмеченные здесь и некоторые другие обменные реакции между углеродом и водородсодержащими соединениями должны приводить к формированию сложного состава флюидной фазы кимберлитов. Особо интересны в этом отношении газово-жидкие включения в алмазах, сохранивших в запечатанном состоянии составы тех флюидов, из которых они в свое время кристаллизовались. Проведенные К. Мелтоном и Р. Гиардини [Melton, Giardini,1974; 1975; Melton et al., 1972] исследования составов этих включений показали, что в них содержится от 10 до 60% H<sub>2</sub>O; от 2 до 50% H<sub>2</sub>; от 1 до 12% CH<sub>4</sub>; от 2 до 20% CO<sub>2</sub>; от 0 до 45% CO; от 2 до 38% N<sub>2</sub>; около 0.5-1.2% Ar. Кроме того, оказалось, что в этих включениях встречается этилен C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> (около 0.5%) и этиловый спирт C<sub>2</sub>H<sub>5</sub>OH (от 0.05 до 3%). Свободный кислород в таких включениях нигде не обнаружен, что еще раз подтверждает резко восстановительные условия образования алмазов. Весь этот специфический набор газов, по нашему мнению, практически однозначно свидетельствует об экзогенном (не ювенильном) происхождении флюидной фазы, из которой кристаллизовались алмазы в кимберлитах. Таким образом, необходимые для образования алмазов углеводороды могли поступать в кимберлиты как за счет термолиза органических веществ, затянутых вместе с карбонатными осадками в зоны поддвига плит, так и благодаря восстановлению углекислого газа при окислении железа и железосодержащих силикатов. Но при всех вариантах, и это важно особо подчеркнуть, весь углерод в алмазах только экзогенного происхождения [Сорохтин, 1981; 1985].

Для многих алмазов характерны заметные (до 0.25%) примеси азота, входящего непосредственно в кристаллическую решетку этого минерала [Доусон, 1983; Орлов, 1984]. С точки зрения рассматриваемой теории теперь становится понятным источник азота. Как и углерод, этот элемент попадает в алмазы из флюидной фазы кимберлитовых и лампроитовых магм, в свое время образовавшихся за счет плавления пелагических осадков, затянутых на большие глубины под древние континенты.

Помимо газово-жидких включений, в кристаллах алмазов часто встречаются и твердые включения глубинных минеральных ассоциаций, среди которых доминируют сульфиды, но встречаются оливин, серпентин, флогопит, омфацит, пироп, альмандин, магнетит, вюстит, самородное железо, хромит и некоторые другие минералы. Практически все твердые включения в алмазах представляют собой минеральные фазы высокого давления эклогитового или перидотитового парагенезиса. Но по нашей модели поступление всех твердых включений в алмазы происходило, в основном, из океанической корой, а не из ювенильной мантией.

Определенный интерес, по нашему мнению, представляет происхождение включений в алмазы самородного железа и вюстита. Как было показано выше (см. гл. 4), в мантии раннего протерозоя концентрация самородного железа достигала 5–4% (см. рис.4.32). Поэтому в основных и ультраосновных породах океанической коры раннего протерозоя оно должно было содержаться заметное количество. В настоящее время теллурическое железо в докембрийских породах встречается достаточно редко из-за его неустойчивости к окислительным процессам, развивающимся в условиях земной коры. Но, тем не менее, в некоторых случаях его остатки все-таки сохранились в виде вкрапленников и даже отдельных глыб в основных и ультраосновных породах раннего протерозоя. Например, в базальтах острова Диско на западном побережье Гренландии, а также в некоторых районах Карелии (Бетехтин, 1950; Лазаренко, 1971). Это позволяет нам предполагать, что и в породах океанической коры, затянутых в раннем протерозое под архейские континенты, также присутствовало самородное железо. Оно то затем и могло попадать в алмазные включения. Что касается вюстита, то он, скорее всего, возникал в горячих частях зон поддвига плит за счет окисления металлического железа благодаря диссоциации на нем воды.

Судя по экспериментальным данным синтеза искусственных алмазов, главными факторами, контролирующими форму и качество их кристаллов, являются температура и давление среды, в которой происходит рост этих кристаллов (Трофимов, 1980). Так, по данным А. Гиардини и Дж. Тайдингс (Giardini, Tydings, 1962), при минимальных температурах и давлениях обычно образуются непрозрачные кубические кристаллы с большим количеством примесей и случайных включений. При высоких давлениях и температурах, т.е. вблизи подошвы континентальной литосферы по нашей модели, образуются прозрачные и лишенные включений кристаллы октаэдрической формы.

Рассматривая образование алмазов по описанной выше схеме, приходится удивляться не столько возможностью их образования за счет экзогенного углерода, сколько тому, что этот исключительно редкий акцессорный минерал в условиях избытка исходных углеродсодержащих соединений ( $CO_2$  и  $CH_4$ ) не становится породообразующим минералом. Объяснение этому можно дать двоякое. Во-первых, в перегретом и, по-видимому, исключительно жидком кимберлитовом расплаве алмаз, как более тяжелая фракция (с плотностью около 4 г/см<sup>3</sup>), должен был тонуть в очаге кимберлитовой магмы, попадать на подлитосферные уровни и разноситься оттуда конвективными течениями по всей мантии. Во-вторых, не исключено, что алмаз кристаллизуется в основном по реакции (9.2), а количество окиси углерода в системе ограничено. Этим же, вероятно, можно объяснить и чрезвычайную медленность процесса образования алмазов, успевших за время жизни очагов кимберлитовых магм (т.е. за 1-2 млрд. лет) сформироваться лишь в небольшие кристаллы и кристаллики этого, все еще во многом таинственного минерала.

Таким образом, рассмотренная теория кимберлито и алмазообразования позволила ответить и на все из поставленных в главе 2 вопросов Дж. Доусона. Так, на первый из сформулированных им вопрос сейчас можно ответить достаточно уверенно: углерод, фосфор, азот и большинство других литофильных элементов в кимберлитах, как и сами кимберлиты, имеют экзогенное происхождение. Второй, отмеченный Дж. Доусоном парадокс о превалировании в карбонатной фазе кимберлитов кальцита также находит подтверждение в предлагаемой теории. Дело в том, что содержание кальцита в исходных осадках было более высоким, тогда как магнезитовая составляющая в присутствии кремнезема и глинозема расходовалась на образование метасоматических оливинов, пироксенов и гранатов (пиропа и альмандина), например, по реакциям (8.9)–(8.11). На вопрос, почему одни кимберлиты содержат алмазы, а другие нет можно предположить, что здесь играли роль и глубина формирования очагов кимберлитовых расплавов и процессы отсадки кристаллов алмаза в первичных магматических очагах, и наконец, скорости подъема кимберлитовых магм (при медленных скоростях алмазы успевают раствориться во 7флюиде  $H_2O+CO_2$  или переходят в графит). На четвертый вопрос можно ответить вполне определенно – алмазы являются не ксенокристаллами, а типичными фенокристаллами. Ответ на следующий вопрос: кимберлиты и родственные им породы встречаются только на континентальной коре архейского возраста, поскольку образование породивших их расплавов происходило в раннем протерозое, когда мощность архейских континентальных плит увеличилась до 200–250 км. На шестой вопрос ответ столь же прост, как и на первый – вода была затянута на глубины формирования кимберлитовых расплавов вместе с пелагическими осадками раннепротерозойских океанов. Далее, изотопные смещения углерода в алмазах определяются пропорциями смешения органического и карбонатного углерода при кристаллизации самих алмазов в очагах кимберлитовых или лампроитовых расплавов. Ответ на вопрос о механизме тектонических движений, деформирующих породы глубинных включений в кимберлитах, также прост – это процесс поддвига литосферных плит и трение жестких плит друг о друга. Наконец, на последний, 9-й из поставленных Дж. Доусоном вопросов, о природе энергии, приводящей к расплавлению кимберлитовых магм ответ тоже прост – это геотермическое тепло, поступающее из глубин мантии в магматические очаги легкоплавких кимберлитовых составов. Причинно-следственные же связи, действующие в процессе кимберлитообразования, были подробно рассмотрены в главе 8.

## Глава 10. Изотопная геохимия алмазов и кимберлитов.

Из рассмотренной модели образования алмазов следует, что в кимберлиты весь углерод поступал только из океанической коры и осадков. В эклогиты большая часть углерода также могла попадать с осадками, заполнявшими в свое время межподушечное пространство в древних лавовых потоках подводных излияний базальтов. Но часть углерода в эклогитах наследовалась от карбонатов, возникших при гидратации исходных базальтов, например, по реакциям типа (5.4). В противоположность этому, в гранатовые перидотиты, являюциеся остатками третьего слоя океанической коры (см. рис. 5.2), весь углерод мог попадать только в процессе гидратации мантийных пород океанскими водами, насыщенными углекислым газом. При этом образование карбонатов происходило чисто хемогенным путем по реакции серпентинизации:

$$4Mg_2SiO_4 + 4H_2O + 2CO_2 \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2MgCO_3$$
 (10.1)  
форстерит серпентин магнезит

В присутствии плагиоклазов и пироксенов эта реакция должна была сопровождаться возникновением пирофиллита и кальцита

CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> + 6MgSiO<sub>3</sub>+ 5H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub>  $\rightarrow$  Al<sub>2</sub>[Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>](OH)<sub>2</sub> + Mg<sub>6</sub>[Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>](OH)<sub>8</sub> + CaCO<sub>3</sub> (10.2) Анортит энстатит пирофиллит серпентин кальцит При повышенных температурах в зонах поддвига плит гидросиликаты вновь дегидратировались, а часть карбонатов диссоциировала по реакциям (8.1)–(8.5).

Разные источники углерода в алмазах, безусловно, должны были приводить к возникновению в них широких вариаций изотопных составов углерода. По данным Э.М. Галимова [1984] вариации  $\delta^{13}$ С в алмазах меняются в широких пределах от +2.7 до –34 ‰, однако абсолютное большинство алмазов кимберлитовых трубок по вариациям  $\delta^{13}$ С попадает в интервал между –8 и –3 ‰ и не выходит, как правило, за пределы –10 и –2 ‰ [Соболев и др., 1979]. В работе [Millendge et al., 1983] отмечается, что в большинстве случаев такие вариации меняются от –5 до –9‰ с предельными значениями от –0.5 до –31.9 ‰. О.Д. Захарченко и Э.М. Галимов обращают внимание на то, что в некоторых кимберлитовых трубках встречаются алмазы с аномально высокой долей легких изотопов углерода, причем таких алмазов с –10 ‰ >  $\delta^{13}$ C > –22 ‰ около 37 %. В работе [Грицик, Дьякова, 1984] отмечается, что иногда на кривой распределения изотопов выделяются два максимума: один из которых соответствует нормальным алмазам с  $\delta^{13}$ С ≈ –6.8 ‰, а второй - легким алмазам с  $\delta^{13}$ С ≈ –20.9 ‰ (рис.10.1 и 10.2).



Рис. 10.1. Распределения изотопного состава углерода для разных типов их источников (Галимов, 1984): 1 – кимберлитовые трубки; 2 – россыпи; 3 – ударные кратеры; 4 – метаморфические породы



Рис. 10.2. Гистограмма распределения изотопного состава углерода δ<sup>13</sup>С в алмазах и карбонадо (Илупин и др., 1990). Алмазы: 1 – из кимберлитов Сибири, Африки, Северной Америки; 2 – из метеоритов; 3–8 – россыпные (3 – Урала, 4 – Тимана, 5 – Саян, 6 – Эбеляха, 7 – Африки, Америки, Австралии, 8 – Украины); 9 – бразильские карбонадо; 10 – космогенные алмазы; п – число замеров

Эксперименты по реагированию углекислоты со щелочными силикатными расплавами при 1200–1400 °С и давлениях от 5 до 30 кбар показывают, что при давлении около 20 кбар возникают два несмешивающихся расплава – силикатный и карбонатный. При этом фракционирование изотопов углерода не превышало 2,4‰ [Mattey et al., 1990]. В алмазах же наблюдаемые смещения изотопов углерода приблизительно на порядок бо́льшие и это свидетельствует о действии какого-то иного и более эффективного механизма фракционирования углерода в процессе кристаллизации алмазов. С точки зрения рассматриваемой модели, приведенные изотопные вариации углерода объясняются относительно просто тем, что весь углерод в природных алмазах экзогенного происхождения. При этом заметное его обогащение легким изотопом  $C^{12}$  происходит за счет вовлечения в реакции алмазообразования органического углерода  $C_{opr}$  и углерода абиогенного метана, испытавшего фракционирование по реакции (6.7).

Сама идея об участии С<sub>орг</sub> в образовании алмазов не является новой. В разное время ее высказывали В.В. Ковальский и др. [1969, 1972], Е.В. Францессон, Ф.В. Каминский [1974], В.С. и Н.В. Соболевы [1980], Ф.В. Каминский [1981] и другие авторы, а для графитов Св.А. Сидоренко и А.В. Сидоренко [1975], Ф.П. Чухров [1983] и многие другие. Но только после последовательного применения теории тектоники литосферных плит к проблеме происхождения алмазов, такое предположение удалось количественно обосновать [Сорохтин, 1981; 1985; 1987; Eldridge et al., 1991; Сорохтин и др., 1996].

Из приведенных выше реакций (9.1)–(9.4) образования алмазов (и графитов) следует, что их изотопный состав должен существенно зависеть от составов участвующих в реакциях соединений углерода. Так, при образовании алмазов по реакциям (9.1) и (9.2) из абиогенного метана  $C_{mem}$  и карбонатного углерода  $C_{\kappa ap \delta}$  (в форме CO<sub>2</sub> или CO), изотопные сдвиги в алмазах определятся сравнительно простыми выражениями

$$\delta^{13}C_{aum} = \frac{\delta^{13}C_{mem} + \delta^{13}C_{\kappa ap\delta}}{2}$$
(10.3)

$$\delta^{13}C_{anm} = \frac{\delta^{13}C_{mem} + 2\cdot\delta^{13}C_{\kappa ap\delta}}{3}$$
(10.4)

Если же в кристаллизации алмаза по уравнениям (9.3) и (9.4) участвует углерод органического происхождения С<sub>орг</sub> из углеводородов широкого спектра С<sub>n</sub>H<sub>2n±k</sub>, то изотопные сдвиги углерода в алмазе определятся следующими выражениями

$$\delta^{13}C_{axm} = \frac{4n \cdot \delta^{13}C_{op2} + (2n \pm \kappa) \cdot \delta^{13}C_{\kappa ap\delta}}{6n \pm \kappa}$$
(10.5)

$$\delta^{13}C_{anm} = \frac{2n \cdot \delta^{13}C_{op2} + (2n \pm \kappa) \cdot \delta^{13}C_{\kappa ap\delta}}{4n \pm \kappa}$$
(10.6)

Обычно считается, что в течение последних 3 млрд. лет изотопные вариации углерода карбонатов были весьма незначительными  $\delta^{13}C_{\text{карб}} \approx \pm 2\%$  по стандарту PDB [Schidlowski 1987; Шопф, 1982]. Тем не менее, в последние годы появились данные, что во второй половине раннего протерозоя (т.е. как раз во время отложения железорудных осадков) в карбонатном углероде наблюдалась так называемая ятулийская положительная аномалия  $\delta^{13}C_{\text{карб}}$ от +12 до +15‰ (Семихатов и др., 1999). Эту аномалию можно объяснить, например, метаболической активностью метаногенных бактерий, продуцирующих СО2 с резко повышенными в нем содержаниями тяжелого изотопа – до  $\delta^{13}C \approx +13\%$ . Такое явление, в частности, было обнаружено при анализе поровых вод пресноводных озер с обильной генерацией метана [Turner, Fritz, 1983]. Однако аналогичный процесс вполне мог протекать и в древних океанах, особенно в эпохи массового отложения железорудных формаций и связанной с этим явлением интенсивной генерацией метана. Поэтому для раннепротерозойских карбонатов следует принимать  $\delta^{13}C_{\text{карб}} \approx (+12...+15)$ %, тогда как в это же время, изотопные сдвиги органического углерода, судя по графику М. Шидловского (1987), изображенного на рис. 6.3, достигали (-40...-45). Предполагая, что основную роль в образовании алмазов играл метан, подставим теперь эти значения в выражения (10.3) и (10.4). В этом случае, для алмазов, образовавшихся благодаря восстановлению CO<sub>2</sub> найдем, что  $\delta^{13}C_{ann}$  в среднем равняется -12,5...-15‰. При образовании же алмаза за счет восстановления окиси углерода СО, изотопные сдвиги в алмазах оказываются заметно меньшими:  $\delta^{13}C_{aum}$  от -5 до -5,3‰.

Как видно, найденные теоретические оценки средних сдвигов  $\delta^{13}C_{anm}$  в алмазах, несмотря на использование для их расчетов экстремальных значений  $\delta^{13}C_{opr}$  и  $\delta^{13}C_{kap6}$ , неплохо совпадают с приводившимися выше эмпирическими значениями. Если же использовать в расчетах средние значения экспериментальных распределений  $\delta^{13}C_{opr}$  и  $\delta^{13}C_{kap6}$ , то совпадения со средними значениями  $\delta^{13}C_{anm}$  в алмазах получаются еще лучшими. При этом отклонения  $\delta^{13}C$  в сторону увеличения дефицита изотопа <sup>13</sup>С легко объясняются участием в реакциях более сложных (n > 1) и непредельных (к = -2) углеводородов, а также изотопным фракционированием, например, по обменным реакциям между газовой фазой и раствором (Хефс, 1983)

$$^{13}\text{CO}_{2(ra3)} + \text{H}^{12}\text{CO}_{2^{-}(pacTB)} \leftrightarrow ^{12}\text{CO}_{2(ra3)} + \text{H}^{13}\text{CO}_{2^{-}(pacTB)}$$
 (10.7)

Э.М. Галимов с соавторами [1973] показали, что рост алмазов из газовой метановой фазы (правда при низких температурах) также может сопровождаться значительным изотопным фракционированием.

В рассматриваемой модели находит свое объяснение и тонкая особенность распределения изотопов в алмазах разного парагенезиса, выявленная Н.В. Соболевым, Э.М. Галимовым и их коллегами [1979] при анализе алмазов из эклогитовых и перидотитовых ксенолитов. Оказывается, что описанные выше распределения  $\delta^{13}C_{aлм}$  в алмазах относятся только к кристаллам, образовавшимся в кимберлитовой матрице и эклогитах. Алмазы же перидотитового парагенезиса характеризуются сравнительно узким распределением  $\delta^{13}C_{aлм}$  (от –2 до –8‰) со средним значением –6‰. Связана эта особенность с тем, что в эклогитах (как и в кимберлитах) алмазы могли формироваться из углерода осадков, содержащих как карбонатную фазу, так и углеводороды органического происхождения (отсюда и большой разброс вариаций  $\delta^{13}C_{aлм}$  в эклогитах). В противоположность этому, в алмазы перидотитового парагенезиса, углерод мог поступать только из хемогенных карбонатов, образовавшихся еще на стадии гидратации пород бывшей океанской коры по реакциям типа (10.1), и хемогенного метана, генерировшегося по реакциям типа (6.6). Поскольку углерод в такие карбонаты поступал из единого источника (из растворенных в придонных водах древних океанов CO<sub>2</sub>), то и изотопный их состав должен был быть более однородным.

Для придонных вод современных океанов  $\delta^{13}C_{ok} \approx +1\%$  [Кгоорпіск et al., 1972]. Таким же значением изотопного сдвига должен был отличаться и карбонатный углерод в серпентинитовом слое океанической коры  $\delta^{13}C_{kap6} \approx +1\%$ . Изотопный сдвиг углерода в метане, возникающем при серпентинизации современной океанической коры, достигает  $\delta^{13}C_{Metr} \approx -$ 13‰ (Сорохтин, Леин, Баланюк, 2002). Если и в раннем протерозое изотопные сдвиги хемогенных карбонатов и метана были такими же, то при погружении раннепротерозойской океанической коры на глубины алмазообразования и превращения пород серпентинитового слоя в гранатовые перидотиты, такие карбонаты и метан (в отличие от осадочных), должны были бы приводить к узкому спектру изотопных сдвигов  $\delta^{13}C_{aлm} \approx -6\%$  в алмазах. Напомним, что по эмпирическим данным [Соболев и др., 1979] максимум распределения  $\delta^{13}C_{aлm}$  в алмазах такого парагенезиса приходится как раз на -6%.

Если рассматриваемая схема образования алмазов верна, то должна была бы проявиться еще одна примечательная деталь их тонкой структуры. Мы уже отмечали, что сложные углеводороды при высоких РТ условиях неустойчивы и распадаются на более простые [Kappep, 1962]. В связи с тем, что удельные абсолютные значения внутренней энергии образования сложных углеводородов меньше чем у метана, такие углеводороды должны первыми вступать в реакцию алмазообразования. Поэтому за время кристаллизации алмазов флюидная фаза должна была постепенно обедняться сложными углеводородами с высокими значениями n и относительно обогащаться более легкими углеводородами. Но из приведенного выше соотношения, определяющего зависимость  $\delta^{13}C_{anm}$  от состава участвующих в реакции углеводородов видно, что кристаллизующиеся из флюидов алмазы и содержащие сложные углеводороды (n>1) должны характеризоваться и бо́льшими изотопными сдвигами в значениях  $\delta^{13}C$ , чем легкие и, тем более, "метаногенные" алмазы.

Если за время кристаллизации алмазов состав углеводородов во флюидной фазе успеет существенно измениться (т.е. уменьшится n), то изменится и отношение изотопов в отдельных слоях таких кристаллов. Поэтому в алмазах, кристаллизовавшихся в кимберлитах и эклогитах, наименее "тяжелыми", т.е. с наименьшими значениями  $\delta^{13}$ С, должны быть ядра кристаллов, тогда как к их периферии изотопный сдвиг будет уменьшаться. Так например, если на ранней стадии кристаллизации алмаза во флюиде присутствовали органогенный декан  $C_{10}H_{22}$  (с  $\delta^{13}C_{opc} \approx -40\%$ ) и окись углерода CO "карбонатного" происхождения (с  $\delta^{13}C_{кар\delta} \approx +15$ ), то изотопный состав ядра такого кристалла будет характеризоваться значением  $\delta^{13}C_{алм} = -11,2\%$ . Если теперь к концу кристаллизации этого же алмаза во флюидной фазе еще сохраняется этан  $C_2H_6$  и окись углерода, то изотопный состав углерода в его внешних слоях поднимается до значения  $\delta^{13}C_{aлm} = -7\%$ . Если к этому времени сохранится лишь метан, то в присутствии CO возникнет сдвиг  $\delta^{13}C_{anm} \approx -3,3\%$ , если же рост алмаза будет происходить за счет CO<sub>2</sub>, то его изотопный состав будет характеризоваться значением  $\delta^{13}C_{anm} \approx -12,5\%$ .

Выполненные теоретические оценки изотопных отношений в алмазах в общем соответствуют имеющимся экспериментальным данным. Так, в работе [Swart et al., 1983] приводятся результаты послойного анализа вариаций изотопных отношений углерода в индивидуальных кристаллах алмазов и показывается, что в подавляющем большинстве случаев (хотя и не во всех) наблюдается закономерный тренд изотопных отношений углерода от центра кристаллов к периферии. Ядра кристаллов всегда обогащены легким изотопом <sup>12</sup>C, а к их внешним оболочкам состав углерода прогрессивно "утяжеляется" изотопом <sup>13</sup>C. При этом общее смещение изотопных составов достигает 4‰ и в среднем меняется от -11.01‰ в центре алмазов до -7.32‰ на их поверхности.

В работе Ф.В. Каминского и Н.В. Соболева [1985] также обращается внимание на существование заметных изменений изотопных составов углерода в пределах отдельных кристаллов алмаза (до 5–10‰ в алмазах эклогитового парагенезиса). При этом правда отмечается, что такие флуктуации могут быть как в сторону утяжеления изотопов в оболочках кристаллов, так и, наоборот, – в сторону их облегчения. Авторы работы считают, что выяв-

ленные ими изменения изотопного состава углерода в алмазах свидетельствуют об образовании части алмазов из экзогенного углерода в результате погружения литосферных плит в зонах субдукции. В дальнейшем, рост алмазов происходил за счет мобилизации эндогенного мантийного углерода, образующего относительно утяжеленную (или облегченную для тяжелых затравочных ядер) оболочку. По нашему мнению весь углерод, участвующий в образовании алмазов – только экзогенный, а изменения изотопных составов алмазов связаны с изменениями химических режимов роста кристаллов.

Не менее показателен анализ изотопных отношений и по другим элементам. Наибольшими вариациями в кимберлитах характеризуются изотопы водорода  $\delta D$ , которые меняются в широких пределах от -4 до -100% по стандарту SMOW [Доусон, 1983]. Резкое обеднение водородсодержащих минералов в кимберлитах (как и в других земных породах) дейтерием по сравнению с принятой за стандарт океанской водой, легко объясняется фракционированием изотопов водорода при гидратации внешними водами магматических и осадочных пород океанской коры, послужившей затем исходным материалом для формирования кимберлитов. В отличие от кимберлитов, в алмазах значения изотопных сдвигов водорода прямо противоположные и достигают  $\delta D \approx +180\%$  [Мальцев, Галимов, 1989], что свидетельствует об аномальной обогащенности водорода алмазов дейтерием по сравнению с морской водой ( $\delta D = 0$ ) и осадками ( $\delta D$  от -30 до -100%). По мнению авторов обогащение алмаза дейтерием указывает на связь алмазообразования с содержащим углеводородное вещество флюидом (например метан) и обусловлено процессом диффузии водорода из формирование ующихся кристаллов алмаза.

Изотопные вариации кислорода  $\delta^{18}$ О в гидроксильных группах серпентина и флогопита, на которые приходится бо́льшая часть связанной в кимберлитах воды, лежат в пределах от 6 до +12‰ по стандарту SMOW. Эта закономерность проявляется настолько отчетливо, что С. Шеппард и Дж. Доусон, будучи сторонниками мантийного происхождения кимберлитов, приходят к заключению, что большая часть "гидротермальной" воды в этих минералах все же имеет поверхностное, а не ювенильное происхождение [Sheppard, Dowson, 1973; 1975]. Вариации же  $\delta^{18}$ О в самой матрице кимберлитов (включая карбонатное вещество) еще шире и достигают +24‰ [Доусон, 1983].

В противоположность водороду (и углероду), для кислорода можно достаточно четко определить мантийные отношения его изотопов по анализу свежих базальтов срединноокеанских хребтов (другие породы, включая континентальные и островные базальты, из-за их контаминации грунтовыми и коровыми водами для этих целей подходят меньше). Значение δ<sup>18</sup>О в таких базальтах приблизительно равно +5,5 по шкале SMOW [Хефс, 1983].

Следовательно, все кимберлиты, как и прочие метаморфические и осадочные породы, существенно обогащены тяжелым изотопом кислорода. Предположить столь значительное изотопное фракционирование вещества в мантии очень трудно (а если говорить реально, то просто невозможно). Об этом свидетельствует и очень узкий спектр изменений  $\delta^{18}$ O (от +5 до +7%) у неконтаминированных мантийных (и лунных) пород и отсутствие в кимберлитах комплиментарных минералов, столь же обедненных изотопом <sup>18</sup>O. Кроме того, если бы кимберлиты действительно выделялись из однородной по изотопному составу мантии, то происходящие при этом обменные реакции, с теоретической точки зрения, существенно не меняли бы состава продуктов дифференциации. В противоположность этому, кинетические эффекты реакций и диффузия изотопов кислорода в расплав приводили бы к противоположным результатам – к обогащению кимберлитов легким изотопом кислорода <sup>16</sup>O.

Как и в предыдущих случаях, в рассматриваемой модели образования кимберлитов, наблюдаемые распределения изотопов кислорода объясняются самым естественным образом. Действительно, в гидратированном базальтовом материале вариации  $\delta^{18}$ О могут достигать +20‰, а в продуктах выветривания базальтового стекла - палагонитах и того более (до +25‰). Но поскольку гидратация осадков и коренных пород в резервуаре океанской воды приводит к накоплению тяжелого изотопа кислорода в осадках и гидратированных породах, то компенсационно океанические воды должны становятся более легкими

 $4Mg_2SiO_4 + 4H_2^{18}O + 2C^{18}O_2 \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](^{18}OH)_8 + 2MgCO_3 + 85,1 ккал/моль (10.8) Вариации <math>\delta^{18}O$  в осадочных породах морского происхождения охватывают еще больший диапазон: от +10‰ в песчаниках, до +14‰ и +19‰ в глинистых сланцах [Хефс, 1983]. В современных морских карбонатах  $\delta^{18}O \approx +26\%$  (по стандарту SMOW). Однако, в прошлые геологические эпохи обогащение карбонатов тяжелым изотопам кислорода было заметно меньшим и для раннего протерозоя примерно равнялось +16 ...+20‰ [Veiser, Hoefs, 1976]. Объясняется это тем, что в раннем докембрии при окислении железа должно было происходить достаточно энергичное фракционирование изотопов кислорода между двухвалентной окисью железа, водой и углекислым газом по реакциям "утяжеления" изотопного состава воды и CO<sub>2</sub>

$$H_2^{16}O + Fe^{18}O \rightarrow H_2^{18}O + Fe^{16}O + 5,83$$
 ккал/моль (10.9)

. Эти реакция, вероятно, могли происходить еще в магматических очагах рифтовых зон и приводить к "утяжелению" изотопного состава дегазируемых из мантии воды и углекислого газа.

Таким образом, главным фактором, влиявшим на изменения изотопного состава воды и углекислого газа в океанах раннего протерозоя, по-видимому, являлось изотопное фракционирование ювенильных вод и CO<sub>2</sub> с окислами железа по реакциям (10.8) – (10.9). Но, как уже отмечалось выше, концентрация железа и его соединений в мантийном веществе раннего докембрия были существенно более высокими, чем сейчас (см. рис. 4.31 и 4.32), поэтому и сдвиги изотопных отношений кислорода тогда должны были быть более заметными. Этот подход позволяет предполагать существование определенного геохимического равновесия между дегазируемой из мантии водой и мантийными породами. Если это так, то изменение отношения <sup>18</sup>O/<sup>46</sup>O, связанное с удалением изотопа <sup>18</sup>O из состава дегазируемой воды, происходило пропорционально суммарной концентрации железа и его окиси и обратно пропорционально концентрации воды в конвектирующей мантии. Тогда изотопный состав дегазируемой из мантии воды, после ее фракционирования, оказывается равным (H. Сорохтин, 2001)

$$\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} = \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{m}} \cdot \left[1 - \frac{C(\text{FeO}) + \cdot C(\text{Fe})}{So + Sr + k \cdot Mcc} \cdot q\right] \cdot \alpha, \qquad (10.10)$$

где (<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O)<sub>m</sub> = 2,0034 – отношение изотопов кислорода в мантии; *C*(FeO), *C*(Fe) – концентрации окиси железа и железа в конвектирующей мантии; So и Sr – площади океанической коры и реголитовой поверхности в архее; Mcc –масса континентальной коры; k = 0,5 и q = 0,319 – коэффициенты, учитывающие химическую активность реакций гидратации пород (подбираются по экспериментальным данным);  $\alpha \square = 0,9978$  – коэффициент разделения изотопов между мантийным и океаническим резервуарами воды (подбирается по условию ( $\delta^{18}$ O)<sub>0</sub> = 0, где ( $\delta^{18}$ O)<sub>0</sub> $\square$  – современное значение изотопного сдвига кислорода в океанических водах по выражению (10.10), в сравнении с кривыми эволюционных изменений изотопного состава кремней и карбонатов приведены на рис. 10.3.


Рис. 10.3. Изотопно-кислородный состав известняков ( $\delta^{18}$ O относительно PDB) дан по работе (Veizer, Hoefs, 1976) и кремней ( $\delta^{18}$ O относительно SMOW), по работам (Perry, Tan, 1972; Knauth, Epstein, 1976), как функция геологического возраста (обобщение Т. Шопфа, 1982); тонкой линией и темными точками показаны теоретические расчеты  $\delta^{18}$ O для океанической воды, определенные по выражению (10.10) (Н. Сорохтин, 2001)

Таким образом, из приведенного анализа изотопных отношений кислорода океанических вод вытекает, что в древних океанах отношение <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O действительно было более низким. Отсюда и меньшие значения этих отношений в гидроксильных группах серпентинитов и флогопитов в кимберлитах (рис. 10.2)



Рис. 10.4. Диаграмма δD–δ<sup>18</sup>O, для серпентинитов и флогопитов основной массы кимберлитов и мегакристаллов флогопита по Дж. Доусону (1983)

Кимберлиты и связанные с ними ксенолиты эклогитов в целом по породе характеризуются сравнительно невысокими отношениями изотопов стронция <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr  $\approx$  0,703–0,710, хотя для отдельных минеральных фракций такие отношения могут значительно отклоняться от средних значений. В эклогитах стронциевые отношения также меняются в широких пределах: от 0.701–0.703 в омфацитах, 0.708–0.712 в гранатах, до 0.732 во флогопите [Allsopp, Barrett, 1975; Доусон, 1983]. Низкие отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr обычно рассматриваются как доказательство мантийного происхождения кимберлитов. Для эклогитов в конечном итоге это верно, поскольку они действительно образовались из мантийных базальтов океанской коры, но для карбонатно-силикатной матрицы кимберлитов это не так. Низкие стронциевые отношения в кимберлитах объясняются тем, что в древних океанских осадках и карбонатах эти отношения тоже были низкими и только сравнительно недавно поднялись до значений около 0.708–0.709 (см. рис. 5.6). Так, например, известняки булавейского комплекса с возрастом 2.95 млрд. лет в Южной Африке характеризуются отношением 0.703, а более молодые раннепротерозойские трансваальские известняки (2 млрд. лет) того же региона – отношением 0.7044 [Фор, Пауэлл, 1974].

Более высокие отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr обычно справедливо связываются с повышенными содержаниями радиогенного стронция во вкрапленниках флогопитов, часто обогащенного рубидием, так в кристаллах флогопита стронциевые отношения иногда достигают значений 0.715, 0.778 и даже 0.959 [Allsopp, Barrett, 1975].

По содержанию флогопита южноафриканские кимберлиты можно подразделить на две группы: в бесфлогопитовых кимберлитах  ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} \approx 0.7033-0.7049}$ , тогда как во флогопит содержащих кимберлитах стронциевые отношения поднимаются до 0.7074 - 0.7109 [Smith, 1983]. Еще бо́льшие значения средних изотопных отношений свойственны западноавстралийским флогопитовым кимберлитам и алмазоносным лампроитам, существенно обогащенным Rb. Для этих пород средние отношения  ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$  меняются от 0.71037 до 0.71865 [McCulloch et al., 1983].

В связи с тем, что продолжительность существования перегретых кимберлитовых расплавов исключительно большая и может достигать 2 млрд. лет (о чем уже говорилось выше), в них за это время постоянно протекают обменные реакции между Sr и Rb - содержащими минералами. При этом, по-видимому, происходит отсадка SrCO<sub>3</sub>, как более тяжелого соединения. В результате, кимберлитовый очаг оказывается не полностью закрытой системой по стронцию, а это в свою очередь, может приводить к существенным искажениям как определяемых первичных отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (они будут занижаться). По этой причине,

по-видимому, рубидий-стронциевым методом определения времени формирования кимберлитовых расплавов надо пользоваться очень осторожно, но он может более уверенно использоваться для нахождения возраста прорыва кимберлитов к поверхности. Время же возникновения кимберлитовых расплавов стронциевым методом можно оценить только по зависимостям первичных отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr для базальтов и карбонатов от их возраста. При этом следует считать, что минимальные значения этих отношений в эклогитах и кимберлитах слабо исказились со временем. Судя по данным изотопии стронция в базальтах и осадках, приведенным в монографии Г. Фора и Дж. Пауэлла [1974], все минимальные значения стронциевых отношений в эклогитах и кимберлитах действительно указывают на их докембрийский и даже, раннедокембрийский возраст, хотя сам кимберлитовый вулканизм часто проявлялся лишь в позднем мезозое.

По сводке данных, приведенных в монографии Дж. Доусона [1983], изотопные отношения свинцов в южноафриканских кимберлитах лежат в пределах:  $^{206}$ Pb/ $^{204}$ Pb  $\approx$  17–20;  $^{207}$ Pb/ $^{204}$ Pb  $\approx$  15,7;  $^{208}$ Pb/ $^{204}$ Pb  $\approx$  37,7–39,5. Однако, их интерпретация затруднена по той же причине, что и стронциевых отношений, поскольку в очагах долгоживущих кимберлитовых расплавов совершенно нельзя предполагать существования закрытой по U, Th, и Pb системы. Кроме того, нам неизвестно, в каких пропорциях и первичных отношениях происходило смешение изотопов Pb, U и Th в тех осадках, из которых затем возникли сами кимберлиты.

Поскольку эклогиты и перидотиты после своего образования (в форме базальтов и реститов океанической коры в срединно-океанических хребтах) больше уже никогда не плавились, то подвижность свинцов в них должна быть значительно более низкой. Это дает основание надеяться на возможность использования свинцово-изохронных методов для оценки возрастов кимберлитов по анализам заключенных в них эклогитовых ксенолитов. Для эклогитов трубки Робертс-Виктор в Южной Африке, такой анализ показал возраст начала раннего протерозоя 2465±200 млн. лет [Kramers, 1979]. Однако доверять этим оценкам, несмотря на всю их привлекательность, для рассматриваемой модели образования кимберлитов, все-таки нельзя, поскольку было показано, что эклогиты именно этой трубки сильно загрязнены U, Th, Pb и Rb из вмещающих кимберлитов [Manton, Tatsumoto, 1971]. По данным этих авторов, от 38 до 96% Pb в эклогиты поступало из окружающих их кимберлитов.

Обращает на себя внимание очень близкое совпадение приведенных изотопных отношений свинца в кимберлитах с изотопным составом современных океанских осадков <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=18,9; <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb= 15,86 и <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=38,82 [Соботович, 1970]. Но изотопный состав свинца донных илов находится в равновесии с веществом внешних геосфер Земли и, по-видимому, наиболее близок к среднему изотопному составу земной коры [Соботович, 1970]. Отсюда можно сделать вывод, что и кимберлиты когда то сформировались из корового или равновесного с ним вещества с такими же уран-торий-свинцовыми отношениями (например, из древних океанских осадков). Однако в кимберлитах при этом наблюдаются и некоторые отличия. Так, в земной коре среднее отношение Th/U ≈ 3.6-3.9 [Соботович, 1970]. По нашим данным в мантии это отношение также > 1 и примерно равно 2,7 [Сорохтин, Ушаков, 2002]. В кимберлитах же, как и в карбонатитах, Th/U < 1 [Dawson, Hawthorne, 1979]. Это явление, по-видимому, можно объяснить тем, что послужившие материалом для формирования кимберлитов осадки были существенно обогащены органическим веществом, вместе с которым обычно интенсивно накапливается и уран. Например, в богатых органикой и фосфором диатомовых илах зоны апвеллинга Th/U  $\approx 1/7 - 1/21$ , а в современных океанских фосфоритах оно еще ниже и опускается до 1/11–1/11,7 [Батурин, 1978]. В резко восстановительных условиях глубинных и придонных вод раннепротерозойских океанов, аналогичная картина должна была наблюдаться и в отлагавшихся на их дне богатых сапропелем пелагических осадках, от которых кимберлиты и могли унаследовать отмеченную для них особенность распределения.

В противоположность кимберлитам, минеральные включения в алмазах представляют собой замкнутые системы и поэтому определенные по ним изотопные отношения представляют особый интерес. В работе К. Элдриджа [Eldridge et al., 1991] приведены данные по изотопным отношениям серы и свинца сульфидных включений в алмазах разных кимберлитовых трубок Африки. Анализируя значения изотопных сдвигов серы в алмазных включениях, авторы работы приходят к выводу о несомненном привносе в глубинные области литосферы корового и осадочного материала, происходившего в прошлые геологические эпохи по древним зонам поддвига плит. Судя по изотопным отношениям свинца, процесс затягивания осадков под континенты развивался до 1 млрд. лет тому назад. Наиболее же уверенные определения изотопных отношений по перидотитовым сульфидам дают определения возраста около 2 млрд. лет.

Для кимберлитов очень характерны резко повышенные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ), достигающие 500-800 г/т [Балашов, 1976; Доусон, 1983]. Подобные концентрации РЗЭ можно встретить только в карбонатитах и сиенитах, имеющих родственное с кимберлитами происхождение, а также в фосфоритах и железомарганцевых рудоносных илах, в которых их концентрация доходит до 880-970 г/т [Балашов, 1976]. Тогда как в ультраосновных породах мантии их содержание лежит в пределах от 2-3 до 20-30 г/т. Но именно обогащенные органикой железорудные осадки, в изобилии отлагавшиеся в восстановительных условиях на дне раннепротерозойских океанов, как мы видели, скорее всего, и послужили источником вещества для образования кимберлитов. При этом, распределения РЗЭ в кимберлитах и в современных океанических осадках неплохо совпадают друг с другом, за исключением быть может только тяжелых РЗЭ (см. рис. 10.5). Однако при таком сравнении, необходимо учитывать, что кимберлитовые расплавы в магматических очагах на глубинах существования гранатовой фации метаморфизма прошли длительную дифференциацию. Но известно (см. рис. 10.6), что при высоких давлениях гранаты, образующиеся в кимберлитах по реакциям (8.8), (8.10) и (8.11), преимущественно обогащаются тяжелыми РЗЭ (Хэскин и др., 1968). Плотность гранатов обычно превышает 3,5-4 г/см<sup>3</sup>, поэтому они еще в магматических очагах отсаживаются и выводятся из основной массы расплава кимберлитов, а вместе с ними частично выводятся и попавшие в очаг из осадков тяжелые РЗЭ. Как видно из приведенного сравнения, после введения поправок в спектр РЗЭ океанических осадков на поглощение тяжелых РЗЭ гранатами из трубки Премьер, совпадение с распределением РЗЭ в кимберлитах из этой же трубки стало существенно лучшим. Аналогичная картина наблюдается и в карбонатитах и лерцолитах.



Рис. 10.5. Средние распределения редкоземельных элементов в кимберлитах и осадках. Данные нормированы по среднему хондритовому распределению (Хескин и др., 1968): 1 и 2 – распределения РЗЭ в кимберлитах трубки Премьер и Вессельтон, Южная Африка (Доусон, 1983); 3 – распределение РЗЭ в океанических осадках, рассчитано по данным (Хескин и др., 1968); 4 – разность между спектрами РЗЭ в осадках и гранатах из трубки Премьер (см. рис. 10.6)

Как известно, кимберлиты формируются на глубинах устойчивого существования гранатовых лерцолитов. В отличие от кимберлитов, сиениты щелочно-ультраосновных формаций образуются на меньших глубинах устойчивого существования пироксеновых лерцолитов. Однако распределения РЗЭ в пироксенах противоположны гранатам – в наибольшей степени они поглощают легкие РЗЭ (см. рис. 10.6). Поэтому при сравнении спектров распределения РЗЭ в сиенитах и осадках, в распределения последних уже необходимо вносить поправки за поглощение РЗЭ пироксенами. Пример такого сравнения, учитывающего, что в раннем протерозое концентрация РЗЭ в океанических осадках могла быть приблизительно на 30% выше их концентрации в современных осадках, приведен на рис. 10.7.



Рис. 10.6. Нормированные к хондритовому стандарту распределения редкоземельных элементов в гранатах и пироксенах из ксенолитов кимберлитовых трубок. Графики построены по данным работы (Уханов, Рябчиков, Харькив, 1988). Гранаты: 1 – трубка Премьер ЮАР; 2 – трубка Удачная, Якутия; 3 – трубка Обнаженная, Якутия; 4 – пироксены, трубка Обнаженная, Якутия

Как видно из этого рисунка, средние спектры РЗЭ в сиенитах Хибинского щелочного массива почти идеально совпадают с распределением этих же элементов в океанических осадках. Таким образом, спектры распределения редкоземельных элементов в глубинных породах еще раз свидетельствуют, что сиениты щелочно-ультраосновных интрузий, как и кимберлиты, а также карбонатиты и лампроиты, образовались благодаря затягиванию по древним зонам поддвига плит на большие глубины океанических осадков.

В противоположность кимберлитам и родственным им породам, вещество эклогитов после своего образования не плавилось и, следовательно, не подвергалось столь же сильной дифференциации. Поэтому все полиморфные минеральные преобразования и метаморфизм эклогитов, в основном, должны были происходить изохимически. Именно поэтому эклогиты еще лучше сохранили основные черты распределения РЗЭ своих материнских пород – океанских толеитовых базальтов, выплавлявшихся в приповерхностных условиях океанических рифтовых зон (см. рис. 10.8). Об этом же свидетельствуют и существенные отличия спектра распределения РЗЭ эклогитов от щелочных базальтов, выплавляющихся на значительно больших глубинах, чем толеитовые базальты.



Рис. 10.7. Нормированные по хондритам распределения РЗЭ (Хескин и др., 1968): 1 – в сиенитах Хибинского щелочно-ультраосновного массива; 2 – в океанических осадках, в предположении, что в раннем протерозое концентрация РЗЭ в них была приблизительно на 30% выше современной; 3 – разность концентраций РЗЭ в осадках и пироксенах трубки Обнаженная (Уханов и др., 1988)



Рис. 10.8. Распределение редкоземельных элементов в эклогитах и базальтах, нормированных к хондритовому стандарту: 1 – эклогит трубки Робертс-Виктор (Доусон, 1983); 2 – средний эклогит; 3 – средний толеитовый базальт срединно-океанических хребтов; 4 – щелочной базальт (распределения 2 – 4 по работе: Балашов, 1976)

Помимо лантаноидов, кимберлиты существенно обогащены и другими литофильными элементами: Li, B, F, P, Cl, K, Ti, Pb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Ta, Pb, Th и U [Бурков, Подпорина, 1966; Dawson, Hawthorne, 1973; Доусон, 1983; McCulloch et al., 1983; Muramatsu, 1984; и др. работы]. Такая литофильная минерализация кимберлитов, совершенно не свойственная мантийным дифференциатам, по нашему мнению, также убедительно свидетельствует об осадочно-анатектическом происхождении этих уникальных и в высшей степени интересных пород.

Об этом же говорит и обогащение кимберлитов щелочами. При дифференциации мантийного вещества и отделении от него базальтоидов, как правило, в них всегда превалирует натрий (Na<sub>2</sub>O > K<sub>2</sub>O). В кимберлитах же наоборот, обычно K<sub>2</sub>O > Na<sub>2</sub>O [Доусон, 1983]. Обогащение калием в кимберлитах иногда происходит настолько интенсивно, что наблюдается ряд переходов от флогопитовых кимберлитов, через оливиновые лампроиты вплоть до лейцитовх лампроитов, как это проявляется на плато Кимберли в Северо-западной Австралии [McCulloch et al., 1983]. При этом, никаких различий в изотопном составе между алмазоносными лампроитами и кимберлитами обнаружено не было, что по мнению авторов исследования, доказывает наличие родственных связей у этих пород. Насыщение же калием лампроитов по рассматриваемой модели, скорее всего, происходило при затягивании в древние зоны поддвига плит железистых пелагических осадков, значительно обогащенных

иллитом и другими калийсодержащими гидрослюдами с одновременным метаморфическим образованием шпинели (или гранатов) и талька по доломитам. Этот процесс мог проходить по реакции:

Описываемая модель формирования кимберлитов и карбонатитов полностью отвечает наблюдаемым в этих породах распределениям изотопов неодима и самария. Действительно, как отмечается Г. Фором (1989), происходившее в прошлом частичное плавление мантии порождало магмы, имеющие более низкие отношения Sm/Nd по сравнению с мантийным веществом. Поэтому образовывавшиеся из такой магмы породы, например базальты и продукты их преобразования – коровые породы (гранитоиды и осадки), в настоящее время имеют более низкие отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, чем в мантии, т.е. характеризуются отрицательными значениями єNd. В противоположность этому твердые фазы мантийного вещества, которые остались после удаления из него образовавшихся расплавов, имеют более высокие отношения Sm/Nd, чем в резервуаре первичной мантии (рис. 10.9). При этом Г. Фор особо отмечает, что породы, образовавшиеся в прошлые геологические эпохи из таких остаточных (реститовых) твердых фаз, также будут характеризоваться повышенными значениями отношений <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd. Следовательно, и карбонаты, возникшие в раннем протерозое из таких ультраосновных реститов путем их серпентинизации по реакциям (5.4), (5.5) или (10.1), также должны характеризоваться более высокими отношениями <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd по сравнению с современными мантийными породами и положительными значениями єNd:

$$\varepsilon \mathrm{Nd} = \left[\frac{\left(^{143} \mathrm{Nd}/^{144} \mathrm{Nd}\right)_{\mathrm{nop}} - \left(^{143} \mathrm{Nd}/^{144} \mathrm{Nd}\right)_{\mathrm{m}}}{\left(^{143} \mathrm{Nd}/^{144} \mathrm{Nd}\right)_{\mathrm{m}}}\right] \cdot 10^{4}, \qquad (10.12)$$

где индексы "пор" и "m" отмечают современные значения отношений  $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd в породе и в мантийном резервуаре ( $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd)<sub>m</sub> = 0.512638.



Рис. 10.9. Изотопная эволюция Nd в мантии (в хондритовом резервуаре CHUR) по Г. Фору (1989). Магма, образовавшаяся в результате частичного плавления мантии, имеет более низкое отношение Sm/Nd по сравнению с мантийным резервуаром, тогда как остаточная (реститовая) твердая фаза характеризуется более высокими отношениями Sm/Nd. В результате современные отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в породах, образовавшихся из силикатного расплава, всегда оказываются меньшими, чем в мантии, а в породах, образовавшихся из реститов, наоборот, – всегда бульшими

Из выражения (10.12) следует, что отрицательное значение єNd соответствует породам, образовавшимся из мантийных выплавок или продуктов их переработки, например, путем ассимиляции древних коровых пород. Положительные значения єNd показывают, что в образовании глубинных пород принимали участие и реститовые фазы мантийного резервуара (Фор, 1989), оставшиеся после удаления из него выплавок, образовавшихся в некоторый более ранний момент времени (рис. 10.10). Такими, например, "вытяжками" из мантийных реститов могут служить карбонаты, образующиеся при гидратации (серпентинизации) ультраосновных пород океанической коры по реакциям типа (10.1). Реальные же значения єNd в кимберлитах лампроитах и карбонатитах зависят от степени смешения этих двух источников вещества в глубинных породах.



Рис. 10.10. Возможные пределы вариаций отношений <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd и параметра εNd в кимберлитах, карбонатитах и родственных им щелочно-ультраосновных породах

Так, для осадочных пород архея и раннего протерозоя, сформировавшихся из дифференциатов мантии или их производных (базальтов, тоналитов, диоритов или гранитоидов), параметр єNd может быть только отрицательным. В противоположность этому карбонатные осадки, образовавшиеся из ультраосновных пород раннего протерозоя после их серпентинизации по реакциям (5.4), (5.5) или (10.1), должны обладать положительными значениями єNd. В результате смешения осадков разного происхождения и в зависимости от соотношения их масс в реальных кимберлитах и карбонатитах наблюдается весь спектр таких значений приблизительно от -40 до +10...+20 (рис. 10.10), в том числе и єNd = 0, как это наблюдается, например, в продуктах извержения некоторых из современных карбонатитовых вулканов Южной Африки.

После возникновения в последующие геологические эпохи тектонических условий растяжения древних щитов, образовавшиеся таким путем глубинные магмы вместе с кристаллами алмазов стремительно извергались на дневную поверхность. При этом глубинные породы полностью наследовали характерные для пелагических осадков раннего протерозоя особенности изотопных отношений элементов, распределения РЗЭ и характерные черты литофильной геохимии.

Для распределения стронция должна наблюдаться противоположная ситуация, поскольку радиоактивный рубидий при плавлении мантии в основном концентрируется в базальтовых расплавах. Отсюда следует, что как в самих базальтах, так и в продуктах их разрушения, т.е. в осадках, отношения  $^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr должны быть существенно более высокими, чем в мантийном резервуаре (см. рис. 5.6). В противоположность этому, в образцах пород и осадках, возникших благодаря выветриванию оставшихся после выплавления базальтов реститовых пород, например серпентинитов и гарцбургитов третьего слоя океанической коры, отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr должны быть более низкими, чем в мантийном резервуаре. Учет этих факторов позволяет по неодиму и стронцию оценить источник поступления вещества в глубинный кимберлитовый очаг расплавов. Так, если  $\epsilon Nd < 0$  и  $\epsilon Sr > 0$ , то кимберлитовые и лампроитовые расплавы произошли из дериватов мантии, т.е. из базальтов и продуктов их переработки – коровых пород и осадков. Если же  $\epsilon Nd > 0$  и  $\epsilon Sr < 0$ , то в образовании глубинных расплавов приняло заметное участие и вещество мантийных реститов, например, серпентинитов офиолитовых комплексов и продуктов их разрушения. Таким путем, например, в пелагические осадки могли попадать карбонаты, образующиеся в низах океанической коры при гидратации гарцбургитов по реакциям типа (10.1). При этом вместе с карбонатами из мантийных пород выносились и характерные для них изотопные метки  $\epsilon Nd > 0$  и  $\epsilon Sr < 0$ . Если же карбонаты образовались благодаря гидратации и выветривания базальтов, или коровых пород, то вместе с ними в осадки поступали и соответствующие изотопные метки  $\epsilon Nd < 0$  и  $\epsilon Sr > 0$ . В реальных условиях, из-за смешения продуктов разрушения этих двух типов пород, в осадках, а затем и в образовавшихся из них глубинных расплавах, могли возникать и промежуточные соотношения между єNd и єSr, иллюстрацией чему может служить рис. 10.11.

Так, судя по данным, приведенным на рис. 10.11, все лампроиты Австралии и Алдана, а также часть кимберлитов Южной Африки (группа II), образовались только из пелагических осадков, возникших благодаря выветриванию коровых пород. Об этом, в частности, говорит и повышенная концентрация в лампроитах калия (около 6–10 % К<sub>2</sub>О), явно привнесенного в осадки благодаря выветриванию щелочных гранитов континентальной коры.



Рис. 10.11. Изотопный состав кимберлитов и родственных им пород Восточно-европейской платформы и некоторых других регионов на диаграмме εNd – εSr (Кротков и др., 2001): 1 – Средний Тиман; 2–5 – Архангельские поля: 2 – Кепинское поле; 3 – Золотицкое поле; 4 –Верхотинское поле, трубка им. В. Гриба; 5 – пикриты, оливиновые мелилититы; 6 – Терский берег (Beard et al., 1988); 7 – Кандалакша (Beard et al., 1988); 8 – кимберлиты Восточной Финляндии (O'Brien, Tyni, 1999)

В противоположность этому, большинство кимберлитов Южной Африки (группа I), Сьерра-Леоне и северной окраины Русской платформы, по-видимому, образовались при заметном участии в формировании пелагических осадков ультраосновных пород океанической коры и связанных с ними карбонатов. Действительно, большинство карбонатов в раннем протерозое образовывалось при гидратации ультраосновных пород океанической коры по реакции 10.1 (Сорохтин, Ушаков, 2002), отсюда и повышенные концентрации магния в кимберлитах – до 25–29 % MgO. Часть магния и железа в дальнейшем связывалась с силикатами, например, по реакциям типа (8.9), (8.10) и (8.11), а освобождавшийся при этом кальций переходил в карбонатную матрицу кимберлита. Но одновременно с этими реакциями в осадок переходили изотопы неодима и стронция с характерными для ультраосновных пород отношениями. Этим, вероятно, объясняется и то, что поля кимберлитов на диаграмме єNd–єSr рис. 10.11 группируются возле значений єNd  $\approx$  ±10 и єSr  $\approx$  (-20 +40), тогда как все лампроиты попадают в область єNd  $\approx$  от –5 до –25 и єSr  $\approx$  от +5 до +120.

## Глава 11. Механизм подъема кимберлитовых магм на поверхность Земли.

В разделе 8, посвященном образованию кимберлитовых магм, мы уже отмечали, что при столкновении континентов расположенная между ними бывшая зона поддвига плит оказывается зажатой между двумя мощными континентальными плитами. Если в низы такой спаявшейся плиты в раннем протерозое попали тяжелые (богатые железом) океанические осадки и там возник очаг силикатно-карбонатных магм, то далее он мог существовать без заметного остывания уже в течение многих сотен миллионов лет, поскольку температуры на этих глубинах существенно выше температуры плавления водонасыщенных осадков (см. рис. 8.2).

Поддвиг плит, благодаря которому океаническая кора и тяжелые осадки затягивались под континенты, происходил около 1.9–1.8 млрд. лет назад во время формирования суперконтинента Мегагея (см. рис. 4.22), т.е. в условиях сжатия литосферы над нисходящими конвективными течениями в мантии Земли. Но химико-плотностная конвекция в мантии нестационарна и время от времени меняет свою конфигурацию. Поэтому на месте бывших нисходящих конвективных потоков, через какое-то время (порядка нескольких сотен миллионов лет), как правило, возникают обратные им – восходящие потоки (см. раздел распал Моногеи и рис. 4.20). Режим сжатия при этом меняется на прямо противоположный режим растяжения, который возникает за счет действующих на подошву литосферы растягивающих сил со стороны расходящихся от центра восходящего потока мантийных течений и благодаря "соскальзыванию" континентальной литосферы с мантийного поднятия (вздутия), обычно возникающего над центром восходящего потока в мантии.

Очевидно, что конкретное место образования разрыва в пространстве будет определяться конфигурацией мантийных потоков и наличием в литосфере ослабленных зон. Такими ослабленными зонами, в частности, могут являться бывшие зоны поддвига плит, по которым два смежных монолитных блока литосферы разделяются прослоем метаморфизованных и расслоенных осадочно-вулканогенных пород бывшей океанической коры. Поэтому, при прочих равных условиях разрыв литосферы произойдет именно по такой шовной поверхности.

При отсутствии жидких расплавов в литосфере на больших глубинах не могут возникать открытые трещины, поскольку под тяжестью вышележащих пород (значительно превышающей пределы их прочности) стенки таких трещин моментально будут "заплывать" благодаря пластическим деформациям вещества в окружающих частях литосферы. В большинстве работ, посвященных механизмам кимберлитового вулканизма [Артюшков, Соболев, 1977; Anderson, 1979; Доусон, 1983; Artjushkov, Sobolev, 1984; Сорохтин и др., 1996] подчеркивается, что быстрому подъему кимберлитовых магм на поверхность способствует их низкая вязкость. Действительно, литосфера находится в условиях интенсивного гидростатического сжатия и попавший в трещину жидкий расплав полностью принимает на себя это давление, компенсируя и разгружая тем самым "острие" трещины от сжимающих его напряжений. При этом, на острие трещины концентрируются приложенные к литосфере напряжения растяжения, обычно значительно превышающие по своей величине пределы прочности пород на разрыв. Это приводит к новым разрывам сплошности литосферы, в которые мгновенно устремляются жидкие расплавы, заполняющие собой вновь возникшие системы трещин. Поскольку острие трещины не может продвигаться быстрее чем флюид в канале, питающем эту трещину, то скорость развития раскола всегда ограничена вязкостью кимберлитового расплава. Однако, выделение CO<sub>2</sub> из магмы по мере ее подъема по трещине вверх должно снижать вязкость расплава и, тем самым, резко ускорять ее раскрытие и скорость распространения [Anderson, 1979]. Реальные скорости подъема кимберлитовых магм достигают столь высоких значений, что они легко выносят с собой даже тяжелые ксенолиты эклогитов и гранатовых перидотитов.

В рассматриваемой модели образования кимберлитовых магм, очаги перегретых и поэтому исключительно жидких расплавов, как мы видели выше, могут длительное время (около 1-2 млрд. лет) сохраняться без существенного остывания в низах континентальной литосферы, "ожидая" благоприятных условий для прорыва на поверхность. Однако в этом случае, сквозная трещина в литосфере возникает не сразу же после установления режима ее растяжения. При сравнительно небольших избыточных (надгидростатических) напряжениях литосфера ведет себя как упругое тело. Но как только приложенные к ней растягивающие напряжения  $\sigma$  превышают предел прочности пород на сдвиг  $\tau_s$ , литосферное вещество переходит в пластичное состояние. Если же в пределах зоны пластических деформаций литосферы оказываются жидкие расплавы, способные воспринимать на себя всестороннее литостатическое давление, то дальнейшая деформация литосферы уже развивается по законам хрупкого разрушения упругих тел.

После образования трещины ее предельная ширина, т.е. ширина раскола литосферы при снятых с его стенок избыточных напряжений растяжения, определяется величиной абсолютной деформации континентальной плиты, вызвавшей такой раскол. Если бы объем магматического очага был неограниченным, вязкость расплава — малой, а его плотность равнялась бы плотности окружающих пород, то предельная ширина магмаподводящего канала  $\Delta L$  определялась бы простым соотношением, вытекающим из закона Гука

$$\Delta L = \frac{\sigma_0}{E} \cdot L \tag{11.1}$$

196

где  $\sigma_0$ - предел прочности пород литосферы на разрыв, *E*- модуль Юнга, *L*- характерный размер раскалываемого блока континентальной плиты.

Судя по скорости распространения сейсмических волн в подкоровых частях литосферы  $(V_p \approx 8,1 \text{ км/c}, V_s \approx 4,6 \text{ км/c}) E \approx 1,8 \cdot 10^{12} \text{ дин/см}^2$ . Прочность пород на разрыв может быть определена по магнитуде и площади очаговых зон землетрясений. Обычно  $\sigma_0$  равно нескольким единицам на  $10^7$  дин/см<sup>2</sup> [Магницкий, 1965]. Для массивных пород литосферы предел прочности может быть несколько большим – порядка  $\sigma_0 \approx 10^8$  дин/см<sup>2</sup>. Принимая теперь  $L \approx 2 \cdot 10^8$ см, найдем, что предельная ширина литосферной трещины  $\Delta L$  могла бы достигать нескольких десятков или даже ста метров.

Иногда ситуации растяжения континентальных плит могут возникать и при столкновениях континентов, как это произошло около 400 млн. лет назад при столкновении Канадско-Гренландской платформы с Балтийским щитом и Баренцевоморской платформой при закрытии Праатлантического океана – Япетус (см. ниже). В результате этого события трещины растяжения возникли тогда в блоке литосферы Карело-Кольского региона и Архангельской области. Предельные размеры трещин в таких ситуациях теоретически оценить сложно, поскольку они существенно зависят от геодинамических режимов столкновения плит.

Однако, в любом варианте из-за конечной вязкости расплава, его меньшей плотности и ограниченного объема очага кимберлитового магматизма, предельная ширина трещины на стадиях извержения магмы никогда не достигается, а устанавливается вместо этого некоторая ее равновесная ширина  $\Delta \tilde{L}$ , определяемая равновесием действующих на стенки трещины напряжений растяжения с напряжениями вязкого трения и силами плавучести в поднимающихся по каналу расплавах. В частности, как показал Л.В. Никитин [1983], при подъеме магматического расплава, заметно более легкого, чем окружающие его породы литосферы, продвижение трещины вверх может сопровождаться ее "захлопыванием" (полным закрытием) снизу, происходящим под влиянием литостатического давления. Поэтому следует ожидать, что и кимберлитовые дайки на больших глубинах (в подкоровых частях литосферы) могут выклиниваться, оставляя за собой лишь узкие следы бывших магмавыводящих каналов.

Таким образом, из-за перепада плотности между породами литосферы и кимберлитовыми расплавами ( $\Delta \rho \approx 0.5$  г/см<sup>3</sup>) последние должны были активно выжиматься из нижних частей трещины и внедряться в континентальную кору (рис. 11.1) под большим избыточным давлением

$$\Delta p \approx \Delta \mathbf{h} \cdot \Delta \rho \cdot \mathbf{g},\tag{11.2}$$

197

где  $\Delta h$  – интервал глубин трещины в литосфере, заполненный расплавами;  $\Delta \rho$  – разность плотностей литосферы и кимберлитовой магмы, g  $\approx 10^3$  см/с<sup>2</sup> – ускорение силы тяжести.



Рис. 11.1. Механизм развитие магмавыводящих каналов при кимберлитовом магматизме

Очевидно, такой механизм выжимания расплавов на поверхность Земли может действовать только при  $\Delta p > 10^8$  дин/см<sup>2</sup>, но для этого необходимо выполнение неравенства  $\Delta h > 2$  км, что представляется вполне реальным условием. Если бы кимберлитовые расплавы поднимались от подошвы континентальной литосферы в открытом канале на всем интервале ее толщины, то избыточное давление под континентальной корой должно было бы достигать  $10^{10}$ дин/см<sup>2</sup>, что приблизительно в сто раз превышает предел прочности литосферных пород на разрыв. По этой причине открытие магмавыводящих трещин под влиянием растягивающих литосферу напряжений, скорее всего, должно происходить только за счет эффектов гидроразрыва вышележащих пород под воздействием избыточных давлений  $\Delta p$  в столбе поднимающихся магм, как это и показано на рис. 11.1., т.е. в случае, когда высота открытого участка магматического столба превышает два километра. При этом начальное развитие трещины может происходить только снизу и при условии, что действующие на подошве литосферы растягивающие тектонические напряжения превышают все тот же предел прочности ее пород на разрыв  $10^8$  дин/см<sup>2</sup>.

Процесс образования магмавыводящего канала развивается настолько быстро, насколько этому позволяет вязкость заполняющих трещину магм. Средняя скорость ламинарного те-

чения жидкости в плоском канале (дайке) определяется простым выражением, являющимся решением уравнения Навье-Стокса

$$\overline{U} = \frac{\left(\Delta L\right)^2}{12\eta} \,\Delta\rho g \tag{11.3}$$

где *η*- динамическая вязкость жидкости (расплава). Необходимо отметить, что выражение (11.3) определяет только верхний предел скорости подъема магм по литосферной трещине. Реальная же скорость будет значительно меньшей из-за турбулентной завихренности поднимающегося магматического потока.

Минимальную скорость подъема кимберлитовых магм, по-видимому, можно определить по скорости *Э* погружения тяжелых ксенолитов в вязкой жидкости магматического потока. Судя по формуле Стокса, эта скорость равна

$$u = \frac{r^2 \Delta \rho g}{3\eta} \tag{11.4}$$

где *r* – радиус ксенолита сферической формы. Возникновение же турбулентности в потоке определяется критическим значением числа Рейнольдса R<sub>e</sub> > 2300 [Шлихтинг, 1974]

$$R_e = \rho \overline{U} \Delta L / \eta \tag{11.5}$$

В уравнениях (11.3)–(11.5) наиболее трудноопределимыми параметрами являются вязкость кимберлитовых расплавов  $\eta$  и ширина  $\Delta L$  магмавыводящего канала в литосферной плите. Кимберлитовые расплавы, поднимающиеся с нижних уровней литосферы, где температура среды существенно превышает температуру плавления кимберлитовых магм (см. рис. 8.2), оказываются перегретыми приблизительно на 400–500°С. Кроме того, насыщение кимберлитовых магм летучими (H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>) еще более снижает их вязкость. Поэтому можно принять, что вязкость кимберлитовых расплавов должна быть значительно ниже вязкости жидких базальтовых лав. Базальты Гавайских вулканов при 1200°С характеризуются вязкостью порядка 5·10<sup>2</sup> П [Лебедев, Хитаров, 1979], тогда можно считать, что вязкость насыщенных флюидами кимберлитовых расплавов  $\eta \le 10^2 \Pi$ .

Принимая теперь в выражении (11.4) для ксенолита эклогитового состава  $r \approx 10$  см,  $\Delta \rho \approx 0.7$  г/см<sup>3</sup> и вязкость кимберлитовых расплавов  $\eta \leq 10^2$  П, определим  $u \approx 2.3$  м/с.

Для выноса глубинных ксенолитов, например, эклогитовых нодулей, на поверхность Земли с глубины 200 км, необходимо выполнение условий  $\overline{U} >> u$  и  $\Delta L >> 2r$ . Если принять по второму условию  $\Delta \overline{L} \approx 2$  м, то по выражению (11.3) найдем  $\overline{U} \approx 160$  м/с, т.е. действительно  $\overline{U} >> u$ . Турбулизация магматического потока в этих условиях судя по выражению (11.5) начинается уже при скоростях  $\overline{U}_{\kappa p} > 4$  м/с. Реальная же скорость подъема кимберлитовых расплавов должна находиться в пределах  $4 < \overline{U} < 160$  м/с. Скорее всего эта скорость близка к значению  $\overline{U} \approx 50$  м/с. При такой скорости подъема кимберлитовых магм (около 180 км/час) они пересекают всю литосферу с глубин около 200–220 км всего за 1–1,5 часа.

В связи с выполненными оценками скорости подъема кимберлитовых магм, еще раз подчеркнем, что только благодаря их высоким значениям ( $\overline{U} >> u$ ) могут выноситься на дневную поверхность плотные ксенолиты эклогитового и лерцолит-гранатового составов. Большой скоростью подъема этих магм, по-видимому, объясняется и то, что алмазы метастабильные при низких давлениях и высоких температурах, все-таки успевают достаточно быстро "проскочить" опасную для них горячую зону графитизации и сохраниться в быстро охлаждавшихся после подъема кимберлитах.

Вязкость лампроитовых магм из-за отсутствия в них карбонатитовых составляющих расплава должна быть существенно более высокой. Если принять для них  $\eta \approx 10^3$  П, то оказывается, что при той же ширине канала  $\overline{\Delta L} \approx 2$  м и  $\overline{U} \approx 16$  м/с, критическая скорость турбулизации магматического потока повышается до  $\overline{U}_{\kappa p} \approx 41$  м/с. Отсюда следует, что лампроитовые расплавы поднимаются в форме ламинарных течений без заметной турбулизации потока и преодолевают расстояние от подошвы литосферы до земной поверхности за 3.5–4 часа. Но без турбулентности не могут выноситься на поверхность и крупные формы глубинных ксенолитов, поскольку за время пути они отстают в своем движении на несколько километров и остаются на более глубоких горизонтах. Алмазы же, из-за своих меньших размеров, как и мелкие ксенолиты, выносятся вязкими лампроитовыми расплавами без заметных потерь. Об этом, в частности, свидетельствует и тот факт, что лампроитовая трубка Аргайл в Западной Австралии является крупнейшим коренным месторождением алмазов мира (Харькив и др., 1998). Однако благодаря меньшей скорости подъема и бо́лшему времени нахождения алмазов в горячей зоне их метастабильного состояния, большинство кристаллов алмаза несут на себе следы коррозионных каверн, растворения и поверхностных графитовых вкраплений (Джейкс и др., 1989).

Как только поднимающаяся кимберлитовая магма достигает уровня, на котором давление выделяющейся из расплава флюидной фазы становится равным литостатическому давлению вышележащих пород, происходит взрыв и по образовавшемуся каналу кимберлитовая магма вместе с обломками вмещающих пород и глубинными ксенолитами выбрасываются на поверхность в виде характерной для кимберлитов магматической брекчии. Вместе с глубинными ксенолитами кимберлитовая магма выносит и благородные алмазы, замыкая тем самым еще одну ветвь круговорота углерода в природе.

В большинстве случаев кимберлиты через трубки взрыва (диатремы) прорываются на дневную поверхность с глубины 2–3 км. Анализируя эту закономерность Дж. Доусон [Dawson, 1971] отмечает, что именно на таких глубинах (т.е. при давлениях около 0,8 кбар) растворимость воды и CO<sub>2</sub> в кимберлитовых магмах резко падает, в результате чего эти флюиды в изобилии начинают выделяться из расплава и, в конце концов, приводят к взрыву. При этом, адиабатическое расширение освободившихся из магмы флюидов приводит к резкому охлаждению продуктов взрыва (магматических брекчий). Резко возрастает при этом и скорость выброса продуктов вулканизма, достигая у поверхности (в кимберлитовых трубках) 400 м/с [Доусон, 1983].

Объемы кимберлитовой магмы, генерируемой в бывших зонах поддвига плит, естественно, ограничены объемами затянутых в зоны поддвига плит "тяжелых" осадков раннего протерозоя. Поэтому, после прорыва кимберлитов или родственных им пород на поверхность Земли кимберлитовый магматизм истощается. Магма в подводящем канале кристаллизуется, вновь спаивая обособившиеся было фрагменты континентальной плиты. Благодаря этому прочность на разрыв плиты вновь резко возрастает, за счет нового "включения" пластического механизма деформаций литосферы с его исключительно высокой вязкостью растяжения. При этом столь же резко замедляется и скорость самих деформаций. Если за это время геодинамическая обстановка на Земле опять изменится и рассматриваемая континентальная плита вновь попадет в спокойные тектонические условия или в районы действия сил сжатия, то единство плиты будет сохранено, а цепочка алмазоносных кимберлитовых трубок на ее поверхности останется как немое свидетельство неудавшейся попытки образования молодого океана.

Точное определение геологического времени внедрения кимберлитовых и других глубинных расплавов в континентальную кору весьма сложная задача. Радиологические методы датирования, к сожалению, приводят к весьма неоднозначным и не точным результатам (Милашев, 1984). Геологические же методы, хоть и более надежные, но также неточны. Поэтому сегодня мы можем говорить только о "грубой" периодичности проявлений кимберлитового вулканизма. Учитывая эти обстоятельства, мы по материалам, приведенным в работах (Трофимов, 1980; Илупин и др., 1990; Харькив и др., 1998; Хаин, 2001 и др.) попытались восстановить периоды и историческую последовательность проявлений глубинного магматизма.

По-видимому, впервые кимберлитовый вулканизм проявился в среднем протерозое в Западной, Центральной и Южной Африке при первых импульсах раскола суперконтинента

Мегагеи Штилле около 1800–1700 млн. лет назад (тогда образовалась, например, одна из наиболее богатых алмазами трубка Премьер в ЮАР, а также ряд трубок в Западной и Центральной Африке, в Канаде и на западе Гренландии). Второй импульс кимберлитового вулканизма произошел около 1-го млрд. лет назад, при расколе третьего в истории Земли суперконтинента Мезогеи (Родинии). В это время, например, образовались трубки Националь в ЮАР, трубка Мадгаван в Индии и Аргайл в Западной Австралии (хотя не исключен вариант, что трубка Аргайл возникла несколько ранее – еще при формировании суперконтинента Мезогеи происходил в несколько этапов. Вначале, около 800–750 млн. лет назад, Мезогея распалась на два дочерних суперконтинентов: на Лавразию и Гондвану. Затем, около 650 млн. лет назад, Гондвана раскололась на восточный и западный континенты. Этим расколам, вероятно, соответствуют трубки Венеция в ЮАР и Ривер Ранч в Зимбабве. В это же время произошли и расколы Лавразии (Хаин, 2001).

Расколы Лавразии продолжались еще и в средне палеозоя. В частности, в девоне произошло заложение Вилюйского палеорифта на Сибирской платформе (Хаин, 2001) и формирование восточной окраины этой платформы, вероятно, за счет откола от нее Колымского массива и образования Восточно-Сибирского палеоокеана. Но именно к этому времени относится и главная фаза кимберлитообразования на Сибирской Платформе (Харькив и др., 1998; Хаин, 2001) (рис. 11.2).



Рис. 11.2. Схема распространения кимберлитовых и кимберлитоподобных пород на Сибирской платформе (Харькив и др., 1998): 1 – граница Сибирской платформы; 2 – предполагаемая граница Якутской кимберлитовой провинции; 3 – кимберлитовые области (субпровинции: I – Вилюйская, II – Анобаро-Оленекская); 4–6 – поля развития кимберлитов протерозойского (4), девонского (5) и мезозойского (6) возрастов

Однако большинство кимберлитовых трубок мира образовалось при расколе Пангеи Вегенера около 200–80 млн. лет назад. Если же происходил полный разрыв плиты, как это наблюдалось в среднем и позднем мезозое при расколе Гондваны, то связь кимберлитового магматизма с процессами молодого океанообразования проявлялась особенно четко [Williams, Williams, 1977]. Примером тому могут служить многочисленные кимберлитопроявления в Южной Африке и Канаде или лампроитового магматизма в Австралии, четко привязанных по времени своего формирования к моментам раскола Пангеи и началу образования Южной Атлантики, Индийского и Южного океанов. Да и в пространстве они тяготеют к периферическим частям континентов, омываемых теперь молодыми океанами, образовавшимися именно благодаря таким расколам древнего, но некогда единого суперконтинента - Пангея. Так, в Южной Африке главный импульс кимберлитового магматизма приходится на время начала формирования Южной Атлантики и Индийского океана. К позднемезозойским образованиям в ЮАР относятся кимберлитовые трубки Весселтон, Дютойтспен, Де Бирс, Кимберли и др. К этой же группе молодых проявлений кимберлитового магматизма относятся и некоторые трубки Танзании, Ботсваны и Заира.

В Якутии эпоха молодого кимберлитового магматизма по времени совпадает с формированием триасовых трапповых формаций около 200 млн. лет назад, также связанных с расколом вегенеровской Пангеи и растяжениями сибирской платформы. Несколько более молодые кимберлиты среднеюрского и мелового возраста, но также отвечающие времени раскола Пангеи и формирования Северной Атлантики, известны в провинции Слейв Восточной Канады к северу от Великих Озер. В Австралии главный импульс лампроитового магматизма связан с моментом "откола" этого континента от Антарктиды и началом его дрейфа к северу в олигоцен-миоценовое время.

Помимо проявлений глубинного магматизма в условиях растяжения континентальной коры, встречаются и случаи такого магматизма в условиях несимметричного сжатия континентальных плит. Наглядным примером такой ситуации может служить тектоническая активизация северных участков Балтийского щита, произошедшая в девоне около 390–370 млн. лет назад при закрытии Паоеоатлантического океана Япетус и северных участков Палеоуральского океана в карбоне около 340–320 млн. лет назад. В обоих этих случаях фронтальные части стал-

кивавшихся с Балтийским щитом смежных плит представляли собой подобия гигантских клиньев, не только сжимавших литосферу этого щита, но и раздвигавших в стороны его боковые участки (рис. 14.2). На пересечениях образовавшихся таким путем сдвиговых разломов должны были возникать "зияющие" каналы – естественные пути вывода глубинных магм (если, конечно, такие каналы возникали над очагами их расплавов). При этом, весь щелочноультраосновной, карбонатитовый, мелилититовый и кимберлитовый магматизм Кольского полуострова и Архангельской области, как известно, по возрасту соответствует именно этим тектоническим событиям среднего палеозоя, что полностью согласуется с приведенной схемой образования деформаций Балтийского щита.

### Глава 12. Критерии прогноза зон локализации

#### алмазоносного магматизма.

Как было показано в предыдущих главах, расплавы алмазоносных кимберлитов и родственных им глубинных пород формируются за счет затягивания на большие глубины (до 200-250 км) под древние континенты "тяжелых" железистых осадков раннего протерозоя, их плавления и магматической дифференциации. Лишь после возникновения растягивающих напряжений в континентальной литосфере эти расплавы могут стремительно извергаться на поверхность Земли.

Описанный механизм образования кимберлитов в зонах поддвига плит проясняет причинно-следственные связи этого процесса, определяя, что кимберлиты, безусловно, являются глубинными породами, но возникли они из экзогенного вещества. Аналогичное происхождение имеют и родственные кимберлитам породы щелочно-ультраосновного ряда, мелилититы, лампроиты и карбонатиты. Главное их отличие состоит в том, что все эти породы представляют собой хорошо дифференцированные по плотности серии, тогда как кимберлиты являются смесью наиболее плотных магнезиально-силикатных расплавов лампроитового состава с кальциевыми карбонатитами. Кроме того, магмы, формирующие щелочно-ультраосновные интрузии хибинского типа и натриевые карбонатиты обычно зарождаются на существенно меньших глубинах чем расплавы лампроитов, кальциевых карбонатитов и кимберлитов.

При этом правда не исключается, что в некоторых случаях могут возникать магмы, близкие по составу к рассматриваемым сериям пород и в коровых условиях. Например, при внедрении базальтовых расплавов в средние этажи континентальной коры, сложенные водосодержащими осадочно-карбонатными толщами. Расплавление таких осадочных пород на контакте с горячими базальтами может привести к появлению близких к ним по составу силикатно-карбонатных магм. Не исключено, что таким путем возникли, например, сиениты (миаскиты) Ильменских гор на Урале.

Рассмотренный механизм формирования кимберлитовых и родственных им щелочно-ультраосновных и карбонатитовых пород, а также характер распределение эпох железорудного накопления, приведенное на рис. 6.2, позволяет в общей форме сформулировать вытекающие из модели прогнозные критерии поиска соответствующих пород на поверхности Земли: 1. Коренные алмазоносные породы – кимберлиты и лампроиты, а также родственные им породы формировались главным образом на архейской континентальной коре, хотя в некоторых случаях они могли внедряться в протерозойскую кору, но никогда не должны встречаться на молодых (фанерозойских) платформах и, тем более, на океаническом дне.

2. Алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые трубки взрыва, а также родственные им карбонатитовые и щелочно-ультраосновные интрузии главным образом располагаются над зонами поддвига плит свекофеннского (карельского) возраста, функционировавшими около 2.0-1.8 млрд. лет назад, хотя иногда могут возникать и над более молодыми гренвильскими зонами поддвига плит.

3. В соответствии с глубинностью образования рассматриваемой серии пород и крутизной падения зон поддвига плит (см. рис. 3.1 и 8.1), ближе всего к фронту бывшей зоны поддвига плит, на расстояниях от 100 до 200–300 км от ее фронта, располагаются щелочно-ультраосновные интрузии и (натриевые) карбонатиты. Затем (на расстоянии от 200 до 400 км) следует зона расположения кальцитовых карбонатитов и мелилититов, а иногда и не алмазоносных кимберлитов. Алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые диатремы располагаются дальше других аналогичных образований – приблизительно на расстоянии от 300 до 600–650 км от фронта раннепротерозойской зоны поддвига плит.

Дополнительным прогнозным критерием поиска рассматриваемых субвулканических комплексов может служить присутствие в шовной зоне на контакте с архейским блоком коры раннепротерозойских железорудных формаций (если такие сохранились) и особенно, если известно, что эти формации погружаются под него. Поскольку тяжелые железорудные осадки, попадая в зазор между плитами играли там роль смазки, то раннепротерозойские зоны поддвига плит в которые действительно затягивались такие осадки, всегда оставались практически амагматичными, без проявлений известково-щелочного вулканизма.

Приведенные критерии определяют собой только принципиальную возможность нахождения в данном регионе кимберлитовых, щелочно-ультраосновных или карбонатитовых комплексов. Однако, реализация этой возможности, как следует из механизма выведения глубинных расплавов на дневную поверхность, зависит от возникновения в прошлые геологические эпохи тектонических режимов растяжения литосферы под данным регионом. Поэтому, если по независимым геологическим данным известно, что изучаемый регион в

какой-то период времени (после раннепротерозойского события столкновения плит) испытывал деформации растяжения, то вероятность образования рассматриваемой серии пород резко возрастает. Примером тому могут служить наиболее богатые алмазоносные провинции Канады, Южной Африки, Бразилии, Индии, Австралии и Сибири, а также севера Балтийского щита. Действительно, заложение всех этих алмазоносных провинций развивалось под архейской корой и вблизи от раннепротерозойских зон коллизий древних кратонов, происходивших в эпоху образования Мегагеи Штилле во время эбурнейской или свекофеннской (карельской) эпохи тектономагматического диастрофизма. Заключительный же этап формирования этих провинций, связанный с выведением на поверхность глубинных расплавов, приходится на времена расколов и деформаций древних суперконтинентов (Мегагеи, Мезогеи и Пангеи). Однако главный импульс кимберлитового и щелочноультраосновного магматизма приходится на распад палеозойского суперконтинента – вегенеровской Пангеи.

Помимо уже выявленных алмазоносных провинций мира, с точки зрения рассматриваемого механизма формирования глубинных расплавов и происхождения алмазоносных пород, не менее перспективными провинциями представляются Балтийский Щит, Русская платформа с Воронежским щитом, а также Украинский щит.

# Глава 13. Примеры некоторых известных алмазоносных провинций

мира

Посмотрим теперь насколько приведенным выше критериям поиска коренных алмазоносных пород соответствуют расположения кимберлитовых и лампроитовых трубок в наиболее известных алмазоносных провинциях мира. Начнем с классического примера Южной Африки.

В Южно-Африканской Республике кимберлиты распространены в пределах огромной территории Каапваальского архейского кратона между раннепротерозойским складчатым поясом Лимпопо на севере и раннепалеозойским Капским подвижным поясом на юге. Алмазоносным является и примыкающий с севера к поясу Лимпопо кратон Зимбабве (рис. 13.1). Оба архейских кратона в раннем протерозое оказались разъединенными и, по-видимому, располагались на значительном расстоянии друг от друга. В конце же раннего протерозоя около 2,0 млрд. лет назад оба эти кратона сомкнулись, сформировав складчатый пояс Лимпопо и единую протоплатформу Калахари. При этом, краевые зоны подвижного пояса оказались надвинутыми на оба кратона Каапваальский и на Зимбабве (Хаин, 2001). Последнее обстоятельство позволяет предполагать, что поддвиг океанических плит одновременно происходил под оба кратона – и под Каапвааль (в большей мере) и под Зимбабве. Кроме того, архейский возраст центральной зоны складчатого пояса Лимпопо показывает, что при столкновении рассматриваемых кратонов между ними оказался зажатым и небольшой террейн с более древней корой. После образования единой протоплатформы Калахари с запада к ней оказались прижатыми подвижные пояса Магонди и Кейс, развивавшиеся, как и пояс Лимпопо, в интервале 2,0-1,7 млрд. лет назад (Хаин, 2001). Аналогичная ситуация наблюдалась и в окрестностях других алмазных провинций Африки – везде такие провинции граничат и либо даже окружены раннепротерозойскими складчатыми поясами, развивавшимися при формировании суперконтинента Мегагея около 2,0-1,8 млрд. лет назад.



Рис. 13.1. Схема расположения кимберлитов на территории Южной Африки: 1 – расположение кимберлитовых трубок (Трофимов, 1980); 2 – Складчатые пояса: пояса Лимпопо, Кейс и Магонди образовались около 2,0–1,8 млрд. лет назад, Мозамбикский пояс – позлнепалеозойский, Капский пояс – раннепалеозойский (Хаин, 2001); 3 – города провинции. Поле кимберлитов к югу от пояса Лимпопо располагается на архейском кратоне Каапвааль, а к северу от этого пояса – на архейском кратоне Зимбабве. Западные поля кимберлитов прорывают протерозойские образования

Основная масса алмазоносных кимберлитов Северной Америки расположена на архейских кратонах Слейв и Сьюпириор, отделенных друг от друга Транс-Гудзонским складчатым поясом свекофеннского возраста, возникшим около 1,9–1,8 млрд. лет назад при формировании Мегагеи. (рис. 13.2). После проведения разведочных работ в 90-х годах прошлого века, выяснилось, что кратон Слейв может стать одной из богатейших алмазоносных провинций мира (Харькив и др., 1998). Как следует из рис. 13.2., часть кимберлитовых тел Северной Америки оказались расположенными не на архейской, а на протерозойской коре. По-видимому, происхождение этих кимберлитов было связано либо с рифейскими импульсами железонакопления, показанными на рис. 6.2, либо с тем, что протерозойские образования Северной Америки в свое время были надвинуты на архейскую кору.



Рис. 13.2. Схема возрастного расчленения фундамента Северной Америки (по П. Хофману, взято из работы В.Е. Хаин и Н.А. Божко, 1988). На схему нанесены расположения кимберлитовых тел (черные треугольнички) по Дж. Доусону (1983), а для кратона Слейв – по данным, приведенным в работе (Харькив и др., 1998)

Аналогичная ситуация наблюдается и в Западной Австралии. Как описывается в фундаментальной монографии А. Джейкса, Дж. Луиса и К. Смита (1989) "основное структурное положение кимберлитовых и лампроитовых интрузий в Западной Австралии определяется нахождением их в пределах раннепротерозойских подвижных зон,

располагающихся по границам архейских ядер, несмотря но то, что эти зоны могут быть покрыты фанерозойским осадочным чехлом" (рис. 13.3). Здесь, правда, следует обратить внимание, что под выполненной рифейскими отложениями впадиной Кимберли предполагается существование архейского блока, окруженного с юга и востока раннепротерозойскими складчатыми системами, соответственно Кинг-Леопольд и Холлс-Крик. При этом, возраст заключительных деформаций (кратонизации) всей этой области Западной Австралии оценивается, как 1850–1890 млн. лет назад (Хаин, 2001). Отсюда можно заключить, что, как и в Северной Америке, бо́льшая часть кимберлитовых и лампроитовых интрузий Западной Австралии возникла на архейской коре, а соответствующие глубинные расплавы под ней возникли во время раннеархейского эпизода поддвига плит, одновозрастного со свекофеннским орогенезом Балтийского щита.



Рис. 13.3. Основные тектонические структуры Западной Австралии и размещение кимберлитовых и лампроитовых провинций (Джейкс и др., 1989): 1 – регионы, перекрытые фанерозойскими отложениями; 2 – протерозойские складчатые пояса; 3 – протерозойские бассейны; 4 – архейские кратоны; 5 – разломы; 6 – оси складок; 7 – интрузии лампроитов и кимберлитов; 8 – месторождения алмазов

Рассмотрим еще один классический пример Якутской алмазоносной провинции, расположенной в восточной половине Сибирской платформы. Описание тектонического строения Сибирской платформы проведем по монографии В.Е. Хаина (2001). Фундамент Сибирской платформы выходит на поверхность в двух крупных щитах на севере – в

210

Анабарском, а на юго-востоке – в Алданском щите. Алмазоносными являются, в основном, Анабарский мегаблок и, частично, Алданский мегаблок (рис. 13.4). Центральная часть Алданского мегаблока сложена гранит-зеленокаменными породами, среди которых преобладают позднеархейские образования возрастом около 2,75 млрд. лет, хотя встречаются и среднеархейские возрасты. В составе Анабарского массива выделяются три блока, разделенные поясами складчатости возрастом около 1,9–1,8 млрд. лет, вдоль которых происходит поддвиг западных блоков под восточные. Возрасты западного (Маганского) и центрального (Далдынского или Центрально-Анабарского) блоков равны 3,2 млрд. лет. Причленение западного (Тунгусского) мегаблока к остальным частям Сибирской платформы, по-видимому, произошло во второй половине раннего протерозоя около 1,9–1,8 млрд. лет назад, поскольку именно этому времени соответствует эпоха кратонизации платформы, тогда, как в раннем рифее (т.е. при разрушении суперконтинента Мегагеи) уже началась авлакогенная стадия развития Сибирской платформы.



Рис. 13.4. Тектоническая карта-схема Сибирского кратона (по Rosen et al., 1994, взято из монографии В.Е. Хаина, 2001) с изменениями: 1 – области основных выходов фундамента на поверхность; 2 – палеозойские и мезозойские надвиговые пояса периферии кратона; 3 – мощность платформенного чехла (контуры, в км); 4 – главные сутуры; 5 – разломы в платформенном чехле; 6 – пояса кимберлитов; 7 – то же с коровыми ксенолитами; 8 – скважины, вскрывшие докембрийский фундамент; 9 – предполагаемые зоны поддвига плит вдоль Байкало-Таймырской сутуры и восточных блоков Анабарского массива (наша интерпретация)

О возрасте западного (Тунгусского) мегаблока судить трудно, поскольку он перекрыт мощной толщей платформенного чехла. Однако тот факт, что в Енисейском кряже и на юго-западе мегаблока обнажаются породы архейского возраста, по нашему мнению, свидетельствуют о том, что и сам мегаблок характеризуется архейским возрастом. Судя по геофизическим данным, Байкало-Таймырский шовный пояс представляет собой зону поддвига плит, вдоль которой Тунгусский мегаблок пододвигается под Анабарский мегаблок. В этом случае, например, происхождение полей развития кимберлитов начиная от Мирнинского до Далдынского и Верхнемунского, а также мезозойских диатрем, примыкающих к Анабарскому щиту (см. рис. 20), можно объяснить затягиванием железистых осадков раннепротерозойского Центрально-Сибирского палеоокеана под Меганский и Анабарский архейские мегаблоки. Во всех этих случаях расстояние между фронтом зоны субдукции Байкало-Таймырской шовной зоны и этими полями распространения кимберлитов как раз составляют 400–500 км. Все же восточные поля распространения кимберлитов, по-видимому, связаны с зонами поддвига Маганского блока под Далдынские и Далдынского блока под восточный Хапчанский блок.

Таким образом, на Сибирской платформе, как и в Южной Африке мы имеем дело с классическим примером формирования кимберлитовых пород за счет затягивания раннепротерозойских пелагических (железистых) осадков под архейские кратоны.

## Глава 14. Основные черты строения и развития Балтийского щита.

Для прогноза местоположения щелочно-ультраосновного и алмазоносного магматизма, наиболее важной задачей является нахождение раннепротерозойских шовных структур – следов бывших зон поддвига плит океанической коры под архейские кратоны, и определение направления их падения.

Внутренняя структура Балтийского щита в основном была сформирована в результате свекокарельского тектогенеза около 1,9–1,8 млрд. лет назад, спаявшего воедино отдельные блоки и щиты архейского возраста. В настоящее время Балтийский щит включает в себя две различные по возрасту и характеру строения области земной коры: архейскую Карело-Кольскую (на востоке Балтийского щита) и раннепротерозойскую или Свекофеннскую на западе щита. Близкое к современному ограничение щита, было сформировано в каледонское время, когда в северо-западной его части образовался мощный складчатый пояс каледонид, перекрывший архейские и протерозойские образования в результате закрытия Протоатлантического океана Япетус. Юго-восточная часть щита полого погружается под отложения рифей-палеозойского чехла северной части Русской плиты. Северная и северо-восточная граница проходит вдоль Мурманского побережья и ограничена системой разломов Карпинского, где наблюдается резкое ступенчатое погружение кристаллического фундамента под Тиманиды и платформу Баренцева моря.

Континентальные блоки Кольского полуострова и Карелии с прилегающей к ним с востока территорией Архангельской области, сформировались в позднем архее в интервале 3.5-2.7 млрд. лет назад [Изотопная... 1989]. В конце архея около 2.7–2.6 млрд. лет назад произошло их объединение по складчатому поясу Беломорид в результате глобального кеноранского диастрофизма, объединившего все разрозненные до того архейские щиты в единый суперконтинент Моногея. Первые 100 млн. лет существования Моногеи вся эта часть Балтийского щита развивалась в платформенном режиме. Однако внедрение расслоенных интрузий базит-гипербазитвого состава в архейскую кору в интервале 2,49–2,39 млрд. лет назад [Баянова, 1992], маркировали первые импульсы растяжения архейской коры и заложения палеорифтов и палеоокеанов и сформировали зеленокаменные пояса раннепротерозойского возраста. В пределах Карело-Кольской литосферной плиты зеленокаменные пояса этого возраста группируются в двух областях их распространения. Одна из них локализована в пределах Кольского полуострова и представлена Печенга – Имандра-Варзугским и Ветренным зеленокаменными поясами (см. рис. 14.1), вещественное наполнение которого соответствует рифтогенным и протоофиолитовым образованиям [Минц, 1992; Смолькин,1992]. Отдельные фрагменты этого пояса разделены разломами трансформного типа. В первой же половине раннего протерозоя около 2,4–2,3 млрд. лет назад, произошли расколы уже по всей ее территории и в архейскую гранитогнейсовую кору стали внедряться расслоенные интрузии перидотит-пироксенитов и габброноритов. Развитие этого процесса привело к возникновению в пределах Кольско-Карельской плиты целого ряда рифтогенных структур, имевших северо-западную ориентировку длинной оси [Минц, 1992; Смолькин, 1992]. В некоторых из них растяжение доходило до полного разрыва континентальной коры, возникновения океанических бассейнов и образования коры океанического типа. Это важно учитывать, так как в проблеме происхождения алмазоносных пород ширина возникавших океанических впадин имеет принципиальное значение, поскольку кимберлитовые расплавы могли возникать только при погружении океанической коры на глубины, равные средней мощности континентальной литосферы, т.е. на глубины до 200-250 км. Однако такой процесс, с учетом наклона зон поддвига плит, способен был происходить только при закрытии океанов имевших ширину не менее 800-1000 км, или даже 1500-2000 км. В настоящее время рядом авторов развивается представление о больших амплитудах перемещений раздвигающихся блоков коры [Минц, 1992] и, соответственно, о развитии широких океанических бассейнов в пределах Карело-Кольского региона.

Судя по тому, что в раннем протерозое тектоническая активность Земли хоть и была значительно слабее архейской, но все-таки превышала современную по меньшей мере раза в три (см. рис. 4.17), а также учитывая существовавшую в то время асимметрию состава конвектирующей мантии, можно ожидать, что суперконтинент Мегагея (1,9–1,8 млрд. лет), скорее всего, сформировался в противоположном относительно Моногеи (~2,6 млрд. лет) полушарии. Отсюда следует, что межконтинентальные океанические бассейны в раннем протерозое были достаточно широкими, а в рассматриваемом Карело-Кольском регионе это могла быть серия из трех – четырех океанов общей шириной до несколько тысяч километров.

В интервале 2,0–1,8 млрд. лет назад, геодинамическая обстановка на Балтийском щите сменилась режимом повсеместного сжатия, приведшим к консолидации континентальной коры и формированию ее основного тектонического плана. Закрытие раннепротерозойских океанических бассейнов, располагавшихся в современных координатах к югозападу от Беломорид, сопровождалось широкомасштабным поглощением океанической коры в зонах поддвига плит к юго-западу от Кольской архейской литосферной плиты (рис. 14.1). В результате произошедшей после этого коллизии ранее обособившихся (еще в начале раннего протерозоя) архейских микроконтинентов и террейнов, произошла консолидация Карело-Кольского мегаблока и Свекофеннской области.

Свекофеннская складчатая область занимает центральную часть Балтийского щита и с северо-востока граничит с Карельской гранит зеленокаменной областью. Модель формирования этой области разрабатывалась А. Хилтаненом [Hiltanen, 1975] и Гаалом [Gaal, 1982]. В соответствии с ней Свекофеннская область образовалась в раннем протерозое за счет развития системы островных дуг в общирном океане, существовавшем тогда между Карело-Кольским архейским кратоном и архейскими кратонами центральной и южной частей Русской платформы. В конце раннего протерозоя около 2 млрд. лет назад Свекофеннский океан начал закрываться. В результате замкнулись все междуговые бассейны, а океаническая кора этого океана пододвинулась под Карело-Кольский кратон.

Свекофеннская складчатая область, представляет собой сложную систему вулканогенно-осадочных комплексов, прорванных синорогенными батолитами габбро-тоналитовой и габбро-гранодиоритовой сериями. Местами они формируют обширные участки земной коры, сливаясь воедино и образуя самостоятельные геоструктурные элементы. Возраст плутонических образований колеблется в пределах 2,2–1,9 млрд. лет. Синхронно с плутоническим магматизмом проявились и вулканические процессы всего спектра пород от базальт-андезитового до дацит-риолитового составов. Геохимия этих пород свидетельствует о принадлежности данного комплекса к островодужным образованиям [Pharaon, Pearce, 1984]. Эффузивы перемежаются с осадками, количество которых увеличивается к периферии вулканических поясов [Gaal, 1982]. Все эти данные позволяют рассматривать описанные вулканоплутонические ассоциации свекофеннид в качестве магматических комплексов древних островных дуг, столкновения которых привело к формированию континентальной коры региона. Эти ассоциации развиты очень широко и местами прорваны гранитоидами, а местами облекают отдельные террейны архейской континентальной коры. Среди островодужных серий встречаются фрагменты коры океанического типа, которые имеют характерные особенности офиолитовых комплексов. Интрузивная и вулканогенная часть офиолитовых разрезов состоит из ультрабазитов и базитов толеитового ряда, занимающих основной
объем таких поясов. Осадочная часть представлена альбитизированными глинистыми осадками, пелитами, карбонатами, конгломератами, кремнистыми ассоциациями и графитсульфидными кристаллическими сланцами. Встречаются и прослои железистых кварцитов [Geological Survey, 1985]. Среди вулканогенного разреза зеленокаменных поясов базальты часто имеют структуры подушечных лав. Геохимическая характеристика офиолитовых комплексов свекофеннид выявила некоторые их различия по ряду элементов. Более древние из них (2,4–2,2 млрд. лет) заметно обогащены Fe и Mg. Схематическая геологическая карта Балтийского щита изображена на рис. 14.1.



Рис. 14.1. Схематическая геологическая карта восточной части Балтийского щита: 1 – Континентальнокоровые ассоциации архея; 2–3 – осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы возраста 2,5–2,2 млрд. лет: 2 – островодужные и офиолитовые; 3 – рифтогенные, островодужные и офиолитовые; 4–5 – осадочновулканогенные и интрузивные комплексы возраста 2,2–1,9 млрд. лет; 4 – островодужные и офиолитовые, 5 – рифтогенные, островодужные и офиолитовые; 6 – свекофеннские (1,9 млрд. лет) граниты и гранитоиды; 7 –

218

граниты рапакиви (1,4 млрд. лет); 8 – аллохтонные покровы каледонского возраста; 9 – граница распространения палеозойского осадочного чехла Русской платформы; 10 – зоны субдукции и направления поддвига океанических плит раннепротерозойского возраста (1,9–1,8 млрд. лет); 11 – интрузии щелочноультраосновного состава; 12 – трубки взрыва пикритового и мелилититового составов; 13 – кимберлиты; 14 – дайки щелочно-ультраосновного и основного составов

Особенности пространственного расположения, внутреннего строения и возраст образования вулканогенно-осадочных комплексов, позволяют предположить наличие в Карело-Кольском мегаблоке, по крайней мере, четырех – пяти зон палеосубдукции, падающих на северо-восток (рис. 14.1). Первая из них сечет Карело-Кольскую архейскую континентальную плиту в юго-восточном направлении к югу от Беломорского складчатого пояса. Образование Беломорид относится к позднему архею (2,9-2,8 млрд. лет назад), Однако в конце раннего протерозоя пояс претерпел интенсивную тектоническую переработку в связи с коллизией Кольского и Карельского континентальных блоков. Беломорский пояс представляет собой типичный гранулито-гнейсовый коллизионный пояс покровной структуры (Н. Сорохтин, 1997). Далее к северо-востоку он, вероятнее всего, погружается под Кольский гранулито-гнейсовый кратон. Вторая зона субдукции выделяется нами по косвенным данным, но она также сечет Карело-Кольский мегаблок к югу от первой зоны и погружается на северо-восток. Наконец третья зона поддвига плит обрамляет Карело-Кольский архейский мегаблок с юго-запада и маркируется изменением возрастных характеристик пород от архейских на северо-востоке до раннепротерозойских на юго-западе. Кроме того, к северовостоку от этой зоны возраст формирования окраино-континентальных комплексов колеблется в пределах 2,4-2,2 млрд. лет, тогда как к юго-западу островодужный комплекс омолаживается до 2,1-1,9 млрд. лет [Geological Survey..., 1985]. Четвертая зона предполагаемой палеозоны поддвига плит выделяется не так однозначно, однако может быть проведена по границе изменения вещественного наполнения протоокеанических и островодужных ассоциаций [Geological Survey.., 1985]. С другой стороны, четвертая и пятая зоны достаточно четко фиксируются по геофизическим данным, полученным в результате выполнения сейсмического проекта "Бабель" в Ботническом заливе [Babel..., 1993]. При этом геофизические данные также указывают на погружение палеоокеанических плит под Карело-Кольский архейский мегаблок.

Следует отметить, что мощность архейских континентальных литосферных плит к концу раннего протерозоя уже достигала величин порядка 200–250 км. В зависимости от угла наклона пододвигаемой океанической литосферы под архейский кратон, горизонталь-

ное расстояние между фронтом поддвига этой плиты и зоной генерации кимберлитовых расплавов на глубине около 250 км под архейским кратоном (см. рис. 8.1), могло составлять от 300 до 600–650 км.

Интересной особенностью большинства активных окраин архейских континентов в раннем протерозое является их практически полная амагматичность [Борукаев, 1985]. Эта примечательная особенность затрудняет использование актуалистического подхода к выделению зон поддвига плит и объясняется тем, что период времени 2,0–1,8 млрд. лет назад характеризовался наиболее интенсивным в истории Земли накоплением на океаническом дне железорудных осадков джеспилитового типа, о чем мы уже неоднократно говорили выше. Попадая в зоны поддвига плит они играли роль смазочного материала, резко снижая температуру трения плит ниже температуры генерации андезитовых магм (см. рис. 8.2).

Окончательное закрытие Свекофеннских океанов произошло около 1.9–1.8 млрд. лет назад. С тех пор и до наших дней Карело-Кольский мегаблок архейской коры и примкнувшие к нему раннепротерозойские структуры Свекофеннид характеризуются только платформенными режимами развития континентальной коры. Хотя отдельные события тектонической активизации происходили и в этот промежуток времени. Так, в рифее и венде во время байкальской орогении на континентальную кору Балтийского щита с северо-востока оказались надвинутыми комплексы Тимано-Печорской складчатой зоны, что, по-видимому, и привело к внедрению большого количества даек базитового состава северного и северовосточного простирания, трассирующих основные зоны растяжения того времени. В результате этих процессов Балтийский щит оказался спаянным с эпирифейской платформой Баренцева моря.

Новая крупная активизация тектонических процессов в рассматриваемом регионе произошла в конце ордовика около 480-450 млн. лет назад при закрытии палеоатлантического океана Япетус. Именно в это время сменился режим развития Грампианско-Каледонской геосинклинали и на смену режима пассивной окраины континента, вдоль всего северо-западного побережья Европейской платформы от Шотландии, через Норвегию до островов Шпицбергена, возникла обстановка зоны поддвига плит. В раннем и среднем девоне (390-370 млн. лет назад) произошло столкновение континентальных литосферных плит, обрамлявших палеоокеан Япетус. К началу девона, Североамериканский континент столкнулся с Восточноевропейским, образовав единую континентальную литосферную плиту. В это же время, был сформирован каледонский складчатый пояс, протянувшийся от Шотландии до севера Скандинавии и островов Шпицбергена, маркируя линию столкновения континентов. Каледонский геосинклинальный комплекс, вместе с офиолитами был выжат за пределы геосинклинали и надвинут на архейские и протерозойские образования северо-западной окраины Балтийского щита в виде обширных аллохтонных покровов. Во второй половине девона и в раннем карбоне (340-320 млн. лет назад) континенты продолжали сближаться друг с другом, постепенно формируя фрагмент суперконтинента Пангея.

Процесс закрытия палеоокеана Япетус можно восстановить по современной конфигурации континентальных плит северной части Атлантического океана и полосчатым магнитным аномалиям, а также по характеру строения каледонской аллохтонной пластины в северной части Балтийского щита, маркирующей древнюю зону сочленения. При этом, клиновидная форма восточной части Гренландской литосферной плиты при столкновении с Европейской плитой, должна была привести к возникновению растягивающих напряжений в северной части Балтийского щита по линии Северная Норвегия – Кольский полуостров – Архангельская область, т.е. с северо-запада на юго-восток (рис. 14.2).



Рис. 14.2. Схема, показывающая механизм возникновения обстановок растяжения и сжатия при столкновениях Американо-Гренландской и Западносибирско-Карскоморской плит с Балтийско-Баренцевоморской плитой соответственно около 400 и 32 млн. лет назад (Сорохтин, Митрофанов, Сорохтин, 1996): 1 – направления давления плит; 2 – генеральные простирания зон сжатия и растяжения; 3 – напряжения растяжения; 4 – напряжения сжатия; 5 – характерные простирания субмеридиональных и субширотных сдвиговых разломов, оперяющих под углами 45 с главные зоны сжатия и растяжения

Аналогично этому, при закрытии девонского Палеоуральского океана и при столкновении в конце карбона Западносибирской эпипалеозойской платформы с Русской платформой по-видимому произошло заложение зоны растягивающих напряжений по линии Новая Земля- остров Нокуев – г. Кандалакша – Ботнический залив (рис. 14.2). При этом, выступ Карской плиты, отмеченный коленообразным изгибом складчатых структур Новой Земли, подобно клину внедрился в Баренцевоморскую платформу.

Произошедшие в обрамлении Балтийского щита события, не могли не оказать активного влияния на его внутреннее физическое состояние. В результате этого, в восточной части щита была сформирована почти ортогональная система разрывных нарушений, имеющая северо-западное и северо-восточное направления ветвей (рис. 14.2). Характер проявления этих деформаций предопределял возникновение еще одной системы разрывов, образующейся в результате разложения сил. Формирование субмеридианально-субширотной ортогональной системы в описываемый период времени носило второстепенный характер и реализовывалось без сколько ни будь значительных перемещений вдоль разломов. Имеющиеся данные по палеогеодинамическим реконструкциям эволюции процессов закрытия Япетуса и Палеоледовитого океана, указывают на "захлопывание" последнего в позднегерцинское время, т.е. с некоторым запаздыванием относительно других [Зоненшайн и др., 1990]. Описанные факты структурообразования северо-восточной части Балтийского щита в палеозойское время свидетельствуют о временном различии этапов заложения систем разрывных нарушений, выразившихся в образовании сначала северо-западной и северовосточной системы, а позже субмеридиональной и субширотной. Возникновение растягивающих напряжений в восточной части Балтийского щита привело к формированию целого ряда рифтогенных структур. По геофизическим данным в пределах Кольского полуострова выделяется две системы рифтовых образований: Беломорская и Баренцевоморская, маркирующих разрывы северо-западного простирания, а также расположенную нормально к ним систему раздвига, маркируемого акваторией Горла Белого моря. Проведенные в этой связи, М.И. Добрыниной [1992] работы, выявили их продолжение под чехол плиты на юго-восток, где они расщепляются еще на две ветви.

Система Беломорского рифта состоит из Кандалакшской ветви, которая к юговостоку разветвляется на Онего-Двинскую и Керетско-Лешуконскую. Общая протяженность системы от Кольского полуострова до Тимана составляет около 900 км, при ширине 50-270 км [Добрынина, 1992]. В северо-западной части Кандалакшский рифт постепенно выклинивается, а в районе Терского берега от него ответвляется в север-северо-западном направлении Ермаковский грабен [Ветрин, Калинкин, 1992]. Система Баренцевоморского рифта прослеживается от Лаксефюерда и Танафьерда северного побережья Норвегии, вдоль Мурманского берега Кольского полуострова и далее на юго-восток. В юго-восточной части он разделяется на две ветви: Мезенскую и Канино-Тиманскую [Добрынина, 1992]. Общая протяженность Баренцевоморского рифта составляет около 1500 км, при ширине до 200 км. В районе северного побережья Норвегии данная рифтовая система выклинивается и имеет вид правостороннего сдвига.

С заложением и обновлением описанных выше систем разрывных нарушений около 450-320 млн. лет назад по-видимому следует связывать интенсивно проявившийся в пределах Балтийского щита и севера Русской платформы магматизм щелочно-ультраосновного и кимберлитового ряда. Массивы щелочно-ультраосновных интрузий локализованы в центральной части Кольского полуострова и восточной Финляндии (рис. 14.1). Зона распространения трубок взрыва, находится к востоку от области локализации интрузий щелочноультраосновного состава и занимают компактное положение в пределах Ермаковского грабена. Отдельная трубка взрыва найдена в районе губы Ивановской на побережье Баренцева моря. В Архангельской области также обнаружены трубки взрыва, объединенные в Зимнебережную область кимберлитового и мелилититового магматизма (рис. 14.1). Подавляющее большинство трубок взрыва, расположенных на Терском берегу Кандалакшского залива, а также единичная находка на Мурманском берегу Баренцева моря, имеют мелилититовый состав, тогда как в Архангельской области проявился и мелилититовый и, более глубинный - кимберлитовый магматизм. Кроме интрузий и трубок взрыва, каледонский и герцинский магматизм Кольского полуострова характеризовался широким распространением комплекса даек, которые образуют в пространстве две обособленные области. Одна из них протягивается вдоль Мурманского побережья от северной Норвегии до губы Ивановская на востоке (рис. 14.1). Дайки имеют преимущественно щелочно-ультраосновной состав пород. Встречаются и дайки долеритов, которые занимают в основном западную часть зоны распространения.

Вторая область проявления дайкового магматизма ограничивается северо-восточным побережьем Кандалакшского залива, где в настоящее время известно более 300 даек. Большинство из них имеют ориентировку в северо-восточном направлении и образуют серию субпаралельных тел, расстояние между которыми колеблется от 20–50 до 500–700 метров. Практически все дайки имеют щелочно-ультраосновной состав пород. Изучение возрастных характеристик интрузивного магматизма позволило выявить два возрастных интервала его проявления. Ранние интрузивные тела, трубки взрыва и дайки внедрялись в интервале 480-400 млн. лет назад и образуют вытянутую в северо-западном направлении зону, протягивающуюся вдоль побережья Кандалакшского залива и далее, включая Ковдорский массив [Ветрин, Калинкин, 1992]. Более поздние проявления магматизма имеют возраст 400-320 млн. лет и приурочены к разрывным нарушениям северовосточного и северного простирания [Ветрин, Калинкин, 1992; Дудкин и др., 1984]. Выявленная закономерность подтверждает более молодой возраст заложения меридиональной и диагональной (северо-восточной) систем разломов.

Анализируя особенности пространственно-временной локализации магматических образований в восточной части Балтийского щита, проявляется их закономерное расположение в непосредственной близости от узлов пересечения всех четырех направлений наиболее крупных разрывных нарушений. Всего в пределах описываемого региона можно выделить 15 крупных узлов, в 12 из которых магматизм проявлен достаточно широко. Остальные три области находятся в восточной части Кольского полуострова и не имеют пока подтверждения о проявлениях магматизма. Следует отметить, что сделанные одним из авторов в 1997 году наблюдения на востоке Кольского полуострова (р.р. Пулоньга – Бабья), выявили большое количество даек мелилититового и кимберлитового составов на Кольском побережье Горла Белого моря. Эти дайковые образования часто имеют своеобразную форму в виде паукообразных тел с изометричным обособлением вещества в центре и четырех - шести лучевыми расходящимися дайками. Диаметр центральных тел колеблется в пределах 2-8 метров, а протяженность апофизов достигает 30 – 80 метров. Дайковые тела прорывают архейский кристаллический фундамент, не метаморфизованы и часто имеют характерные диагональные первичные трещины, формирующиеся при кристаллизации магмы. К настоящему времени эти образования слабо изучены, но предварительные данные указывают на палеозойский возраст внедрения и их принадлежность к мелилититовым и кимберлитовым образованиям.

Пространственные закономерности локализации описываемых магматических комплексов характеризуются строгой зависимостью их размещения в регионе. Интрузивные тела щелочно-ультраосновного и карбонатитового составов расположены приемущественно в центральной части Кольского полуострова и северной Карелии и практически не перекрываются зоной проявления пикритового и мелилититового магматизма, пространственного

тяготеющего к Терскому берегу Кольского полуострова. К востоку от них, в Архангельской области располагается зона развития исключительно кимберлитового магматизма, также имеющего строгие ограничения в пространстве (рис. 14.1). Полученная зависимость пространственного размещения различных по составу и способу выведения на поверхность Земли магматических комплексов по всей видимости указывает на изменение глубины зарождения магм, которая увеличивалась вдоль Беломорской и Баренцевоморской систем рифтов с северо-запада на юго-восток. По данным Дж. Доусона [1983] глубина зарождения целочно-ультраосновных магм колеблется от 80 до 100 км, тогда как кимберлитовые магмы формируются на глубинах от 150–180 км до 200–220 км.

Выше, при описании механизмов формирования щелочно-ультраосновных и кимберлитовых магм, подчеркивалась прямая связь между глубиной их зарождения и расстоянием от фронтов раннепротерозойских зон поддвига плит. Именно поэтому, взаимное расположение этих зон и каледоно-герцинских рифтовых образований имеют первостепенное значение для прогноза областей локализации кимберлитового магматизма на Балтийском щите и в Архангельской провинции.

Как уже отмечалось выше, поддвиг свекофеннских океанических плит происходил приблизительно в северо-восточном направлении под Карело-Кольский архейский мегаблок. Азимуты падения плоскостей смещения палеосубдукционных зон имеют северовосточное направление. Мысленное продолжение линий падения этих зон к северо-востоку позволяют оценить глубину поверхности поглощенной океанической коры в зависимости от расстояния от фронта бывшей зоны поддвига плит. Однако для вычисления значений глубины погружения этой коры необходимо знать угол погружения океанических литосферных плит под континентальные в раннем протерозое. Эта задача весьма сложная и теоретически однозначно не решаемая. В первом приближении можно воспользоваться эмпирическим правилом: чем выше скорость поддвига литосферных плит – тем более пологой становится и сама зона поддвига плит. Так, под Марианскую островную дугу Тихоокеанская плита пододвигается соскоростью около  $u_l \approx 4$  см/год, тогда как угол наклона зоны Вадати-Беньефа достигает  $\beta \approx 70^\circ$  и выше; под Курильской дугой  $u_l \approx 7-9$  см/год,  $\beta \approx 45^\circ$ ; под Анды Южной Америки плита Наска пододвигается со скоростью около  $u_l \approx 15$  см/год, а угол  $\beta$  снижается до 30°.

В раннем протерозое средняя скорость движения литосферных плит была приблизительно в 5-6 раз выше, чем современная и достигала 25-30 см/год [Сорохтин, Ушаков, 2002]. Поэтому следует ожидать, что в ту далекую эпоху и минимальные значения углов наклона зон поддвига плит снижались до 20°, хотя при этом могли существовать и более крутые наклоны этих зон. Если же известны положения фронта зоны поддвига литосферных плит и выходов щелочно-ультраосновных интрузий или кимберлитовых трубок взрыва, то угол наклона палеозоны поддвига плит можно определить значительно точнее.

При эшелонированном расположении раннепротерозойских зон поддвига плит, как это наблюдается в Карело-Кольском кратоне, очевидно, возможно пространственное совмещение комплексов щелочно-ультраосновного, переходного по глубинности карбонатитового, мелилититового и даже кимберлитовому магматизма. Например, трубки взрыва мелилититового состава, развитые на Терском берегу Кандалакшского залива, располагаются совместно со слабоалмазными кимберлитовыми трубками взрыва. Такая же картина наблюдается и в Архангельской области, где кимберлиты Золотицкого и Кепинского полей соседствуют с оливиновыми и оливин-флогопитовыми мелилититами Верхотинского и Ижмозерского полей. В результате фанерозойских расколов литосферы в этих регионах были вскрыты эшелонированные зоны палеосубдукции раннепротерозойского возраста с разной глубиной расположения в них очагов дифференцированных магм. Таким образом на поверхность были выведены и пространственно совмещены разноглубинные магматические образования (см. рис. 3.1).

## Заключение

С появлением в геологии строго научной теории, получившей название тектоники литосферных плит, большинство геологических явлений нашло свое естественное объяснение. После же разработки наиболее общей концепции глобальной эволюции Земли, изложенной, например, в работе [Сорохтин, Ушаков, 1991], удалось выяснить физическую природу ведущих эндогенных процессов, управляющих геологическим развитием нашей планеты, и установить причинно-следственные связи между ними и наблюдаемыми на поверхности Земли геологическими явлениями. В этой связи совершенно новое звучание получили проблемы происхождения и формирования месторождений полезных ископаемых. В частности, было показано, что накопление в земной коре рассеянных и рудных элементов эндогенных полезных ископаемых происходит только при активном участии в этом процессе экзогенных факторов и путем неоднократной переработки вещества самой коры [Монин, Сорохтин, 1983]. Не составляет исключения в этом отношении и происхождение алмазов - явно глубинных Природа алмазов интересна еще и тем, что в этом загадочном минерале как в минералов. капле воды отразилась вся геологическая история развития Земли начиная с формирования архейских кратонов, на которых только и встречаются коренные месторождения алмазов, образования земного ядра в конце архея и связанного с этим перехода тектонической активности Земли к режиму тектоники литосферных плит, эволюции океанов в раннем протерозое, приведшей к накоплению уникальных железорудных осадков того же возраста, и кончая происходившими в протерозое и фанерозое расколами континентов, открывавшими путь глубинным алмазоносным расплавам к поверхности Земли. Именно по этой причине только после разработки отмеченной выше теории удалось разрешить кажущееся противоречие между большой глубиной выплавления кимберлитовых магм (около 200÷250 км) и результатами экспериментального плавления мантийных пород, показывающими, что глубже 80÷85 км в ювенильной мантии (вне зон поддвига плит) вообще не могут возникать и существовать мантийные расплавы. Кроме того, нашло свое естественное объяснение и другое крупное противоречие между мантийным положением глубинных очагов алмазоносных расплавов и явно литофильными составами возникающих из них пород, к тому же насыщенных чуждыми мантии литучеми. По этой же причине отпала необходимость трудного объяснения возникновения в однородной мафической мантии весьма контрастных литофильных неоднородностей, с которыми обычно и связывалось происхождение

алмазоносных пород. Все сказанное относится не только к кимберлитам и лампроитам, но и к родственным им глубинным породам карбонатитового и щелочно-ультраосновного рядов. Итак, в разработанной на базе новых идей модели, алмазоносные кимберлиты, лампроиты и родственные им породы возникли за счет затягивания по древним зонам субдукции на большие глубины (до 200÷250 км) под архейские щиты "тяжелых" (железистых) океанических осадков раннего протерозоя. Температура литосферных плит на таких глубинах достигает 1400÷1500°С (при температуре плавления мантийных пород на этих же глубинах около 1700÷1800°С) и существенно превышает температуру плавления водонасыщенных осадков (приблизительно 600÷700°С). Поэтому затянутые в субдукции большие глубины осалки неизбежно 30HV на плавились И дифференциацировались путем ликвации расплавов. При этом тяжелая железистая фракция осадков погружалась в мантию, а их более легкая карбонатно-силикатная матрица надолго сохранялась в низах литосферы в виде очагов глубинных магм. Сами же алмазы образовывались путем восстановления углерода в экзотермической реакции взаимодействия углекислого газа с метаном и простыми углеводородами органического происхождения, затянутыми на большие глубины вместе с железистыми осадками. В свою очередь углекислый газ освобождался благодаря температурной диссоциации карбонатов. При возникновениях в последующие геологические эпохи тектонических условий растяжения древних щитов, образовавшиеся таким путем глубинные магмы вместе с кристаллами алмазов стремительно извергались на дневную поверхность, формируя там диатремы алмазоносных пород.

В нашей модели момент формирования глубинных расплавов строго ограничен эпохой второй половины раннего протерозоя. Связано это с тем, что в архее еще не существовало условий для генерации магм рассматриваемого типа, поскольку исключительно высокая тектоническая активность Земли и очень большие тепловые потоки не допускали тогда увеличения мощности континентальных литосферных плит выше 60÷80 км (вместе с континентальной корой). Зон же субдукций в то время вообще не существовало (их заменяли зоны скучивания и торошения сравнительно тонких океанических литосферных пластин существенно базальтового состава). После выделения земного ядра в конце архея, к началу раннего протерозоя тектоническая активность Земли резко снизилась, в результате возникли первые зоны субдукции, а мощность архейских континентальных литосферных плит стала быстро возрастать и уже к концу раннего протерозоя достигла предельных значений порядка 250 км, что и создало условия для возможности формирования глубинных (алмазоносных) расплавов. Однако, реализация этой возможности осуществилась только тогда, когда на дне океанов стали отлагаться тяжелые железорудные осадки типа джеспилитов.

Из геологической истории Земли нам известно, что наиболее выдающаяся эпоха железорудного накопления, в течение которой сформировались наиболее гигантские месторождения железа: Хамерсли, Кривого Рога, Курской магнитной аномалии, Верхнего озера, Карсакпая и многих других месторождений, в которых сейчас сосредоточено более 90% общих запасов железа, продолжалась сравнительно недолго - приблизительно от 2200 до 1900 млн. лет назад [Голдич, 1975]. Завершилась эта эпоха мощнейшей фазой свекофеннской орогении, когда благодаря погружениям океанических плит под архейские континенты закрылось большинство межконтинентальных океанов раннепротерозойского возраста и вновь сформировался единый суперконтинент Мегагея Штилле [Сорохтин, Ушаков, 1991, 1993]. Именно с этими событиями и следует связывать погружение тяжелых железистых пелагических осадков глубоко под архейские континенты. При этом кимберлиты и карбонатиты, вероятнее всего, образовались путем погружения и переплавления богатых карбонатами пелагических осадков тропической зоны раннепротерозойских океанов, а лампроиты – благодаря переплавлению обедненных карбонатами, глинистых пелагических осадков бореальных и полярных зон Земли того же возраста.

Само отложение таких железистых же тяжелых осадков на дне раннепротерозойских океанов объясняется тем, что в докембрийской мантии еще сохранялось свободное (металлическое) железо, окончательно исчезнувшее из мантии только к рубежу протерозоя и фанерозоя (по нашим оценкам в первичном веществе Земли содержалось около 13% металлического железа). Кроме того, именно в это время около 2200 млн. лет назад поверхность растущего океана перекрыла средний уровень стояния гребней срединно-океанических хребтов. В результате, свободное железо мантии в рифтовых зонах Земли стало контактировать с океаническими водами, окисляться ими до растворимой двухвалентной гидроокиси и разноситься по всей водной толще океанов. микроводорослями фотодиссоциационным Окисляясь далее И кислородом В приповерхностных условиях до нерастворимой трехвалентной формы, это железо затем выпадало в осадок, постепенно формируя тем самым знаменитые раннепротерозойские джеспилиты [Монин, Сорохтин, 1984; Сорохтин, Ушаков, 1991].

Описанная модель формирования алмазоносных пород и образования самих алмазов, как нам представляется, обоснована достаточно убедительно с геологической, геохимической и физической точек зрения. В ее рамках с единых позиций удалось объяснить большинство специфических черт, а иногда и тонкие детали состава алмазоносных и родственных им пород, включая сами алмазы и минеральные включения в них. Так, по этой модели кимберлиты и лампроиты действительно глубинные породы, но возникли они из пелагических осадков. Отсюда следует вывод, что углерод, фосфор, азот, большинство литофильных элементов (Li, B, F, Cl, K, Ti, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Ta, *Pb, Th, U*), вода и другие флюиды в алмазоносных породах не мантийного, а первично осадочного т.е. экзогенного происхождения. Об этом же свидетельствуют высокие концентрации и спектры редкоземельных элементов, отношения калий/натрий, торий/уран, изотопы водорода, кислорода, серы и стронция в кимберлитах, а также газово-жидкие включения в алмазах ( $H_2O$ ;  $H_2$ ;  $CH_4$ ;  $CO_2$ ; CO;  $N_2$ ; Ar;  $C_2H_4$  и даже спирт  $C_2H_5OH$ ), а также сдвиги изотопных отношений углерода в кристаллах алмазов, явно себе биогенные метки. Аналогичные свидетельства несущие на первично приповерхностного происхождения несут в себе и встречающиеся в кимберлитах ксенолиты эклогитов: несмотря на явно глубинные ассоциации минералов в эклогитах, их соответствует валовый состав неплохо океаническим толеитовым базальтам, выплавляемым лишь на небольших глубинах (до 35 км) под рифтовыми зонами океанов. Все это вместе взятое, по нашему мнению, убедительно свидетельствует о сравнительно приповерхностном формировании всего комплекса рассматриваемых пород, последующего их погружения на большие глубины и нового стремительного подема к поверхности (со скоростями порядка 30 - 50 м/с).

Приняв рассмотренный механизм формирования кимберлитов, лампроитов и родственных им карбонатитовых и щелочно-ультраосновных комплексов, можно в самой общей форме сформулировать и прогнозные критерии поиска этих весьма экзотических пород. Так, и те и другие породы могут встречаться только на архейских и, в крайнем случае, на раннепротерозойских континентальных щитах но никогда не должны формироваться на более молодых рифейских и фанерозойских платформах и, тем более, на океаническом дне. На архейской коре алмазоносные трубки взрыва должны всегда располагаться в нависающем борту зон поддвига плит свекофеннского возраста, приблизительно на расстояниях от 400 до 600 км от соответствующих им шовных зон на поверхности Земли. Щелочно-ультраосновные интрузии и субвулканические тела как менее глубинные образования должны встречаться на несколько меньших расстояниях от упомянутых шовных зон (от 200 до 400 км).

Приведенные критерии определяют собой только принципиальную возможность нахождения в данном регионе алмазоносных и щелочно-ультраосновных комплексов.

Однако, реализация такой возможности, как следует из механизма выведения глубинных расплавов на дневную поверхность, осуществлялась только в тех случаях, когда в регионе в прошлые геологические эпохи возникали режимы растяжения континентальных литосферных плит и происходили их расколы. Поэтому, если по независимым геологическим данным известно, что данный регион в какой-то период времени (после раннепротерозойского столкновения плит) испытывал растяжения и расколы, то вероятность нахождения на его территории рассматриваемых пород резко возрастает. Примером тому может служить рассмотренный в нашей работе анализ возможной алмазоносности регионов Кольского полуострова и севеной части Балтийского щита.

Выполненный в работе геодинамический анализ тектонического развития Балтийского щита, а также интерпретация имеющегося геологического материала с позиций тектоники литосферных плит, показаи, что Карело-Кольский архейский мегаблок континентальной коры с юго-запада обрамляется двумя зонами поддвига литосферных плит свекофеннского возраста (1900 млн. лет назад). Обе зоны падают на северо-восток под Карело-Кольский архейский мегаблок, поэтому первые условия возможной алмазоносности региона (архейский возраст коры и существование падающей под нее зоны субдукции свекофеннского возраста) для Кольского полуострова выполняются. Кроме того, на Кольском полуострове, в Швеции и Финляндии уже давно были известны выходы щелочно-ультраосновных и карбонатитовых интрузий т.е. родственных кимберлитам пород. За последние 15-20 лет на Кольском полуострове были открыты мелилитовые и кимберлитоподобные тела, а в соседней Архангельской области кимберлитовые трубки полноценные алмазоносные взрыва. Следовательно, рассматриваемый регион в свое время подвергался импульсам растяжения. Проведенный нами анализ показал, что растяжения и расколы Карело-Кольского мегаблока были связаны со столкновениями континентов при закрытии Палеоатлантического океана Япетус около 400 млн. лет назад и Палеоуральского океана около 320 млн. лет назад. Таким образом, для Карело-Кольского региона выполняется и последнее условие существование разломных структур, возникших в послераннепротерозойское время. Все это вместе взятое свидетельствует о весьма вероятной алмазоносности региона Кольского полуострова и позволяет теперь организовать на его территории научно обоснованные и целенаправленные поиски этих ценных минералов. Более того, вся совокупность геологических данных, подкрепленных изложенными в работе теоретическими представлениями, позволяет высказать предположение, что северо-восточная часть Балтийского щита, включая Карело-Кольский мегаблок архейской коры, северовосточные районы Швеции и Финляндии, а также прилегающая к Тиманидам северовосточная часть Русской платформы могут оказаться одной из богатейших алмазоносных провинций мира.

В данной монографии с позиций тектоники литосферных плит была описана модель образования алмазов и на ее базе, в виде примера, подробно рассмотрена перспектива алмазоносности Кольского полуострова и прилегающих к нему регионов. Другими примерами приложения новой теории могли бы служить уже известные и наиболее богатые алмазоносные провинции Бразилии, Южной Африки, Индии и Австралии, начало формирования которых действительно приходится на ранний протерозой - эпоху образования Мегагеи Штилле, а выведение на поверхность глубинных расплавов происходило в раннем и позднем рифее, соответственно при расколах Мегагеи и следующего суперконтинента Мезогеи. Последний же и весьма интенсивный акт кимберлитообразования в этих провинциях приходится на время мезозойского раскола из суперконтинентов вегенеровской Пангеи. наиболее последнего Однако, перспективным, как нам представляетя, было бы рассмотрение с этих же позиций возможной алмазоносности таких архейских щитов, на которых алмазы пока еще не выявлены.

## ЛИТЕРАТУРА

- 1. Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеенков В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск, Наука. 1985. 191 с.
- 2. Артюшков Е.В., Соболев С.В. Механизмы подъема с глубины кимберлитовой магмы. Докл. АН СССР, 1977. Т. 236, № 3. С. 692–695.
- 3. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976. 267 с.
- 4. Баянова Т.Б. и др. Возраст габбро-норитов нижнего расслоенного горизонта (Рифа) Федорово-Панского массива (Кольский Полуостров). Доклада РАН, 1994. Т. 337. № 1, с. 95–97.
- 5. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М., Наука, 1978. 231
- 6. Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А., Махоткин И.Л. и др. Лампроиты. М., Наука, 1991. 302 с.
- 7. Богданова М.Н., Ефимов М.М., Сорохтин Н.О. Элементы архейской геодинамики в северо-западном Беломорье//Геодинамика и глубинное строение Советской части Балтийскоо щита. Апатиты, Изд. КНЦ РАН, 1992. С. 81–91.
- 8. Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочноультраосновных пород и кимберлитов. М., Наука, 1976. 244 с.
- 9. Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск, Наука, 1985. 190 с.
- 10. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., Мир, 1974. 373 с.
- 11. Боуэс Д.Р. Корреляция свекокарельских образований и модель земной коры. // Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л., Наука, 1980. С. 294–303.
- 12. Быховер Н.А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М., Недра, 1984. 576 с.
- Вейзер Я. Эволюция отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в морской воде в течение геологической истории и ее значение как показателя эволюции земной коры. В кн.: Ранняя история Земли. М., Мир, 1980. С. 565–575.
- 14. Ветрин В.Р., Калинкин М.М. Реконструкция процессов внутрикорового и коровомантийного магматизма и метасоматоза (по результатам изучения глубинных включений). Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 1992. 108 с.
- 15. Владимиров Б.М., Соловьева Л.В., Киселев А.И., Егоров К.Н. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы. В. кн.: Кимберлиты ультраосновная формация древних платформ. Новосибирск, Наука, 1990. С. 190–264.
- 16. Галимов Э.М. <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C алмазов. Вертикальная зональность алмазообразования в литосфере. В трудах 27-го Международного геологического конгресса, докл. Т. 11, секц. С 11. Геохимия и космохимия. М., Наука, 1984. С. 110–123.
- Галимов Э.М., Прохоров В.С., Федосеев Д.В., Варнин В.П. Гетерогенные изотопные эффекты по углероду при синтезе алмазов и графита из газа//Геохимия, 1973 № 3. С. 416– 424.
- Гаркаленко И.А., Ушаков С.А. Земная кора Курильского региона// Сов. Геология, 1978, №11. С. 46–59.
- 19. Геодинамика (геофизика океана т. 2, под ред. О.Г. Сорохтина). М., Наука, 1979. 416 с.
- 20. Геология океана, осадкообразование и магматизм океана (под ред. П.Л. Безркова). М., Наука, 1979. 416 с.
- 21. Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (под ред. Э.А. Остроумова) М., Наука, 1980. 287 с.
- 22. Гилд Ф. Металлогения и новая глобальная тектоника. В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., Мир, 1974. 351–358.
- 23. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция) М., Наука, 1990. 213 с.

- 24. Голдич С.С. Возраст докембрийских полосчатых железорудных формаций. В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М., Мир, 1975. С. 286–297.
- 25. Грицик В.В., Дьякова А.Г. Об изотопном составе округлых алмазов. В тезисах 10-го Всесоюзн. Симп. по стабильным изотопам в геохимии. М., Наука, 1984. С. 238.
- 26. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М., Мир, 1989. 430 с.
- 27. Дмитриев Л.В. К вопросу о происхождении ультраосновных пород Индоокеанского хребта. Геохимия, №10, 1969.
- 28. Дмитриев Л.В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Докторская дисс. М., ГЕОХИ АН СССР, М., 1973.
- 29. Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Н.М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариацииего состава. В кн.: Геохимическая модель земной коры и верхней мантии. Владивосток, 1982. С. 28–35.
- Добрынина М.И. Рифтогенез в геологической истории докембрия северной части Русской плиты. В кн.: Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР. Апатиты, Изд. КНЦ РАН 1992. С. 71–78.
- 31. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М., Мир, 1983. 300 с.
- 32. Дудкин О.Б., Минаков Ф.М. и др. Карбонатиты Хибин. Апатиты, Изд. КФ АН СССР, 1984. 96 с.
- 33. Жариков В.А. Основы физико-химической петрологии. М., Наука, 1980. 420 с.
- 34. Жарков В.Н., Трубицын В.П. Физика планетных недр. М., Наука, 1980. 448 с.
- Захарченко О.Д., Галимов Э.М. Изотопная характеристика углерода алмазов из кимберлитовой трубки одного из районов СССР. Тез. Докл. «-го Всесоюзн. Совещания по геохимии углерода. М., Наука, 1986. С. 115–116.
- 36. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., Наука, 1992. 120 с.
- 37. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976. 231 с.
- 38. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990. Кн.1 328 с. Кн. 2 234 с.
- Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г. Тектоника красноморского рифта в районе 18oZonenshain L.P., Monin A.S., Sorokhtin O.G. Tectonics of the Red Sea rift in the area 18° с.ш. // Геотектоника, № 2, 1981, с. 3–22.
- 40. Изотопная геохронология докембрия. Л., Наука, 1989. 160 с.
- 41. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты: Справочник. М., Недра, 1990, 248 с.
- 42. Каминский Ф.В. О геохимических циклах углерода в процессах природного алмазообразования. Тез. Докл. Всесоюзн. Совещ. по геохимии углерода. М., 1981.
- 43. Каминский Ф.В. Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. М., Недра, 1984. 173 с.
- 44. Каминский Ф.В., Соболев Н.В. О вариациях изотопного состава углерода внутри кристаллов алмазов//Докл. АН СССР, 1985. Т. 286, № 6. С. 1436–1439.
- 45. Каррер П. Курс органической химии. М., Госхимиздат, 1962. 1216 с.
- 46. Карбонатиты (под ред. О. Таттла и Дж. Гиттинса). М., Мир. 1969. 486 с.
- 47. Каула У. Введение в физику планет земной группы. М., Мир, 1971. 536 с.
- 48. Кашинцев Г.Л. Глубинные породы океана. М., Наука, 1991. 279 с.
- 49. Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1978. 287 с.
- 50. Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров, О.С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М., Наука, 1969. 288 с.
- 51. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М., Мир, 1983. 390 с.

- 52. Кононова В.А. и др. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис//Геотектоника, 1995. № 3. С. 35–45.
- 53. Костылева-Лабунцова У.У., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., шлюкова З.В. и др. Минералогия Хибинского массива. Т. 1. М., Наука, 1978. 228 с.
- 54. Костюк В.П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск, Наука, 1974. 247 с.
- 55. Кратц К.О., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. и др. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов. Л., Наука, 1981. 164 с.
- 56. Кротков В.В., Кудрявцева Г.П., Богатиков О.А. и др. Новые технологии разведки алмазных месторождений. Б., ГЕОС, 2001. 310 с.
- 57. Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатитов. М., Наука, 1986. 126 с.
- 58. Кучерук Е.В., Ушаков С.А. Тектоника плит и нефтегазоносность (геофизический анализ)//Физика Земли, т. 8. М., ВИНИТИ, 1985. 200 с.
- 59. Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Физические свойства магматических расплавов. М., Наука, 1979. 200 с.
- 60. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М., Мир, 1977. 288 с.
- 61. Лисицын А.П. Процессы кеанской седиментации (литология и геохимия). М., наука, 1978. 392 с.
- 62. Лисицын А.П. Тектоника плит и рудообразование в океанах. В кн.: Геодинамический анализ и закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых. Л., ВСЕГЕИ, 1987. С. 32–55.
- 63. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М., Наука, 1990. 248 с.
- 64. Любимова Е.А. Термика Зели и Луны. М., Наука, 1968. 280 с.
- 65. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М., Наука, 1965. 379 с.
- 66. Мальцев К.А., Галимов Э.М. Изотопный состав водорода в алмазах// Докл. АН СССР, 1989. Т. 308, № 6. С. 1451–1453.
- 67. Милашев В.А. Кимберлиты и глубинная геология. Л., Наука, 1990. 167 с.
- 68. Минц М.В. Палеогеодинамические реконструкции раннего докембрия древнейшей (восточной исеверо-восточной) части Балтийского щита. В кн.: Геодинамика и глубинное строение Советской части Балтийского щита. Апатиты, Изд. КНЦ РАН, 1992. С. 34–47.
- 69. Митрофанов Ф.П., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. Состав, структуры и процессы архейской литосферы. В кн.: Тектоника и вопросы металлоении раннего докембрия. М., Наука, 1986. С. 15–25.
- 70. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. Уран-свинцовый возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова//Докл. РАН, 1993. Т. 331, № 1. С. 381–385.
- 71. Монин А.С. История Земли. Л., Наука, 1977. 228 с.
- 72. Монин А.С., Сеидов Д.Г., Сорохтин О.Г., Сорохтин Ю.О. Численное моделирование мантийной конвекции//Докл. АН СССР, 1987. Т. 294, № 1. С. 58–63.
- 73. Монин А.С., Сеидов Д.Г., Сорохтин О.Г., Сорохтин Ю.О. Численные эксперименты по формам мантийной конвекции//Докл. АН СССР, 1987. Т. 295, № 5. С. 1080–1083.
- 74. Монин А.С., Сорохтин О.Г. Об объемной гравитационной дифференциации Земли// Докл. АН СССР, 1981. Т. 259, № 5. С. 1076–1079.
- 75. Монин А.С., Сорохтин О.Г. Эволюция океанов и металлогения докембрия//Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 6. С. 1453–1457.
- 76. Монин А.С., Сорохтин О.Г. Геологическая теория и полезные ископаемые (перспективы развития современной геологии)//Серия "Науки о Земле". М., Знание, 1983, 3 12. 48 с.
- 77. Монин А.С., Сорохтин О.Г. Эволюция океанов и геохимия континентов. В кн.: Палеоокеанология, труды 27-го МГК, т. К.03. М., Наука, 1984. с. 22–35.

- 78. Монин А.С., Сорохтин О.Г. О затягивании осадков на большие глубины под континенты//Докл. АН СССР, 1986. Т. 286, № 3. С. 583–586.
- 79. Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М., Наука, 1986. 166 с.
- 80. Мэйсон Б., Мелсон У. Лунные породы. М., Мир, 1973. 165 с.
- Наймарк Л.М., Сорохтин О.Г. Распределение плотности в модели Земли с лерцолитовым составом мантии и окисно-железным ядром. В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Инт Океанологии, 1977. С. 28–41.
- 82. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М., Атомиздат, 1971. 240 с.
- 83. Новая глобальная тектоника (под ред. Л.П. Зоненшайна и А.А. Ковалева). М., Мир, 1974. 472 с.
- 84. Пелымский Г.А., Шишова С.Ф. Развитие железного оруденения в докембрии//Бюл. Моск. О-ва испытателей природы. Отдел геол., 1985. Т. 60, вып. 1 . С. 55–64.
- 85. Перчук Л.Л. Усовершенствование двупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов//Докл. АН СССР, 1977. Т. 233, №3. С. 456–459. .
- Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и "пироксеновые геотермы"//Докл.АН СССР, 1977. Т. 233, № 6. С. 1196–1199.
- 87. Ранняя история Земли (под ред. Б. Уиндли). М., Мир, 1980. 620 с.
- 88. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М., Недра, 1980. 620 с.
- 89. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М., Недра, 1981. 293 с.
- 90. Риффо К., Ле Пишон К. Экспедиция "FAMOUS". Л., Гидрометеоиздат, 1979. 222 с.
- 91. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М., Мир, 1986. 160 с.
- 92. Русанов М.С., Арзамасцев А.А., Шевченко С.А. Ивановский вулкано-плутонический комплекс новое проявление щелочного магматизма в Кольском регионе (препринт). Апатиты, Изд. КНЦ АН СССР, 1989. 29 с.
- 93. Рускол Е.Л. Происхождение Луны. М., Наука, 1975. 188 с.
- 94. Сабатье П. Катализ в органической химии. Л. Госхимтехиздат, 1932. !)) с.
- 95. Самойлов В.С. Карбонатиты (фации и условия образования). М., Наука, 1977. 202 с.
- 96. Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н., Вейс А.Ф., Артемова О.В. Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2,3–2,06 млрд. лет назад //Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 3–27.
- 97. Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах доукембрия. (Труды Геол. Ин-та АН СССР, вып. 277) М., Наука, 1975. 140 с.
- 98. Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР (пояснтельная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000). М., ГУГК, 1980. 150 с.
- 99. Смолкин В.Ф. Петрология и рудогенез коматиитовых и пикритовых ассоциаций северовостока Балтийского щита. Автореферат докт. Дисс. С-Петербург, 1992. 42 с.
- Соболев В.С. Условия образования месторождений алмазов//Геология и геофизика, 1960.
  № 1. С. 7–22.
- 101. Соболев В.С., Соболев Н.В. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры//Докл. АН СССР, 1980. Т. 250, №3. С. 683–685.
- 102. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974. 264 с.
- 103. Соболев Н.В. Парагенезисы алмаза и проблемы глубинного минералообразования //Записки Всесоюзн. Минерал. Об-ва, 1983, вып. СХП, № 4. С. 389–397.
- 104. Соболев Н.В., Галимов Э.М., Ивановская И.М., Ефимова Э.С. Изотопный состав углерода алмазов, содержащих кристаллические включения//Докл.АН СССР, 1979. Т. 249, № 6. С. 1217–1220.

- 105. Соболев Н.В., Харькив А.Д., Похиленко Н.П. Кимберлиты, лампроиты и проблема
- состава верхней мантии//геология и геофизика, 1987, № 7. С. 18–28. 106. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974. 184 с.
- 107. Сорохтин О.Г. Строение континентальных литосферных плит и происхождение кимберлитов. В кн.: Проблемы теоретической геодинамики и тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1981. С. 161–168.
- 108. Сорохтин О.Г. Теория тектоники литосферных плит современная геологическая теория. М., Знание, 1984. 40 с.
- 109. Сорохтин О.Г. Тектоника литосферных плит и происхождение алмазоносных кимберлитов. // Обзор: "Общая и региональная геология, геологическое картирование". М., ВИЭМС, 1985. 48 с.
- 110. Сорохтин О.Г. Образование алмазоносных кимберлитов и родственных им пород с позиций тектоники литосферных плит. В кн.: Геодинамический анализ и закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых. Л., ВСЕГЕИ, 1987. С. 92–107.
- 111. Сорохтин О.Г. Происхождение Луны и начальные этапы развития Земли // Жизнь Земли. Изд. МГУ, 1988. С. 5–24.
- 112. Сорохтин О.Г., Баланюк И.Е. О связи нефтегазоносности с зонами поддвига литосферных плит// Океанология, т. XXII, № 2, 1982. С. 236–245.
- 113. Сорохтин О.Г., Лобковский Л.И. Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига плит // Изв. АН СССР, Физика Земли, № 5, 1976. С. 3–10.
- 114. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. Апатиты, изд. КНЦ РАН, 1996. 144 с.
- 115. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Происхождение Луны и ее влияние на глобальную эволюцию Земли. М., Изд-во МГУ, 1989. 111 с.
- 116. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М., Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
- 117. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. Изд-во МГУ, 2002. 560 с.
- 118. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М., Изд-во МГУ, 2002. 560 с.
- 119. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А., Федынский В.В. Динамика литосферных плит и происхождение месторождений нефти // Докл. АН СССР, 1974. Т. 214, № 6. С. 1407–1410.
- 120. Тейлор С.Р., Mac-Леннан С.M.Taylor S.P. & McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell Sci. Publ.* Oxford London Edinburgh Boston Melbourne, 1985.
- Тектоника плит и полезные ископаемые (под ред. А.А. Ковалева и Г. Ольсзака). М., Изд. МГУ, 1985. 192 с.
- 122. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М., Наука, 1966. 724 с.
- 123. Трофимов В.С. Геология месторождений природных алмазов. М., Недра, 1980. 304 с.
- 124. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М., Недра, 1980. №04 с.
- 125. Унксов В.А. Тектоника плит. Л., Недра, 1981. 288 с.
- 126. Ушаков С.А. Строение и развитие Земли (под ред. В.В. Федынского). Итоги науки и техники: Физика Земли, т.1. М., ВИНИТИ, 1974. 269 с.
- 127. Ушаков С.А., Галушкин Ю.И. Литосфера Земли (по геофизическим данным) Итоги науки и техники: Физика Земли. М., ВИНИТИ, т. 3, 1978. 272 с.; т. 4, 1979. 224 с.; т. 7, 1983. 228 с.
- 128. Федынский В.В., Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Тектоника литосферных плит и новые идеи о происхождении нефти и газа. В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М., ГКНТ, 1976. С. 23–25.

- 129. Филимонова А.А. Рудообразующие минералы и их срастания как геологические термометры. Минералогическая термометрия и барометрия. М., Наука, 1965. 120 с.
- 130. Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир 1989. 592 с.
- 131. Францессон Е.В., Каминский Ф.В. Карбонадо разновидность алмаза некимберлитового происхождения // Докл. АН СССР, 1974. Т. 219, № 1.
- 132. Фролова Т.И., Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л. Некоторые общие закономерности магматизма океанов и вопросы происхождения магматических пород. В кн.: Океанология, Геология океана, осадкообразование и магматизм океана. М., Наука, 1979. С. 69–87.
- 133. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., Научный мир, 2001. 606 с.
- 134. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М., Недра, 1988. 382 с.
- 135. Хескин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М., Мир, 1968. 188 с.
- 136. Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. М., Мир, 1983. 200 с.
- 137. Химия океана т. 1. Химия вод океана (под ред. О.К. Бордовского и В.Н. Иваненкова). М., Наука, 1979. 518 с.
- 138. Хомяков А.П., Францессон Е.В. Состав апатита из кимберлитов якутской алмазоносной провинции и распределение в нем редкоземельных элементов.// Геология и геофизика, 1978, № 2. С. 121–125.
- 139. Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М., Наука, 1978. 202 с.
- 140. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. М., Наука, 1974. 711 с.
- 141. Шопф Т. Палеоокеанология. М., Мир, 1982. 311 с.
- 142. Щелочные породы (под ред. Х. Серенсена). М., Мир, 1976. 400 с.
- 143. Allsopp H.L., Barrett D.R. Rb-Sr age determinations on south Africa kimberlite pipes. Phys. and Chemistry of the Earth. Pergam. press, Oxford. 1975, v. 9, p. 605-617.
- 144. Allsopp H.L., Nicholaysen L.O., Hahn-Weinheimer P. Rb/K ratios and Sr-isotopic compositions of minerals in eclogitic and peridotitic rock. Earth Planet. Sci. Let., 1969, № 5, p. 231-244.
- 145. Anderson O.L. The role of fracture dynamics in kimberlite pipe formations. *In: Boyd F.R., Meyer H.O.P. (Eds.)* Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. Washington, AGU, 1979, p. 344-353.
- 146. Artyushkov E.V., Sobolev S.V. Physics of kimberlite magmatism. In: Kimberlites I: kimberlites and related rocks. Elsevier Sci. Publ., Amsterdam, 1984, p. 309-322.
- 147. Babel Working Group. Integrated seismic studies of the Baltic Shield using data in the Gulf of Bothnia region. Geophys. J. Int., v. 112, № 3, 1993, p. 305-343.
- 148. Balashov Y.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield. Precambrian Res., 64, 1993, p. 197-205.
- 149. Biju-Duval B., Moore J.C., Bergen J. et al. Leg 78 A, Eastern Caribbean sea. Joides Journ., 1981, v. VII, № 2, p. 10-21.
- 150. Blackett P.M.S. Comparison of ancient climates with ancient latitudes, deduced from rock magnetic measurements. Proc. Rog. Soc., 1961, A 263, № 1, p.236-248.
- 151. Bowes D.R., Halden N.M., Kostinen T.J., Park A.F. Structural features of basement and cover rocks in the Eastern Svecokarelides. Finland. *In:* K.Grelling (*Ed.*) Precambrian tectonics illustrated. Germany, Stuttgart, 1984, p. 147-171.
- 152. Boyd F.R. A pyroxene geotherm. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1973, v. 27, p. 2533-2546.
- 153. Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types. Pacif. Geol., 1974, № 8, p. 173-174.
- 154. Dawson J.B. Advances in kimberlite geology. Earth Sci. Rev., 1971, № 7, p. 187-214.
- 155. Dawson J.B., Hawthorne J.B. Magmatic sedimentation and carbonatitic differentiation in kimberlite sills at Benfontein, South Africa. J. Geol. Soc., London, 1973, v. 129, p. 61-85.
- 156. Dickinson W.R. Subduction and oil migration. Geology, v.2, № 9, 1974, p. 421-424.

- 157. Diets R.S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the Sea floor. Nature, 1961, v. 190, № 4779, p. 854-857.
- 158. Eldridge C.S., Compston W., Williams I.S., Harris J.W., Bristow J.W. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. Nature, 1991, v. 353, p. 649-653.
- 159. Exley R.A., Mattey D.P., Clague D.A., Pillinger C.T. Carbon isotope systematics of a mantle "hotspot": a comparison of Loihi Seamount and MORB glasses. Earth and Planet. Sci. Lett., 1986, v. 78, № 2-3, p. 189-199.
- 160. Faure G. Principles of isotope geology. Second Edition. J.Wiley & Sons. N.Y. Chichester Brigbane Toronto Singapore, 1987.
- 161. Frank F.C. Diamonds and deep fluids in the mantle. *In: Runcorn S.R. (Ed.)* The Application of modern physics to earth and planetary interiors. J.Wiley, New York, 1969, p. 247-250.
- 162. Gaal G. Proterozoic tectonic evolution and late Svecokarelian plate deformation of the central Baltic Shield. Geol. Rundsch, 1982, v. 71, № 1, p. 158-169.
- 163. Garrels R.M., Perry E.P.Jr. Cycling of carbon, sulfur and oxygen through geologic time. In: Goldberg E.D. (Ed.) The Sea. Vol. 5. J.Wiley and Sons, New York, 1974, p. 303-336.
- 164. Green D.H., Ringwood A.E. The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, v. 3, № 2, p. 151-160.
- 165. Green D.H., Ringwood A.E. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transition and its petrological applications. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1976, v. 31, p. 767-833.
- 166. Groves D.I., Ho S.E., Rock N.M.S., Barley M.E., Muggeridge M.T. Archean cratons, diamond and platinum: Evidence for couple long-lived crust-mantle systems. Geology, 1987, v. 15, № 9, p. 801-805.
- 167. Harris P.G. Zone refining and the origin of potassic basalts. Geochim et Cosmochim. Acta, 1957, № 12, p. 195-208.
- 168. Harris P.G. & Middlemost E.A.K. The evolution of kimberlites. Lithos, 1969, № 3, p. 77–88.
- 169. Harte B. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths. J. Geol., 1977, v. 85, p. 279-288.
- 170. Hutchinson R.W., Blackwell J.D. Time, evolution of the Earh crust and the origin of uranium deposits. *In:* Uranium geochemistry, mineralogy, geology, exploration and *resources* (Eds. De Vivo B., Ippolito F., Capaldi G. and Simpson P.R.). Institution of Mining and Metallurgy, 1984.
- 171. Heirtzler J.R., Dickson G.O., Herron E.M., Pitman III W.C., Le Pichon X. Marine magnetic anomalies, Geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. J. Geophys. Res., v. 73, № 6, 1968, p. 2119–2136.
- 172. Hess H.H. History of ocean basins. In: Petrologic studies (a vol. to honor A.F.Buddington), Geol. Soc. Am., 1962, p. 599–620.
- 173. Hietanen A. Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofenian in Finland. J. Res. U.S. Geol. Surv., 1975, № 3, p. 631–645.
- 174. Huhma H. Sm-Nd, U-Pb isotopic evidence for the origin of the early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. Bull. Geol. Soc. Fin., 1986, № 337, p. 48.
- Ito K. & Takahashi I. Melting of peridotite at uppermost lower-mantle conditions. Nature, 1987, v. 328, p. 514-517.
- 176. Karrer P. Lehrbuch der organichen Chemie. Georg Thieme Verlag. Stuttgart, 1959.
- 177. Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond. J. Geophys. Res., 1976, v. 81, p. 2476-2470.
- 178. Kroopnick P., Weiss R.F., Graig H. Total CO<sub>2</sub>, <sup>13</sup><sub>18</sub>C and dissolved oxygen <sup>18</sup>O at Geosecs II in the North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett., 1972, v. 16, p. 103.
- 179. Manton W.J., Tatsumoto M. Some Pb and Sr isotopic measurements in eclogites from the Roberts Victor Mine, South Africa. Earth Planet. Sci. Let., 1971, № 10, p. 217-222.

- 180. McCulloch M.T., Jaques A.L., Nelson D.R., Lewis J.D. Nd and Sr isotopes in kimberlites and lamproites from Western Australia: An enriched mantle origin. Nature, 1983, v. 302, № 5907, p. 400-403.
- 181. McNaughton N.J., Wilson A.F. <sup>13</sup>C-rich marbles from the Proterozoic Einasleigh Metamorphics, northern Queensland. J. Geol. Soc. Austral., 1983, v. 30, № 1-2, p. 175-178.
- 182. Melton C.E., Giardini A.A. The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil. Amer. Miner., 1974, v. 59, p. 775–782.
- 183. Melton C.E., Giardini A.A. Experimental results and theoretical interpretation of gaseous inclusions found in Arkansas natural diamonds. Amer. Miner., 1975, v. 60, p. 413–417.
- 184. Mercier J.C.C., Carter N.L. Pyroxene geotherms. J. Geophys. Res., 1975, v. 80, p. 3349-3362.
- 185. Merilainen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, Northern Finland. Bull. *Geol. Surv. Fin.*, № 281, 1976, p. 129.
- 186. Millendge H.J., Mendelssohn M.J., Seal M., Rouse J.E., Swart P.K., Pillinger C.T. Carbon isotopic variation in spectral type II diamonds. *Nature*, 1983, v. 303, p. 791-792.
- 187. Muramatsu Y. Geochemical investigations of kimberlites from the Kimberley area, South Africa. *Geochem. J.*, 1983, v. 17, № 2, p. 71-86.
- 188. Nurmi P.A. & Haapala I. The Proterozoic granitoids of Finland: granite types, metalogeny and relation to crustal evolution. *Bull. Geol. Soc. Fin.*, 1986, v. 58, № 1, p. 203-233.
- 189. O'Brien H.E., Tyni M. Mineralogy and geochemistry of kimberlites and related rocks from Finland. In: Proc. VII Int. Kimberlites Conf. 1999. V. 2. P 625–636.
- 190. Patchett P.J., Konvo O., Hedge C.E., Tatsumoto M. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1981, v. 78, p. 279-297.
- 191. Pharaon T.C., Pearce J.A. Geochemical evidence for the geotectonic setting of Early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland. *Precambrian Res.*, 1984, v. 25, p. 283-308.
- 192. Reid A.M., Brown R.W., Dawson J.B., Whitfield G.G., Siebert J.C. Garnet and pyroxene compositions in some diamondiferous eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976, v. 58, p. 203-220.
- 193. Ringwood A.E. & Green D.H. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics*, 1966, <sup>1</sup> 3, p. 383-427.
- 194. Runcorn S.K. Rock magnetism geophysical aspects. Advan. Phys., 1955, v. 4, p. 244-291.
- 195. Runcorn S.K. Palaeomagnetic comparisons between Europe and North America. *Proc. Geol. Assoc. Canada*, 8, 1956, p. 77-85.
- 196. Runcorn S.K. Palaeomagnetic evidence for continental drift and its geophysical cause. *In: Continental drift.* Academic Press, New York and London, 1962, p. 1-40.
- 197. Sakai H., Marais D.J.D., Uyeda A., Moore J.G. Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and sulfur in ocean-floor basalts. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1984, v. 48, № 12, p. 2433-2441.
- 198. Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Precambrian Res.*, 1975, v. 2, p. 1-69.
- 199. Schidlowski M., Appel P.W.U., Eichmann R., Junge C.E. Carbon isotope geochemistry of the 3.7·10<sup>9</sup> yr old Jsua sediments, West Greenland; implications for the Archean carbon and oxygen cycles. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1979, v. 43, p. 1-11.
- 200. Schidlowski M. Application of stable carbon isotopes to early biochemical evolution on Earth//Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1987. V. 15. P. 47–72.
- 201. Schlichting H. Grenzschicht-Theorie. Verlag G. Brann. Karlsruhe, 1969.
- 202. Sclater J.G., Janpart C., Galson D. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth. *Rev. Geophys. Space Phys.* 1980, v. 18, p. 269-311.
- 203. Sharp W.E. A plate tectonic origin for diamond-bearing kimberlites. *Earth Planet. Sci., Lett.*, 1974, v. 21, p. 351-354.

- 204. Sheppard S.M.F. & Dawson J.B. <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C and D/H isotope variations in "Primary" igneous carbonatites. *Fortschr. Mineral.*, 1973, № 9, p. 747-763.
- 205. Smith C.B. Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of Southern African Cretaceous kimberlites. *Nature*, 1983, v. 304, <sup>1</sup> 5921, p. 51-54.
- 206. Schidlowski M. Application of stable carbon isotopes to early biochemical evolution on Earth//Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1987. V. 15. P. 47–72.
- 207. Swart P.K., Pillinger C.T., Milledge H.J., Seal M. Carbon isotopic variation within individual diamonds. *Nature*, 1983, v. 303, p. 793-795.
- 208. Takahashi I. Melting of dry peridotite KLB-1 up to 14 Gpa: Implications on the origin of peridotitic upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 1986, v. 91, <sup>1</sup> 89, p. 9367-9382.
- 209. The encyclopedia of structural geology and plate tectonics (Ed. Seyfert C.K.). Van Nostrand Reinhold Co. N.Y., 1987.
- 210. Uyeda S. The new view of the Earth. W.H.Freeman and Co. San Francisco, 1978.
- 211. Veizer J. & Hoefs J. The nature of O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> and C<sup>13</sup>/C<sup>12</sup> secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1976, v. 40, p. 1387-1395.
- 212. Watanabe S., Mishima K., Matsuo S. Isotopic ratios of carbonaceous materials incorporated in olivine crystals from the Hualalai volcano Hawaii. An approach to mantle carbon. *Geochim. J.*, 1983, v. 17, № 2, p. 95-104.
- Williams H.R. & Williams R.A. Kimberlites and plate tectonics in West Africa. *Nature*, 1977, v. 270, p. 507-508.
- 214. Wyllie P.J. Kimberlite magmas from the system peridotite CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *In: Boyd F.R., Meyer H.O.A. (Eds.) Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry,* AGU, Wash., 1979, p. 319-329.

## Научное издание

Сорохтин Олег Георгиевич Митрофанов Феликс Петрович Сорохтин Николай Олегович

> Глобальная эволюция Земли и

## происхождение алмазов

Утверждено к печати Ученым советом Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук

Зав. редакцией Н.А. Степанова Редактор Г.С. Куликов Художник Е.А. Шевейко Художественный редактор Ю.И. Духовская Технический редактор О.В. Аредова Корректоры Е.Л. Сысоева, М.Д. Шерстенникова

Подписано к печати 05.08.2004 Формат 60 × 90 <sup>1</sup>/16. Гарнитура Таймс Печать офсетная Усл.печ.л. 17,0. Усл.кр.-отт. 17,5. Уч.-изд.л. 17,2 Тираж 530 экз. Тип. зак. 3531

> Издательство "Наука" 117997, Москва, Профсоюзная ул., 90 E-mail: secret@naukaran.ru Internet: www.naukaran.ru

Отпечатано с готовых диапозитивов в ГУП "Типография "Наука" 199034, Санкт-Петербург, 9-я линия, 12



Сорохтин Олег Георгиевич – доктор физикоматематических наук, профессор, академик РАЕН, заслуженный деятель науки РФ, почетный полярник, заведующий лабораторией тектоники литосферных плит Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, участник нескольких Антарктических и многих океанологических экспедиций, специа-

лист в области глобальной эволюции Земли, развития океанов и происхождения полезных ископаемых. Автор более 300 научных работ.



**Митрофанов Феликс Петрович** – доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН, академик РАЕН, заслуженный деятель науки РФ, директор Геологического института Кольского научного центра РАН, заведующий лабораторией архейской геологии и геодинамики, руководит кафедрой геологии МГТУ, участ-

ник многих геологических экспедиций, специалист в области геологии, петрологии и геодинамики раннего докембрия.

Автор более 500 научных работ.



Сорохтин Николай Олегович – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Геологического института Кольского научного центра РАН, членкорреспондент РАЕН, профессор МГТУ, участник многих геологических экспедиций, специалист в области геодинамики раннего докембрия.

Автор более 40 научных работ.



