

A stylized graphic of a globe, represented as a semi-circle on the left side of a dark horizontal band. The globe is divided into four horizontal segments by three thin white lines. The right side of the globe is cut off by the edge of the band.

Н. Л. ДОБРЕЦОВ

**ВВЕДЕНИЕ
В ГЛОБАЛЬНУЮ
ПЕТРОЛОГИЮ**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 456

113

Н. Л. ДОБРЕЦОВ

ВВЕДЕНИЕ
В ГЛОБАЛЬНУЮ
ПЕТРОЛОГИЮ

Ответственный редактор
академик В. С. Соболев

Богдасарен Т.П.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1980

Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. — Новосибирск: Наука, 1980.

Анализируются совместно данные сравнительной планетологии, геофизики и петрологии глобальных процессов — магматизма, регионального метаморфизма, процессов, происходящих в верхней мантии. На этой основе обсуждаются проблемы дифференциации (расслоения) Земли, возникновения континентальной и океанической литосферы, общие и частные модели глобальной геодинамики. Последовательно формулируются альтернативные модели. Дается вариант общей глобальной модели на основе разрастания астеносферы и ее взаимодействия с литосферой, не привязанной жестко к горизонтальным перемещениям плит. На основе модельного подхода проведена корреляция эндогенных процессов (магматизма и метаморфизма).

Книга представляет интерес для широкого круга петрологов, геологов, геофизиков — всех, кто интересуется эндогенными процессами и Землей в целом. Рекомендуется студентам старших курсов вузов и аспирантам.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая читателю книга представляет попытку дать цельное и по возможности глобальное изложение теоретических проблем геологии с точки зрения петролога. Такие глобальные обобщения стали особенно популярны после появления в начале 60-х годов идей и гипотез, объединенных под общим названием «новой глобальной тектоники». Но новые и большинство предшествующих обобщений были сделаны геофизиками и тектонистами. Достаточно назвать работы В. А. Магницкого (1965), М. Ботта (1974), С. А. Ушакова (1974), С. А. Ушакова, Ю. И. Галушкина (1978), О. Г. Сорохтина (1974), В. В. Белоусова (1968, 1975), В. Е. Хаина (1973), Л. П. Зоненшайна и др. (1976). В то же время аналогичные петрологические обобщения со времен Дж. Дэли и А. Холмса автору неизвестны, хотя и опубликованы капитальные обобщения по отдельным разделам магматической и метаморфической петрологии (Тернер, Ферхуген, 1961; Коржинский, 1957, 1973б; Кузнецов, 1946; Фации..., 1970; Фации..., 1974; Менерт, 1971; Miyashiro, 1973; Винклер, 1969; Ringwood, 1975; и др.).

Книга названа «Введение...» не из-за излишней осторожности, а сознательно. В ней затронут лишь основной круг вопросов в определенной последовательности. Естественно, ряд общих вопросов, а также большинство проблем региональной петрологии в работе не рассмотрены, хотя автор надеется, что он вводит читателя в круг основных проблем и облегчает решение конкретных, возникающих у каждого исследователя задач в области петрологии.

Автор отдает себе отчет в трудности поставленной задачи. Ее решение несколько облегчено тем, что автор принимал участие в подготовке нескольких коллективных монографий общего характера (Фации..., 1970; Добрецов и др., 1974; Проблемы петрологии земной коры и мантии, 1976; Глубинные ксенолиты..., 1975; Вулканические ассоциации..., 1976), материалы которых использованы в книге. В то же время это не компилятивная сводка, а оригинальный труд, в котором систематически изложены прежде всего попытки разработать модели. К их числу относятся модели гравитационно-геохимической эволюции Земли (гл. 2), строения и развития астеносферы, глубинная магматическая модель (гл. 3), древность континентальной коры, типизация офиолитов и модель их формирования, ограниченность субдукции и формирования глаукофансланцевых поясов, модель локального «дрейфа» и сжимаемых плит (гл. 5), типизация процессов магматизма и метаморфизма, эндогенных режимов и их динамических моделей (гл. 5).

Книга адресована не только петрологам, но и геофизикам, и тектонистам-геологам общего профиля. Этот тройной адрес обусловил некоторые трудности в стиле и характере изложения. Автор старался дать хотя бы краткую математическую формулировку большинства моделей, но избежать как упрощений, так и подробных математических выкладок, и насытить работу конкретными геологическими примерами

и картами. Попутное объяснение специальных физико-химических и петрологических методов или выделение специальной главы оказались нецелесообразными, поэтому ниже приводятся краткие комментарии для неспециалистов в области петрологии.

Петрологию можно назвать теоретическим обобщением данных о вещественном составе, строении и развитии Земли (преимущественно ее тектоносферы) и планет земной группы. Исходные кирпичики этих данных — сведения об элементах, минералах и породах — изучаются в специализированных дисциплинах (геохимии, минералогии и петрографии), которые вместе с физико-химией служат фундаментом петрологии. Естественно, выводы этих наук мы будем использовать ниже, хотя систематическое их изложение не входит в нашу задачу.

В петрографии и петрологии давно наметилось два направления — геологическое (на уровне комплексов и формаций) и минералогическое (на уровне минералов и их ассоциаций). Последнее направление является более широким, так как с успехом используется при решении задач в картируемых объектах земной коры и в некартируемых объектах мантии Земли и других планет. Действительно, любой геологический объект, будь то оболочка Земли в целом, геологическая формация или порода, можно представить как физико-химическую систему, состоящую из набора компонентов (элементов) и фаз (минералов), и рассмотреть строение и развитие этой системы на фазовом (минералогическом) уровне. Однако при оценке масштабов процессов и их увязке в глобальном масштабе приходится обращаться к геологической петрологии, теоретической основой которой являются физические (в частности, теплофизические) и геохимические модели. Оба подхода отражают известную тенденцию рассматривать содержание геологических явлений и процессов в рамках физических и физико-химических процессов с определенными поправками на их масштабы и длительность.

Главное отличие петрологии от других геологических дисциплин — широкое использование физико-химических и физических методов и моделей. В этом отношении она тесно смыкается с геофизикой, геохимией и экспериментальной минералогией. С другой стороны, в петрологии широко используются традиционные геологические методы, в частности картирование, включая специализированное минералогическое или структурное картирование. Поэтому петрология является как бы связующим звеном между основными ветвями геологии — геофизикой, геохимией и собственно геологией, — и на этой основе возможно построение общей геологической теории, удовлетворяющей все ветви геологии.

В соответствии с общей постановкой задачи в книге обсуждаются физические и физико-химические модели, увязанные по возможности в общую систему по нисходящей линии — от общих моделей образования и дифференциации Земли до моделей формирования конкретных геологических тел земной коры — геологических формаций.

В гл. 1 излагаются краткие сведения об образовании и составе Солнечной системы и моделях аккреции Земли. Наиболее вероятной представляется гипотеза о раннем горячем состоянии Земли и аналогии ее состава углистым ахондритам. В гл. 2 относительно новая идея о непрерывной эволюции состава и плотности вероятных расплавов с глубиной, контролируемых наряду с T и P составом растворенных летучих, основана на объединении физического и геохимического подходов. Предлагаемая модель приводит к выводам об инверсии плотности расплавов и ведущей роли вертикального их перемещения.

В гл. 3 на основе экспериментальной минералогии, данных о глубинных ксенолитах и сравнимых геофизических фактах, приведены оценки состава литосферной верхней мантии для разных уровней глубинности и для разных сегментов литосферы, показана латеральная и вертикальная ее неоднородность и соответственно разнотипность. В глубин-

ной магматической модели в добавление к селективному плавлению и фракционной кристаллизации, формирующим разнообразие мантийных магм, используется идея о медленном просачивании расплава через мантию, обеспечивающем выдержанный толеитовый состав преобладающих базальтов.

В гл. 4 и 5 обсуждаются состав и строение континентальной и океанической кор и проблемы геодинамики, связанные с новой глобальной тектоникой. Это обсуждение приводит к выводу о необходимости построения более общей и гибкой теории, чем догматизированная тектоника плит. Общая теория, по-видимому, должна включать образование и расширение мировой системы рифтов и окраинных морей, сопровождающихся «закрытием» соседних рифтов, деформацией и утолщением значительной части движущихся «плит» и блоков, разрастанием или отмиранием астеносферных зон, обусловленными сложной системой глубинных течений с общим их усложнением к поверхности.¹

Все вышесказанные положения сопровождаются анализом альтернативных моделей и гипотез, кратко систематизированных (в виде «дерева проблем») в заключении работы.

Рукопись книги прочитали и сделали ряд конструктивных замечаний академик В. С. Соболев, член-корреспондент АН СССР А. С. Алексеев, а также Э. П. Изох, Л. Л. Перчук, Н. В. Соболев, О. Г. Сорохтин, В. В. Хлестов. Автор благодарит также коллег в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, сотрудничество или дискуссии с которыми способствовали постановке или решению задач, обсуждающихся в книге, а также всех оказавших помощь в подготовке и оформлении рукописи.

СОКРАЩЕННЫЕ НАЗВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Аб	— альбит	Мул	— муллит
Акт	— актинолит	Мус	— мусковит
Амф	— амфибол	Омф	— омфацит
Ан	— анортит	Олив, Ол	— оливин
Анд	— андалузит	Ор	— ортоклаз
Би	— биотит	Пл	— плагиоклаз
Гип	— гиперстен	Пи, Пир	— пироп
Гл	— глаукофан	Пер	— периклаз
Гр	— гранат	Рп	— ромбический пироксен
Ди	— диопсид	Рут	— рутил
Дис	— дистен	Сапф	— сапфирин
Ж	— жидкость	Сил	— силлиманит
Жд	— жадеит	Ст	— ставролит
Ил, Илм	— ильменит	Тр	— тридимит
Ка	— карбонат	Шп	— шпинель
Кв	— кварц	Фл	— флюид
Кд	— кордиерит	Флг	— флогопит
Кор	— корунд	Фо	— форстерит
Кпш	— калиевый полевой шпат	Хл	— хлорит
Кр	— кристобалит	Хр	— хромит
Кэн	— клиноэнстатит	Хрд	— хлоритоид
Лав	— лавсонит	Эн	— энстатит
Мп	— моноклинный пироксен	Эп	— эпидот

Глава I

ОБРАЗОВАНИЕ ЗЕМЛИ

Процесс образования Солнечной системы в целом в основном закончился около 4500 млн. лет назад, т. е. продолжался 250—275 млн. лет (по разным оценкам 200—300 млн. лет). Общая структура Солнечной системы за этот период не претерпела существенных изменений.

Основные параметры тел Солнечной системы сведены в табл. I. Наиболее достоверно известны составы гидроатмосферы (на тех планетах, где она есть), метеоритов, падающих на Землю и Луну, и поверхностной оболочки (коры) Земли и Луны. Более приблизительно оценен состав поверхностных оболочек Меркурия, Венеры, Марса и других планет и косвенно рассчитаны средние содержания Fe и размер ядра во всех планетах. Состав всех тел Солнечной системы принципиально сходен, что подтверждается рис. 1.

Но в происхождении Солнечной системы еще очень много дискуссионного. Основные факты и гипотезы изложены в работах (Urey, 1952; Шмидт, 1962; Hoyle, 1960; Iastrow, Cameron, 1963; Clayton, 1964; Сафронов, 1969; Alwen, 1967; Левин, 1972; Ботт, 1974 и др.).

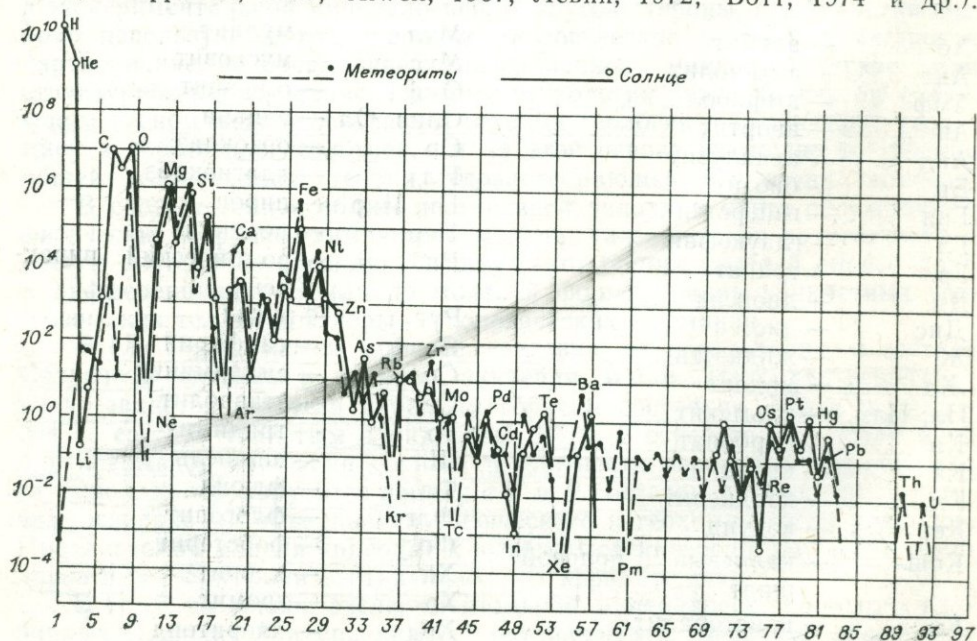


Рис. 1. Кривая содержания химических элементов на Солнце и в хондритах. По оси абсцисс — порядковый номер элементов; по оси ординат — их распространенность в числе атомов по отношению к $1 \cdot 10^6$ атомов кремния (Виноградов, 1970).

Таблица 1

Состав и строение Солнечной системы *

Тело	Среднее ** расстояние от Солнца, млн. км	Сидерический период обращения, сутки	Сидерический период обращения вокруг оси, сут ***	Экватор, радиус, км	Масса по отношению к Земле	Плотность, г/см ³	Ядро. % массы планеты	Главные элементы (>90%)	% Fe в ядре
Солнце	—	—	25,380	696 000	332 958	1,409	—	H, He	—
Меркурий	57,91	87,969	59	2 420	0,054	5,41—5,5	91	Fe, N	68
Венера	108,21	224,701	(244,3)	6 150	0,815	4,99—5,06	35	Fe, Si, Mg, O	35
Земля	149,60	365,256	0,997	6 378	1,00	5,517	25	Fe, Si, Mg, O	38
(Луна)	(0,384 от Земли)	(27,322)	(27,322)	(1738)	(0,0123)	(3,342)	Нет или ме- нее 5%	(Si, Mg, Fe, O)	(?)
Земля+Луна	150	—	—	—	—	4,97	24,9	(Si, Mg, Fe, O)	37,5
Марс	227,94	686,980	1,026	3 395	0,107	3,94—3,96	—	(Si, Mg, Fe, O)	28
Юпитер	778,34	4 332,59	0,410	71 400	317,89	1,330	—	H, He	—
Сатурн	1427,01	10 759,20	0,426	59 650	95,14	0,706	—	H, He	—
Уран	2869,6	30 685,0	(0,451)	23 550	14,52	1,70	—	C, N, O, H	—
Нептун	4496,7	60 190,0	0,625	22 400	17,46	2,26	—	C, N, O, H	—
Плутон	5900	91 000	6,39	2 950	0,10	5,5(?)	—	Fe, Ni, Ti	—
Среднее (среднезве- шенное для планет)	—	—	—	20 003,1	44,72	1,258	—		

* Константы планет по данным Ботта (1974), состав по Urey (1952), Виноградову (1962б), Reynaulds, Summers (1969); M земли = $5,25 \cdot 10^{27}$ г.

** Элементы орбиты подвержены долгопериодным колебаниям.

*** Для Солнца и Юпитера период меняется с широтой, приведены цифры для экватора; у Венеры и Урана — попятное движение.

Высокую надежность имеют оценки возраста Земли, Луны и метеоритов порядка 4,5—4,6 млрд. лет, полученные различными методами (Holmes, 1965; Hamilton, 1965; Собонович, 1974, см. рис. 2). Они подтверждают одновременность образования всех планет Солнечной системы.

Из дискуссионных моментов для последующего изложения наиболее существенны два момента:

1. Возможность первичной химической дифференциации солнечного облака, приведшая к разному валовому составу планет земной группы и других планет.

2. Механизм аккреции, от которого зависит состав и внутреннее строение Протоземли.

МОДЕЛИ АККРЕЦИИ И РАННЯЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

1. Наиболее распространена среди планетологов и геологов модель медленной и «холодной аккреции» («теория коагуляций»), развитая на основе идей О. Ю. Шмидта (1962) и наиболее подробно изложенная в работах В. С. Сафронова (1969, 1972; и др.), Б. Ю. Левина (1972) и др. Согласно этим представлениям, слипание мелких частиц в астероидах произошло относительно быстро (не более 10^5 лет), а дальнейшая аккреция астероидов произошла медленно (более 10^7 — 10^8 лет). По В. С. Сафронову (1969, 1972) скорость роста массы планеты $\left(\frac{dm}{dt}\right)$, увеличивающейся за счет роя астероидов (плотность которого ρ), равна

$$\frac{dm}{dt} = \pi l^2 \rho v, \quad (1)$$

где l — эффективное сечение зоны столкновений; v — относительные скорости движения тел.

В этой модели считается, что скорости движения индивидуальных тел нивелируются, слабо зависят от массы и в среднем равны

$$v_{\text{ср}} = 0,33v_n, \quad (2)$$

где v_n — параболическая скорость растущей планеты.

Тогда для планеты радиуса r

$$\pi l^2 = \pi r^2 \left(1 + \frac{v_n^2}{v_{\text{ср}}^2}\right) \approx 10\pi r^2, \quad (3)$$

т. е. l^2 на порядок больше r^2 .

Согласно «теории коагуляций», Земля образовалась из слоя астероидов толщиной $H = 1/4v \cdot T$. Тогда в формуле (1)

$$\rho v = \rho \frac{4H}{T} = \frac{4S_0}{T} \left(1 - \frac{m}{M}\right), \quad (4)$$

где $\rho H = S = S_0 \left(1 - \frac{m}{M}\right)$ — поверхностная плотность коагулирующего слоя астероидов (т. е. масса на 1 см^2 плоскости эклиптики), которая меняется от S_0 до 0, если масса планеты m меняется от 0 до M .

Учитывая, что $l^2 \approx 10 r^2$, окончательно получаем

$$\frac{dm}{dt} = \frac{4\pi l^2 S_0}{T} \left(1 - \frac{m}{M}\right) = \frac{126r^2 S_0}{T} \left(1 - \frac{m}{M}\right). \quad (5)$$

В этом соотношении неизвестна величина S_0 — начальная поверхностная плотность пояса астероидов. Если принять $S_0 = 10 \text{ г/см}^2$, получим, что время образования 99% современной массы Земли ($M = 5,25 \cdot 10^{27} \text{ г}$) составляет около 10^7 лет. Если принять $S_0 = 100 \text{ г/см}^2$ (равносильно предположению, что ρ_0 или толщина слоя H в десять раз больше), получим $t = 10^6$ лет.

От времени аккреции зависит возможность разогрева Земли во время аккреции. Если принять $S_0 = 10 \text{ г/см}^2$ и $t = 10^7$ лет и некоторые дополнительные предположения, то максимальная температура была достигнута на глубине 500 км и не превышала 1200°C (Сафронов, 1969). Этой температуры недостаточно для расплавления и ранней дифференциации Земли, в частности выделения железного ядра.

Ряд авторов (Сорохтин, 1971, 1974; Кеонджян, Монин, 1975, 1976), основываясь на модели О. Ю. Шмидта и некоторых дополнительных предположениях (см. гл. 2), заключили, что выделение ядра и связанная с ним гравитационная дифференциация Земли протекали медленно и непрерывно, достигли максимума около 1100 или 1700 млн. лет назад и окончательно прекратятся через 2,5 млрд. лет (см. рис. 12). В этом варианте гравитационная дифференциация с выделением ядра — главный источник энергии и главная причина геологической эволюции Земли (Esasser, 1963; Артюшков, 1970; Мясников и др., 1971; Сорохтин, 1971, 1974).

Таким образом, согласно модели медленной аккреции, предполагается возникновение «холодной Земли» и других планет и невозможность их ранней дифференциации, в частности обособления коры и ядра вскоре после формирования протопланет. Эта модель хорошо известна, поэтому подробно мы ее не излагаем. Важнее отметить, что ряд фактов геологии и сравнительной планетологии противоречит модели холодной аккреции и ее следствиям.

а) Результаты геологических исследований древнейших зеленых сланцевых поясов в Южной Африке и Северной Америке с абсолютным возрастом 3,0—3,5 млрд. лет, а также приуроченность коматитов только к позднеархейским толщам дают основание предполагать интенсивный разогрев на ранних этапах эволюции Земли, — в частности температура на поверхности составляла не менее $200\text{—}300^\circ \text{C}$ (Green, 1975; Condie, 1976).

б) Геология и геохронология древнейших пород Земли показывает, что породы древнее 3,5—3,7 млрд. лет очень редки, в большинстве континентов отсутствуют. Этот факт можно трактовать по-разному, но с учетом изотопных отношений (рис. 2, табл. 2), он может также свидетельствовать о том, что сначала Земля была сильно нагрета, ее остывание и образование обширных районов устойчивой коры произошло не ранее 3,7 млрд. лет.

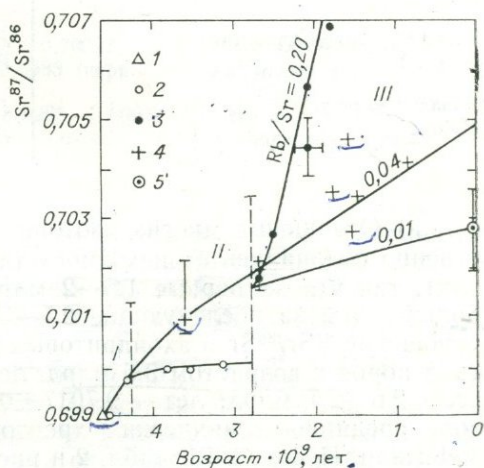


Рис. 2. Изотопные отношения стронция и рубидия в древнейших породах Земли и Луны.

1 — метеориты; 2 — базальты и анортозиты Луны (см. табл. 2); 3 — докембрийские основные интрузивы (Большая дайка, Бушвельд, Кве-Кве, Матсал и др.); 4 — древнейшие андезитовиды и граниты (Peterman et al., 1967; Peterman, Hedge, 1971); 5 — современные базальты. I—III — этапы развития коры и мантии Земли и Луны. Для части точек показаны пределы ошибок определения.

Некоторые древнейшие

Порода	Формация, серия	Место
Моноцит на гнейса Эндербит (метаандезит) Двупироксеновые сланцы (метабазальты)	Канская Нейпер »	Емисейский хряж Земля Эндерби, Антарктида То же
Гиперстеновый гнейс Ортогнейсы (тоналиты-граниты) Ортогнейсы (тоналиты-гранодиориты)	Ауланджа Амитсок Юйвак	Омолонский массив Гренландия Лабрадор
Двупироксеновые сланцы Чарнокит-мигматиты и эндербиты	Зверевская	Алданский щит То же
Доломитовый мрамор »	Иенгская Иджеская	Алданский »
Метадицит Гнейс Гранит	Пилбара — Алгоман	Зап. Австралия Канада »
Лунные базальты, брекчии и пыль	Серия «Аполлон-11»	Море Спокойствия
Валовая проба А—Д Пыль А—В Базальты I (морские) Базальты II (морские) Анортозит континентальный	То же » » » Серия «Луна-20»	То же » » » К северу от моря Изобилия
Базальт континент. Анортозит промежуточный Базальт морской Валовая проба (промежуточная)	То же Аполлон-15 Аполлон-12 Аполлон-14	То же К западу от моря Ясности Фра-Мауро »
Реголит, тонкая фракция Реголит	Луна-16 Все грунты	Море Изобилия Моря и континенты
Базальт морской Габбро	Луна-16 Луна-16	Море Изобилия То же

в) Отношения многих изотопов для архейского времени уже существенно отличались от исходного (принятого таким же, как в метеоритах), так что за первые 1,5—2 млрд. лет оно изменилось в 3—4 раза больше, чем за последующие 2,5—3 млрд. лет. Например, «первичное» отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в хондритовых метеоритах равно 0,6990, для архейских пород с возрастом 3,6 млрд. лет оно равно 0,7010—0,7044, с возрастом 2,6—2,7 млрд. лет — $0,7017 \pm 0,002$, для современных базальтов в зоне срединно-океанических хребтов — $0,7026 \pm 0,02$ (Hart et al., 1970; Peterman, Hedge, 1971; табл. 2 и рис. 2).

Другие примеры приведены в работах Гаста и Ришгуда (Gast, 1960, 1968; Ringwood, 1960, 1966, 1975). Возможные неточности этих сравнений связаны с условностью хондритовой модели.

г) При сравнении состава хондритов и состава мантии, основанного на пиrolитовой модели, видно, что Земля в целом обеднена рядом элементов (см. гл. 2 и 3).

д) Еще более убедительные данные установлены для лунных пород. Измерения содержания Pb и Sr, изотопного состава Sr, а также отношений U/Pb (Papanastassiou, Wasserburg, 1971; Мейсон, Мелсон, 1973; и др.) показали, что Луна испытала существенную фракционную кристаллизацию сразу после ее образования (около 4,6 млрд. лет назад),

породы Земли и Луны

Возраст	Метод	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Литература
4300 ± 500		—	Метам. комплексы Азии, 1977
4000 ± 100	Pb/Pb, U/Pb	—	Соботович, 1974
3700 ± 200	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Pb/Th	—	Там же
3740	Rb—Sr	—	Левин, 1975
3750	Rb—Sr	0,7000	McGregor, 1973
3610 ± 144	Rb—Sr	0,7010	Hurst et al., 1975
3622 ± 72			
3700	U—Pb изохрона	—	Соботович, 1974
3400 ± 200	Pb/Pb, Pb/U изохроны	—	Там же
3150 ± 400		—	Рудник, Соботович, 1973
3160, 3130, 3150	U—Pb, Pb—Pb	—	Метам. комплексы Азии, 1977
3450 ± 16	U—Pb	—	Pidgeon, 1978
2700	Rb—Sr	0,7017	Hart et al., 1970
2600	Rb—Sr	0,7020	Peterman et al., 1967
а) 4660 ± 70	Pb—Pb изохрона	—	Science, 1970 (цит. по Соботович, 1974)
б) 4660 ± 160	U—Pb изохрона	—	Там же
4500—4600	Rb—Sr изохрона	0,6990 (перв.)	»
4430 ± 130	»	0,6978 (перв.)	»
3800 ± 110	»	0,6697—0,7101	»
3000 ± 700	»	0,6995—0,7004	»
3950	Rb—Sr изохрона	—	Papanastassiou, Wasserburg, 1971
3900	»	—	»
4090 ± 190	»	—	»
3200—3400	»	—	»
а) 4470 ± 20	U—Pb изохрона	—	Husain et al., 1971
(модельный)			
б) 3960 (перекристалли.)			
4250 ± 400	Rb—Sr	0,70027	Виноградов, Артемьев, 1974
4600 ± 300	Rb—Sr изохрона	0,6983 (перв.)	Papanastassiou, Wasserburg, 1972
3420 ± 1800	Rb—Sr изохрона	0,6995—0,6997	Там же
3500 ± 600	То же	0,69985	Виноградов, Артемьев, 1974

в результате чего относительное содержание определенных элементов в ее поверхностном слое возросло в 10—100 раз. Исследование Луны показывает, что ее центральная часть никогда не была расплавлена, тогда как поверхностный слой (94—200 км) был расплавлен вскоре после образования планеты.

Большинство этих фактов допускает и иные толкования. Но, по мнению ряда авторов (Wetherill, 1974; Ringwood, 1960, 1975; Сафронов, Козловская, 1977; и др.), число фактов, подтверждающих, что в начальные этапы своей истории Земля была очень нагрета, непрерывно увеличивается. Это заставляет искать другие модели, объясняющие ранний разогрев Земли и Луны.

2. Одно из таких предположений в рамках той же модели медленной (10^7 — 10^8 млн. лет) и «холодной» аккреции (Ботт, 1974; Ушаков, 1974) предусматривает ранний разогрев Земли и Луны за счет дополнительных источников, в частности электромагнитной индукции или распада короткоживущих изотопов, например, ^{26}Al . Однако прямые данные о влиянии таких источников энергии отсутствуют, а ряд фактов противоречит этому: указанные факторы должны были способствовать разогреву, плавлению и выделению ядра Луны, что противоречит данным об отсутствии такого ядра или незначительном его размере (Ваньян, Гал-

кин, 1977; Мэйсон, Мелсон, 1973); распад изотопа ^{26}Al должен был привести к накоплению изотопа ^{26}Mg , чего не наблюдается ни в метеоритах, ни в планетах земной группы.

В последнее время допускается существенное нагревание Земли ударами падающих тел и при медленной аккреции (10^8 лет) из холодного протопланетного облака (Сафронов, Козловская, 1977). При этом, как мы отмечали, нагревание за счет других источников было незначительным, если исключить неопределенные данные о короткоживущих изотопах. Нагревание ударами падающих тел возрастало по мере роста массы Земли и увеличения ее гравитационного поля. Нагревание за счет ударной энергии происходило в тонком поверхностном слое с толщиной немного более поперечника падающих тел, а охлаждение вследствие перемешивания вещества теми же ударами. Решение квазистационарного уравнения теплопроводности для такого слоя с заданной температурой поверхности T_0 (определяемой излучением в космос) показывает, что температура у подошвы такого близповерхностного слоя T_z мало зависит от скорости аккреции, но сильно зависит от размеров падающих тел.

На заключительной стадии роста Земли в слое достигается температура плавления, если радиус наибольшего тела (при степенном распределении радиуса тел с показателем степени 3,5) превышает 60 км. Существование таких тел, как будто, подтверждается огромными метеоритными кратерами на всех планетах земной группы. В таком случае к концу аккреции вероятны расплавление наружного слоя Земли до глубины нескольких сот километров и начало процесса гравитационной дифференциации, в частности образования ядра (Сафронов, Козловская, 1977). Эта модель поддерживает идею о горячем начальном состоянии Земли, и в то же время соответствует результатам исследований динамики допланетного роя и процесса аккумуляции, приводящим к оценке длительности порядка 10^8 лет (Сафронов, 1972). Решающая роль в этой гипотезе отводится обилию крупных тел в допланетную стадию, на что указывают распределение масс допланетных тел, наклоны осей вращения планет, присутствие большого количества крупных ударных кратеров на всех планетах земной группы.

3. Достаточно перспективной представляется модель быстрой аккреции, когда разогрев осуществляется за счет самой энергии аккреции, т. е. энергии соударения тел, «бомбардирующих» зародыш будущей планеты. Для того чтобы аккреция могла обеспечить достаточно сильный разогрев планеты, процесс должен быть быстрым и коротким (для Луны 10^3 — 10^4 лет, для Земли 10^4 — 10^6 лет по разным оценкам), в противном случае тепло от соударения будет рассеиваться. Это будет достигнуто (Wetherill, 1974), если принять, что скорость аккреции пропорциональна площади, на которую она распространяется, и игнорировать массу и скорость аккрелируемых тел. В этом случае первичная температура планеты T на расстоянии r от ее центра за время аккреций τ определяется уравнением

$$\frac{\sigma\tau}{\rho R} + c(T - T_0)^4 = \frac{GM(r)}{r}, \quad (6)$$

где T_0 — начальная температура тел в процессе аккреции; σ и c — постоянная Стефана-Больцмана и удельная теплоемкость; R — конечный радиус планеты; G — гравитационная постоянная; $M(r)$ — масса планеты за пределами радиуса r .

Температура на поверхности, достаточная для плавления (около 1500 К), будет достигнута для Луны при длительности аккреции $n \cdot 10^3$ лет, для Земли — $n \cdot 10^4$ лет.

Как уже отмечалось, соотношением (5) определяется время аккреции Земли 10^7 лет при исходной поверхностной плотности 10 г/см^2 .

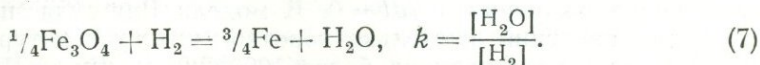
Аналогичный результат (10^7 — 10^8 лет) получается, если принять, что современная масса Земли была распределена в области, находящейся от Солнца на расстоянии $0,95$ — $1,5$ астр. ед., что соответствует средней плотности вещества 10^{-10} г/см³. Однако нет оснований отвергать предположение, что насыщенность пространства планетозималами в окрестностях Земли была выше, например, такой, как в современном поясе астероидов. Кроме того, скорость их движения могла быть высокой. Решение этого вопроса зависит от времени и скорости образования Юпитера (Wetherill, 1974). Если Юпитер образовался несколько раньше Земли, его возмущающее влияние могло увеличить скорость движения метеоритов примерно в 10^2 раз. Кроме того, как мы отмечали, на поздних этапах аккреции планеты, начиная с массы Луны или даже раньше, скорость движения крупных тел, падающих на планету, и темп выделения гравитационной энергии могут еще более увеличиться.

Идея быстрой аккреции лежит в основе модели, разработанной А. Е. Рингвудом (Ringwood, 1960, 1975), и в основном согласованной с геохимическими данными. Мы рассмотрим ее подробнее ниже.

Модель А. Е. Рингвуда. Исходные допущения в этой модели следующие.

Независимо от механизма сжатия солнечного облака туманность с небольшой массой ($0,01$ — $0,05$ массы солнца) была относительно холодной ($<0^\circ\text{C}$) в момент превращения в диск или систему колец (хотя до этого, на стадии турбулентного сжатия, она могла быть горячей, исключая область, ближайшую к Солнцу). Отделение твердого от газов в туманности, ведущее к образованию планетозималей, а затем и планет, происходило в холодных условиях. Наша холодная солнечная туманность состояла из газов Н, He (98%), «льдов» (С, N, O, S, Cl — гидриды $\pm\text{Ne}$, Ar — $1,5\%$) и «пород», представляющих окислы и силикаты Na, Mg, Al, Si, Ca, Fe, Ni ($0,5\%$).

Низкая температура определяет значительную степень конденсации льдов и наличие Fe в форме окислов, что контролируется окислительным состоянием по следующему уравнению:



В исходной туманности количества Н и О определяют отношение $k \approx 10^{-3}$. В то же время для газовых равновесий, согласно условию

$$\ln k = \frac{-\Delta G_r}{RT}, \quad (8)$$

получаем равновесную T около 130°C . При температуре выше 130° магнетит восстанавливается в самородное железо (FeO в твердых растворах оливинов и пироксенов восстанавливается до Fe при $k=10^{-3}$ и $T \geq 500^\circ\text{C}$). Так как на Земле, Луне, метеоритах и, почти наверняка, на Венере и Меркурии много металлического Fe (см. табл. 3), ясно, что аккреция планет сопровождалась восстановлением Fe.

Вслед за Юри (Уреу, 1952) принято, что первичные пылевые частицы в туманности близки к I типу углистых хондритов, содержащих повышенное количество легких и летучих компонентов (Na_2O , H_2O , S, карбонатов). В ходе аккреции значительная часть летучих была потеряна.

Аккреция большей части Земли произошла за 1 млн. лет или менее. Как было отмечено выше, период аккреции оценивается от 10^3 до 10^8 лет (Cameron, 1970; Clark et al., 1972; Сафронов, 1969; Левин, 1972). Предполагается, что аккреция Земли произошла до того, как Солнце прошло фазу Т-Таури.

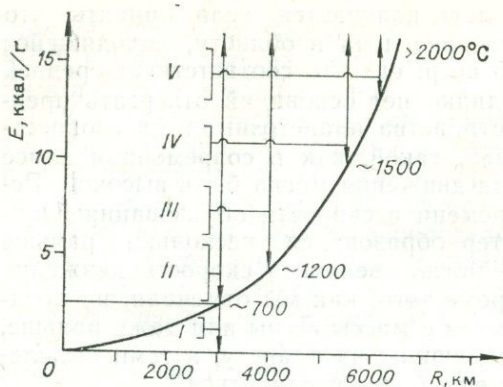


Рис. 3. Этапы аккреции (I—V), их энергия и температура на поверхности Земли (Ringwood, 1975).

контролировало и химические процессы. Эта энергия E при аккреции из дисперсной бесконечно рассеянной пыли сферы с массой M и радиусом r при гравитационной постоянной G равна:

$$E = (-3/5) GM^2/r. \quad (9)$$

Для Земли эта энергия $E \approx 9000$ кал/г, и ее достаточно, чтобы испарить внутреннюю часть Земли. Согласно соотношению (9), энергия на единицу массы растет примерно пропорционально квадрату радиуса и достигает 15 000 кал/г в финальную стадию (рис. 3).

Гравитационная энергия превращается в тепло, которое интенсивно теряется в космос. При самых общих предположениях скорость аккреции dr/dt резко увеличивается с ростом r (Hoyle, 1948). В начале и конце аккреции $dr/dt \rightarrow 0$. В модели Рингвуда предполагается, что время аккреции настолько коротко, что температура поверхности для большей части периода более 1000°C и достигает 1500°C и более во время последней стадии аккреции (см. рис. 3).

Этап I — аккреция относительно медленная, энергия мала, температура низкая и буферизуется реакциями с выделением летучих (особенно H_2O). В результате формируется первичное ядро (около 5—10% массы) с окисленным железом (?), богатое летучими. Величина этого ядра подобна Марсу, и Марс можно интерпретировать как планету, в которой аккреция не превышала стадии I в Земле. Особенности Марса, по мнению А. Е. Рингвуда, подтверждают эту идею. Частичная дегазация и состав атмосферы регулируются равновесием



$$k = \frac{P_{\text{CO}_2} \cdot P_{\text{H}_2}^3}{P_{\text{CH}_4} \cdot P_{\text{H}_2\text{O}}} = 10^{-25} (25^\circ\text{C}), \text{ или } 2 \cdot 10^7 (1700^\circ\text{C}).$$

Другими словами, при низкой температуре реакция сдвинута влево, что соответствует частичной потере CH_4 и H_2O в первичную атмосферу.

На этапе II температура поверхности повышается от 700 до 1200°C вследствие роста темпа и энергии аккреции, окисленное железо восстанавливается до металла, происходит поздняя дегазация и создание примитивной восстановительной атмосферы.

В этапе III, когда масса превышает 1/5 массы Земли, а температура поверхности превышает 1200°C, происходит дальнейшее восстановление и улетучивание относительно летучих элементов (Na, K, Pb, Cr, Zn, Cd, Hg, Fe, In, Bi, Ga, Ge, Pb, S, Cl) в примитивную атмосферу. Накапливаемый твердый материал состоит из металла Fe и силикатов без Fe (преимущественно энстатита) и обеднен летучими.

В этапе IV при дальнейшем увеличении массы и скорости аккреции температура поверхности еще выше ($\geq 1500^\circ$), так что при аккреции происходит улетучивание большинства силикатных компонентов падающих планетозималей, в частности теряется часть SiO₂ в исходную атмосферу, и энстатит сменяется форстеритом. В конце этого этапа часть MgO восстанавливается до Mg и SiO₂ до Si, Mg, Si растворяется в расплаве Fe (Fe—Si сплав), а Ca- и Al-силикаты накапливаются в остатке.

В атмосфере появляется SiO₂±Si и Mg.

Этап V — выделение ядра вследствие гравитационной неустойчивости.

Согласно Рингвуду (Ringwood, 1960, 1975), выделение ядра происходило очень быстро, подобно цепной реакции, так как плавление начиналось вблизи поверхности и исходная температура уменьшалась к центру Земли. Просачивание тяжелых капель и выделение при этом огромной энергии порядка 600 кал/г за счет вязкого трения обеспечивали возрастание температуры до 2000°C, экспоненциальное снижение вязкости и непрерывное увеличение скорости этого процесса.

Однако, по нашему мнению, в этой модели не учтено, что процесс должен идти медленно (пока распределение температур не превосходит на всем интервале линию плавления FeO), так как при самых разных вариантах распределения Fe капли должны были кристаллизоваться по мере просачивания вниз вследствие снижения T (см. рис. 14) и повышения P_{O_2} с глубиной.

Можно ожидать, что при слишком быстрых аккреции и отделении ядра вся Земля расплавилась бы, полностью продифференцировалась, что привело бы к ее тектонической «смерти», так как выделение гравитационной энергии стало бы невозможным, радиоактивные элементы скопились бы в коре и перестали «питать» подкоровые процессы радиоактивным теплом. По мнению О. Г. Сорохтина, это сильный аргумент, который накладывает ограничения на возможную скорость аккреции и отделения ядра. Дополнительные ограничения скорости выделения ядра рассмотрим в гл. 2.

Еще одна поправка к моделям быстрой аккреции связана с невозможностью сохранения летучих внутри Земли:

а) при ударе любое тело (даже при свободном падении, начиная с $R \geq 1000$ км, что меньше радиуса Луны) нагревается настолько, что гидриды, карбонаты и водосодержащие минералы должны разлагаться и H₂ (H₂O), CO₂, CH₄, NH₃, N₂ должны переходить в атмосферу; возможно, правда, неполное разложение части силикатов с H₂O и CO₂ и солей S(SO₄), NO₃, части органиков, гидритов;

б) при «горячей» аккреции (по Рингвуду уже при $R = 2000$ —3000 км, $T_{\text{пов}} = 500$ —700°C) эти газы неспособны «осесть» на планету и никогда (исключая ничтожное ядро при $R \leq 500$ км?) не попадут внутрь Земли.

При «холодной» аккреции, когда $T_{\text{пов}} \leq -50^\circ\text{C}$, большинство газов будут «оседать» после испарения в виде «льда» (H₂O + CO₂ ± другие компоненты) и жидких фаз (углеводороды и др.), исключая часть газов, в частности водород (из гидридов, органики и окклюдированный в твердых фазах). При дальнейшем разогреве за счет сжатия и радиоактивности «льды» и жидкости будут возгоняться, реагируя с тверды-

ми с образованием карбонатов, гидроксилсодержащих и других минералов, содержащих летучие, которые могут быть устойчивы вплоть до температуры плавления. В результате будет происходить медленная дегазация, связанная с перемещением и кристаллизацией расплава.

Таким образом, если дегазация Земли существовала в значительных масштабах и длительное время, это соответствует модели холодной аккреции. При горячей аккреции все газы (и часть легких элементов) останутся в атмосфере и выпадут по мере остывания в виде гидросферы и солей (карбонаты, хлориды, частично силикаты и SiO_2).

Важнейший аргумент в пользу раннего разогрева Земли — *термическая история Луны*, основанная на изучении геофизики, геохимии и возраста лунных пород (см. табл. 2) и согласующаяся с моделью «быстрой и горячей» аккреции. Она представляется в следующем виде (Papanastassiou, Wasserburg, 1971, 1972; Мейсон, Мэлсон, 1973; Wetherill, 1974; Mueller, Saxena, 1977).

1. Быстрая (10^3 — 10^4 лет) аккреция вещества с низкой радиоактивностью (содержащего, возможно, в 3 раза меньше калия, чем в хондритах) и соответствующий гравитационный и радиационный (за счет короткоживущих изотопов) разогрев, приводящий к плавлению на глубине ~ 200 км от современной поверхности.

2. В конце фазы аккреции плавление распространяется на всю область до глубины 200 км и происходит частичная дифференциация вещества, в частности, поверхностный слой обогащается, а придонные твердые породы обедняются радиоактивными элементами. Образуются Al-базальты, Al-габбро и их дифференциаты (анортозиты, фельзиты, базальты KREEP).

3. По мере уменьшения потока падающих на Луну тел и остывания поверхности (за счет излучения) поверхностный слой затвердевает и образуется устойчивая кора. Расплавленная зона затвердевает в основном через $2 \cdot 10^8$ лет, и только область ее подошвы сохраняет температуру плавления до 10^9 лет. В этот период ($4,5$ — $3,7$ млрд. лет) вследствие падения крупных тел происходит образование крупных кратеров и впадин морей в определенной последовательности (кратеры I типа, впадины морей, кратеры типа кратера Архимеда).

4. Лежащая ниже твердая область медленно разогревается за счет радиоактивного распада; расплав у ее кровли обогащается K и U, и участки этой области, вновь обогащенные радиоактивными элементами, дополнительно расплавляются; расплав изливается на поверхности, образуя базальты лунных морей ($3,6$ — $3,1$ млрд. лет).

5. Распад U^{235} и K^{40} завершился $3 \cdot 10^9$ лет назад, температура глубинной области никогда не достигала точки плавления.

Изотопно-геохронологические данные позволяют наметить три крупных и почти синхронных этапа в развитии Земли и Луны (см. рис. 2 и табл. 2):

1) древнее $4,0$ — $4,3$ млрд. лет (ранний этап лунного магматизма $4,3$ — $4,6$ млрд. лет), быстрая эволюция отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, U/Pb и другие, свидетельствующие, вероятно, о «горячем» состоянии внешних оболочек);

2) древнее $3,1$ млрд. лет для Луны, древнее $2,5$ млрд. лет для Земли (уменьшение скорости эволюции указанных отношений, особенно резкое для Луны; расхождение температурной и изотопной эволюции планет, обусловленное различиями в массе и валовом составе);

3) моложе $3,0$ — $2,5$ млрд. лет (полное прекращение температурной эволюции Луны; замедление темпа эволюции Земли).

Как будет показано далее, эти крупные этапы (с дополнительными подразделениями третьего этапа для Земли) подтверждаются данными об эволюции атмосферы и геологическими данными.

СОСТАВ ЗЕМЛИ И МЕТЕОРИТОВ

В основе определения общего валового состава Земли и других планет земной группы лежит метеоритная гипотеза¹, т. е. сопоставление его с составом наиболее распространенных метеоритов, которые нередко считаются остатками разрушенной планеты земного типа. Отдельные разности метеоритов отвечают по составу разным оболочкам Земли: железные — ядру, каменные — мантии и коре. В свою очередь, каменные метеориты делятся на две группы — хондриты, близкие к земным ультраосновным породам, и ахондриты, близкие к базальтам и гораздо менее распространенные. Соответственно этому, состав мантии (и Земли в целом) сопоставляется либо с хондритами (хондритовая модель), либо с ахондритами или отдельными их разновидностями (ахондритовые модели).

Распространенность и состав главнейших групп метеоритов и разные смеси из них, служащие моделями состава Земли и Луны, сопоставлены в табл. 3, а в табл. 4 более подробно сопоставлены хондритовая и ахондритовая модели.

Хондритовая модель до последнего времени наиболее популярна. В СССР она полно развита А. П. Виноградовым (1959, 1970) и его учениками (Виноградов, Ярошевский, 1956; Ярошевский, 1968). По этой модели первичное вещество Земли соответствует хондриту, и его силикатная часть сохранилась почти без изменений в нижней мантии, а верхняя мантия, кора и ядро Земли — результат дифференциации этого исходного вещества. Серьезный аргумент в пользу хондритовой модели — совпадение распространенности элементов (за исключением Н и нейтральных газов; см. рис. 1) в хондритах и на Солнце, а также физических параметров, рассчитанных из модели и определенных геофизическими методами, в частности массы и среднего атомного веса ядра и мантии, и особенно среднего теплового потока Земли и теплового потока, рассчитанного исходя из радиоактивности среднего хондрита (Birch, 1965; Shaw, 1968). Несоответствие хондритовой модели реальным фактам выяснилось в последние годы, благодаря более тонким геохимическим данным: соотношению изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,739-0,811$ в хондритах и $0,700-0,742$ в земных породах, $0,699-0,700$ в ахондритах, см. рис. 2), рубидий-стронциевому, калий-урановому и уран-свинцовому отношениям. Величины отношений K/U и Pb/U в земных породах и хондритах различаются почти на порядок; значение отношения K/Rb менее определено (Gast, 1960; Wasserburg et al., 1964; Taylor, 1964b, Ringwood, 1961, 1966, 1975; Лутц, 1975).

Ахондритовые модели, по нашему мнению, более предпочтительны. Наиболее обоснованна, как отмечалось, модель, построенная на аналогии с углистыми ахондритами II типа, предложенная рядом авторов (Urey, Graig, 1953; Ringwood, 1961; Taylor, 1964; Birch, 1965; и др.) и наиболее подробно разработанная А. Е. Рингвудом (Ringwood, 1966, 1975). Сохраняя основные достоинства хондритовой модели, она точнее в отношении многих геохимических данных.

Можно отметить следующие особенности ахондритов углеродистого типа:

а) большое количество льдов и сохранение исходной распространенности элементов в Солнечной системе, за исключением наиболее летучих Н и He;

б) очень простая химическая и термальная история — они не нагревались выше 100°C после аккреции из пыли;

¹ Независимы от метеоритной гипотезы некоторые оценки содержания Fe в мантии и ядре, основанные на ударных адиабатах (Альтшулер, Шарипджанов, 1971; и др.); по ним содержания FeO и Fe в нижней мантии и Земле в целом выше, чем по метеоритным гипотезам.

Состав метеоритов, Земли и Луны

Компонент	Железные метеориты	Хондриты в целом	Углистые хондриты (типы II и III)	Эвкриты, говардиты	Углистые ахондриты (тип I)	Смесь I	Смесь II	Земля			Лунный реголит
								В целом	Верхняя мантия		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	—	37,6	32,5	48,8	21,74	33,48	32,87	32,3	48,1	43,3	43,2
FeO	—	12,3	21,9	13,3	22,86	21,60	28,94	25,3	12,7	9,3	16,2
MgO	—	23,6	14,5	10,25	15,24	12,42	7,09	21,4	31,2	38,1	8,9
Al ₂ O ₃	—	2,48	2,2	10,6	1,59	—	—	2,7	3,02	3,90	13,6
CaO	—	1,93	2,3	8,6	1,18	—	—	1,8	2,32	3,72	11,5
Na ₂ O	—	0,65	0,7	0,35	0,71	—	—	0,7	1,13	1,78	0,4
K ₂ O	—	0,09	0,1	0,04	0,07	—	—	0,1	0,13	—	0,15
Cr ₂ O ₃	—	0,45	0,5	—	0,35	—	—	0,4	0,55	—	0,3
MnO	—	0,24	0,3	0,5	0,18	—	—	—	0,43	—	0,2
P ₂ O ₅	—	0,25	0,2	0,1	0,27	—	—	—	0,34	—	0,2
TiO ₂	—	0,11	0,15	0,55	0,07	—	—	0,1	0,13	—	4,6
FeS	3,7	6,0	23,8	—	5,65	12,8	—	0,6	—	—	—
Fe	89,1	11,8	0,2	—	—	18,0	25,9	14,4	—	—	—
Ni(NiO)	7,2	1,4	0,3	—	(1,19)	1,7	1,7	0,4	—	—	—
Si	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Прочие (С, H ₂ O, органика и др.)	—	1,1	0,7	6,9	28,96	—	3,5	—	—	—	—
Сумма	100,0	100,0	100,05	100,0	100,0	100,0	100,0	100,2	100,1	100,0	99,25
% распространенности (Каула, 1971)	10,0	84,0	4,0	8,5	1,0	—	—	—	—	—	—

Примечание. 2, 4, 7 и 8 — Anderson et al., 1971; 3 — Лутц, 1975; Anderson et al., 1971; 5 — Ahrens, Danchin, 1971; 6 — Mueller, Saxena, 1977 (углистые ахондриты названы здесь и во многих других работах углистыми хондритами I типа, но они, как и урейлиты, не содержат хондр и должны быть отнесены к ахондритам); 9 — Сорохтин, 1971, 1975; 10 — Mason, 1966; 11 — Ringwood, 1966; 12 — Виноградов, Артемьев, 1974.

в) большое количество углеродистого материала, включая сложные органические соединения. Последние, возможно, образовались по реакции Фишера—Тропша (Ringwood, 1975): смесь газов CO + H₂ (преимущественно) охлаждается в присутствии зерен силикатов и окислов, которые служат катализаторами для образования органических соединений вместо метана, если охлаждение происходит достаточно быстро, например, во время быстрого охлаждения первично горячего солнечного облака. Открытие широко распространенных межзвездных органических молекул подтверждает этот процесс;

г) хотя углеродистые ахондриты составляют только 4% хондритов, падающих на землю, вероятно, они гораздо более распространены в космосе, но имеют меньше шансов проникнуть через земную атмосферу. Кроме того, большинство метеоритов содержит дисперсные компоненты углеродистых хондритов. Главный компонент межпланетного материала, который падал на Луну последние 3 млрд. лет, химически эквивалентен материалу углеродистых ахондритов (Ganapathy et al., 1970). Очень возможно, что обычные компоненты метеоритных популяций, внедряющихся в атмосферу в виде малоплотного материала, относятся к углеродистым ахондритам и кометам (Millman, 1972). Наконец, сами кометы состоят из «примитивной» смеси «пород и льда»

Модели состава Земли

Компонент	Хондритовая						Ахондритовая А. Е. Рингвуда						О. Г. Сорохтина					
	Хондрит	Нижняя мантия		Кора конт.	Верхняя мантия	Ядро	Земля в целом	Ахондрит II	Земля в целом	Кора и конт.	Мантия		Ядро	Мантия		Ядро	В целом	
		1	2								3	4		5	6		7	8
SiO ₂	38,04	47,07	47,8	63,1	44,1	19,4	38,2	22,0	33,6	66,0	45,16	43,5	—	47,0	45,7	—	32,3	31,2
TiO ₂	0,11	—	—	0,75	0,20	—	0,1	0,1	0,15	0,6	0,71	0,2	—	0,3	0,2	—	0,2	0,1
Al ₂ O ₃	2,50	3,09	(3,0)	15,2	3,2	—	2,3	1,6	2,4	15,0	3,54	3,9	—	3,9	3,7	—	2,7	2,6
Fe ₂ O ₃	—	—	—	6,7	2,9	—	—	—	—	1,8	0,46	—	—	—	5,1	—	—	—
FeO	12,45	15,4	19,7	—	5,2	14,1	12,5	23,0	22,1	2,8	8,04	9,3	—	13,1	3,6	56,6	25,3	23,6
MnO	0,25	0,23	—	0,13	0,43	—	0,2	—	—	0,1	0,14	0,1	—	0,1	0,1	—	0,1	0,1
MgO	23,84	29,5	26,3	3,1	39,8	—	23,5	15,0	22,8	2,0	37,69	38,3	—	31,4	38,4	—	21,4	26,2
CaO	1,95	2,41	(2,4)	4,2	2,5	—	1,8	1,2	1,6	3,8	3,08	3,7	—	2,6	2,3	—	1,8	1,6
Na ₂ O	0,98	0,81	(0,8)	3,37	0,5	—	0,4	0,7	1,1	3,5	0,57	0,4	—	0,8	0,3	—	0,4	0,2
K ₂ O	0,17	0,11	—	3,01	0,1	—	0,1	0,1	0,15	3,3	0,13	0,02	—	0,4	0,1	—	0,1	0,1
Cr ₂ O ₃	0,36	0,36	—	—	0,35	—	0,4	0,4	0,6	—	0,43	0,3	—	0,4	0,4	—	0,3	0,3
NiO	—	0,1	—	—	0,25	—	0,1	1,2	0,2	—	0,20	0,2	Si	0,2	0,1	—	0,4	0,1
FeS	5,76	—	—	—	—	20,4	5,8	—	0,3	—	—	—	11,3	—	—	1,9	0,6	0,6
Fe	11,76	—	—	—	—	41,4	12,0	—	13,1	—	—	—	83,2	—	—	40,9	14,4	13,1
Ni	1,34	—	—	—	—	4,6	1,3	—	1,6	—	—	—	5,5	—	—	0,6	0,2	0,2
CO ₂ (C)	—	—	—	—	—	(0,1)	(0,5)	9,7	0,3	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	19,0	—	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—
ρ	—	—	—	—	—	—	—	5,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,51	99,05	100,0	99,56	99,23	100,0	99,2	99,7	100,0	100,9	100,15	99,94	100,0	100,2	100,0	100,0	100,2	100,0
Rb/Sr	0,15	0,15	—	0,25	0,4	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba/Sr	0,3	0,3(?)	—	2,0	0,8	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K/Bb	300	300	—	275	245	—	200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1,8 — Urey, Craig, 1953 (см. табл. 3); 2 — силикатная часть хондритов; 3 — Anderson et al., 1971 (с добавлением Al, Ca, Na.); 4 — Виноградов, 1962; 5 — Лутц, 1975; 6 — Рассчитано из 1,2 и 5; 7 — хондрит (с поправками); 9—13 — Ringwood, 1975 (с поправками); 14, 17 — Сорохтин, 1971; 15, 16, 18 — Сорохтин, 1974 (для лерцолитовой модели мантии).

со средним молекулярным весом 21. Кометы аккретировали около Юпитера и были позже удалены в наиболее внешние части Солнечной системы (Орик, 1973). Их общая масса около 1,5 массы Земли, они могут представлять исходный материал, из которого начинается аккреция внешних планет.

Для сравнения с метеоритной в табл. 4 показана модель строения и состава Земли О. Г. Сорохтина, основанная на геофизических данных и косвенных соображениях. В этой модели принято, что вся мантия (верхняя и нижняя) имеет практически постоянный состав, внешнее ядро состоит из гипотетического соединения Fe_2O (или $Fe+FeO$), внутреннее ядро — из Fe с примесью Ni и FeS (на границе внешнего и внутреннего ядра). В первом варианте (Сорохтин, 1971, колонки 14 и 17 в табл. 4) мантия была принята более железистой, и соответственно более железистым оказался состав Земли в целом. В другом варианте (Сорохтин, 1974, колонки 15, 16, 18) предпочтение отдается лерцолитовому составу мантии, аналогичному среднему лерцолиту океанов (Дмитриев, 1973), и Земля в целом оказалась менее железистой и близкой к хондритовой модели. В то же время О. Г. Сорохтин подчеркивает, что вещество хондритов не может быть хорошей моделью состава первичного вещества Земли.

Наконец, следует упомянуть о «гидридной» модели Земли, высказанной В. Н. Лариным (1971, 1975) и поддержанной частично или полностью некоторыми геохимиками и петрологами (Маракушев, Перчук, 1971; Семенов, 1975). В этой модели предполагается, что водород — наиболее распространенный элемент Солнечной системы — не удален из состава Земли, как предполагается в других моделях, но сконцентрирован внутри Земли (в том числе в верхней мантии) в форме гидридов металлов. Эта модель представляется необоснованной — она не согласуется с любой моделью аккреции и с конкретными фактами о составе и строении верхней мантии (включая глубинные ксенолиты с глубины до 250 км). Но в данном случае, как для модели О. Г. Сорохтина, правильно подчеркивается, что никакая аналогия с составом метеоритов не может быть принята «а priori». В то же время эта аналогия, несомненно, сыграла свою положительную роль, и весь вопрос сейчас в том, каковы должны быть поправки к хондритовой или ахондритовой моделям.

Сопоставление разных моделей (см. табл. 4 и 3) показывает, что наибольшие расхождения, как и следовало ожидать, касаются состава нижней мантии и ядра, вещество которых недоступно непосредственному изучению. Выбор наиболее вероятного варианта в соответствии с петрологическими и геофизическими критериями будет обсужден в следующей главе.

Приведенный обзор данных о Земле как о планете не претендует на исчерпывающую полноту. Но он убедительно свидетельствует о том, что существующие теории не в состоянии однозначно ответить на два главных вопроса, сформулированных в начале главы: 1) характер аккреции, время и способ дифференциации Земли и других планет; 2) общий валовой состав и состав внутренних оболочек Земли и других планет. Следовательно, теоретическая геология (и петрология, как ее часть) не могут опираться твердо на соответствующие положения, как на доказанные факты. Более того, развитие геологии и сравнительной планетологии само по себе поможет ответить более точно на эти вопросы. В то же время, дифференциация Земли (наличие оболочек разного состава) и направление этой дифференциации — факт доказанный, и в следующей главе мы обсудим его подробнее на основе имеющейся геофизической, геохимической и петрологической информации.

ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ И ГРАВИТАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ

В этой главе геофизические данные и расчеты, систематизированные в обобщающих работах (Магницкий, 1965, 1968; Bott, 1971; Ботт, 1974; Любимова, 1968; Ушаков, 1974; Сорохтин, 1974, 1975; и др.), максимально дополняются петрологическими фактами и соображениями.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

Наличие внутри Земли и Луны границ раздела и, таким образом, их слоистое, или, точнее, оболочечное, строение было получено в основном методами сейсмологии на основании изучения скорости распространения упругих волн. В последние годы дополнительно используются данные по электропроводности и другие геофизические методы. Скорости распространения упругих сейсмических волн, возникающих при землетрясениях или искусственных взрывах, определяются известными соотношениями:

$$v_p = \sqrt{(k + 4/3\mu) \cdot \rho^{-1}}; \quad (11)$$

$$v_s = \sqrt{\mu \cdot \rho^{-1}}, \quad (12)$$

где v_p — скорость распространения продольных волн P (движения сжатия и разрежения вдоль луча, рис. 4); v_s — скорость распространения поперечных волн S (поперечные смещения, рис. 4); k — модуль всестороннего сжатия; μ — модуль сдвига; ρ — плотность.

Отсюда следует, что поперечные волны S распространяются медленнее продольных P и не могут распространяться в жидкости (где $\mu \rightarrow 0$). Последнее обстоятельство послужило основой открытия жидкого внешнего ядра (рис. 4, б), а затухание волн S в астеносфере B_2 (см. табл. 5) служит одним из доказательств частичного плавления в ней.

На основании изучения волн P и S уже в начале нашего столетия были обнаружены основные границы раздела — границы Мохо и Гутенберга (рис. 5, а), а к 50-м годам был получен полный сейсмический разрез Земли, показанный на рис. 5, б. В дальнейшем были обнаружены важные детали этого разреза, частично показанные на рис. 5, в и в табл. 5, и, кроме того, существенные региональные (горизонтальные) неоднородности в скоростном разрезе коры и верхней мантии, увязывающиеся с крупными структурами Земли. Мы обсудим их далее.

При исследовании деталей скоростного разреза и их интерпретации использованы также поверхностные волны Лява и Релея (см. рис. 4), возникающие как результат взаимодействия объемных волн

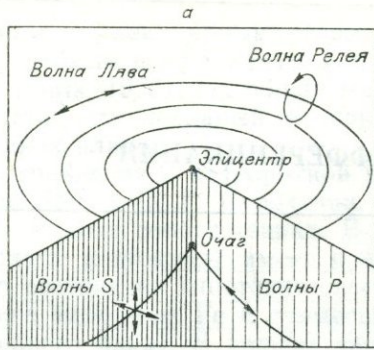
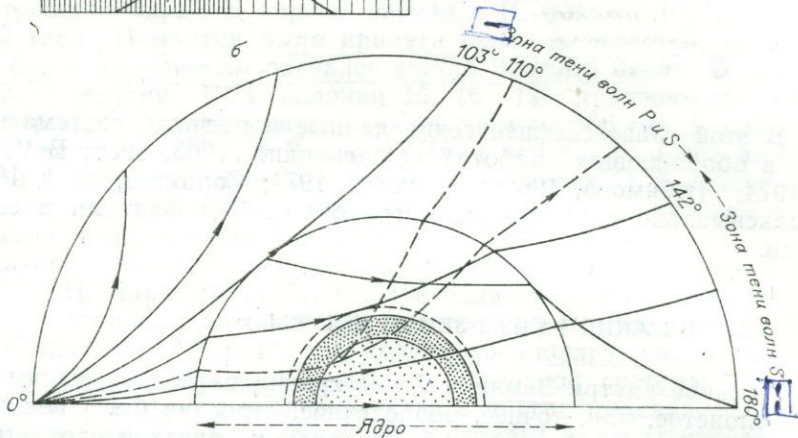


Рис. 4. Схемы, иллюстрирующие основные положения сейсмологии (Ботт, 1974).

а — положение очага, эпицентра и типы сейсмических волн, порождаемых землетрясением; б — некоторые пути волн P , проходящих через Землю; показана зона тени волн P и S ; штриховые кривые — слабые волны P , выходящие в зоне тени.



при наличии границ раздела (как правило, вблизи свободной поверхности и, в некоторых случаях, вблизи внутренней поверхности раздела). В табл. 5 приведены также значения фактора Q — сейсмической добротности или «прозрачности»¹, учитывающего степень поглощения волн P на основе спектральных характеристик их амплитуд. Этот фактор значительно меняется в верхней мантии, где возможны конвективные течения и разуплотнение мантии, но в целом в мантии до глубины 1000 км он слабо возрастает от 50 до 550, затем скачком повышается на порядок (до 2500) в нижней мантии и во внешнем ядре составляет около 4000, вновь падая на порядок во внутреннем ядре. По результатам изучения собственных колебаний Земли намечается вторая зона низкой добротности в нижней мантии вблизи границы с ядром (Жарков, 1978).

Тонкая структура зоны перехода мантии и ядра окончательно не установлена, но имеется много данных, что в этой зоне мощностью 100—200 км v_p постепенно снижается от 13 до 10,0 км/с, v_s — от 7,2 до 6,5, падает фактор Q , возрастают дисперсии амплитуд некоторых волн, что свидетельствует, возможно, о частичном плавлении в этой зоне аналогично астеносфере в верхней мантии (Берзон и др., 1968; Берзон, Пасечник, 1972; Bolt, 1971; Жарков, 1978).

Наиболее сложная структура коры и верхней части верхней мантии не могла быть отражена на рис. 5 и в табл. 5. Для нас особое значение имеют зоны пониженных скоростей в коре и верхней мантии, из которых крупнейшая зона в верхней мантии выделяется как волновод Гутенберга, или астеносфера. Как известно, Джеффрис и ряд других ученых возражали против ее выделения и действительно, как мы увидим далее, астеносфера не имеет, вероятно, сплошного развития в Зем-

¹ Волны P и S и сейсмическая «прозрачность» имеют известные аналогии с распространением оптических (электромагнитных) волн, в частности, развивается представление о сейсмической «голографии» — объемном изображении неоднородностей на основе сейсмических волн, аналогичной оптической голографии.

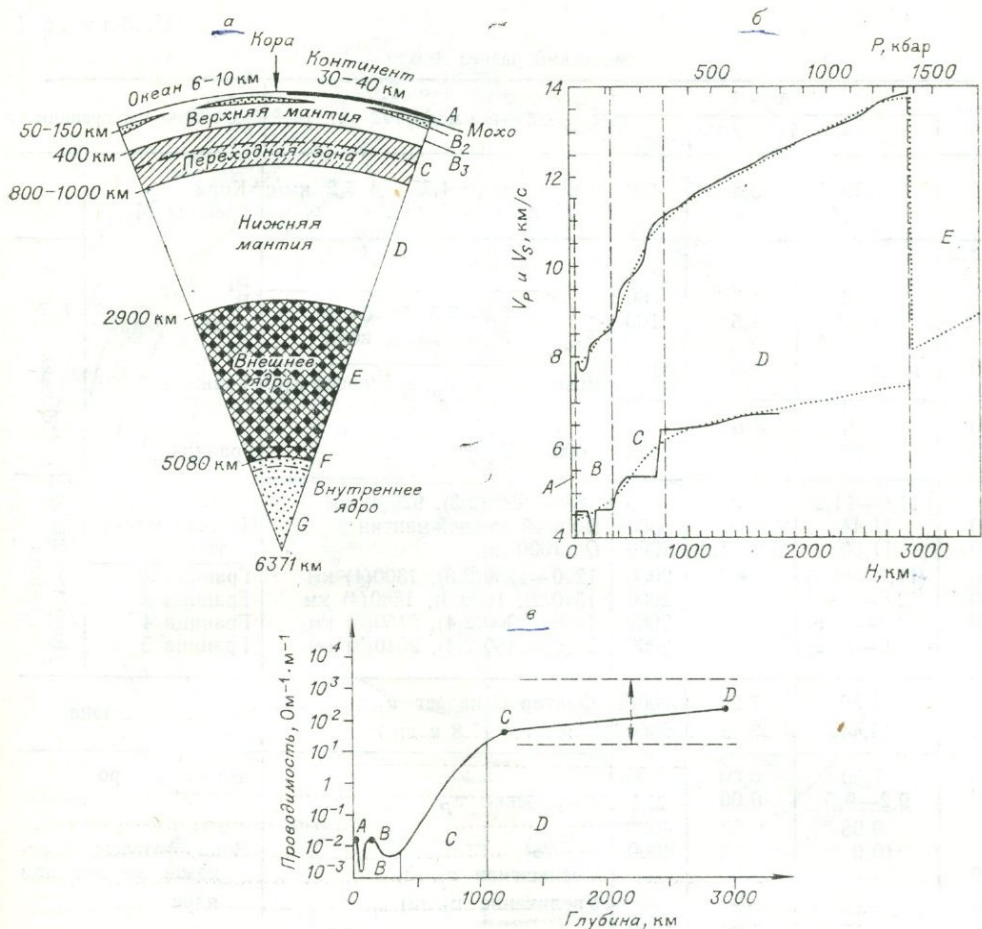


Рис. 5. Оболочки Земли и их геофизическое обоснование.

а — оболочки Земли (А, В₁, В₂, В₃, С, Д, Е, F, G), их мощности и распространённость; б — сейсмический разрез: сплошные линии для Австралии, точечные — первые варианты по Джеффрису (Ringwood, 1975); в — электропроводность в коре и мантии (Ботт, 1974); А—В — магнитотеллурические измерения, В—С — суточные вариации и магнитные бури, С—Д — вековые вариации, штрихом показаны пределы неопределённости.

ле. В этой главе мы будем говорить в основном о сферически-симметричной модели Земли (с однородными оболочками), имея в виду, что в действительности верхние оболочки неоднородны и степень неоднородности растёт вверх от границы с нижней мантией к верхней части коры.

В отличие от Земли, на Луне расслоение на оболочки менее резкое и четкое (Ваньян, Галкин, 1977). Отчетливая сейсмическая граница со скачкообразным увеличением скорости волн наблюдается только в подошве коры (рис. 6). Верхняя часть коры до глубин 25 км характеризуется необычным сочетанием свойств, обусловленных спецификой условий на поверхности Луны (вакуум, свободная бомбардировка метеоритами, малая сила тяжести и т. д.). В мантии Луны, в отличие от Земли, скорость волн с глубиной не увеличивается, а скорость поперечных волн v_s даже убывает, начиная с глубин 200—300 км. Уменьшение v_s и возрастание коэффициента Пуассона, а также уменьшение добротности Q (см. рис. 6) при сохранении высокого электросопротивления позволяет предположить здесь «аморфный» несортированный и недифференцированный материал (результат первичной аккреции без переплавления, см. гл. 1). Эта зона названа средней мантией. Даль-

Сейсмический разрез Земли

Глубина, км	Модель 1			Другие модели (2—9)	Оболочки и границы
	v_P , км/с	v_S , км/с	Q		
15	6,75	3,8	450	v в коре от 4,75 до 7,2 км/с H от 15 до 75 км	Кора Граница М
7,8—8,2 Ниже М				 v 7,0—7,5, $H=0-250$ км, P затухание волн	V_1 V_2 V_3 (астеносфера)
50	8,06	4,5	60		
100	8,12	4,5	100	Возрастание v_P , дисперсия $\lambda(6)$	Граница С С
300	8,4	4,5	≥ 100		
400				600—750(6)	Граница Д
500	9,64	5,0	150		
750	10,97	5,2	175	830—850 (2,3), 920(4) км Во всей нижней мантии	Нижняя мантия
1000	11,0—11,2	5,2	175		
1100	11,44	Между 5,2—7,2	550?	Q > 1000 (9)	Граница 2 Граница 3
1200	11,60	»	2000		
1600	(11,7—11,8)	»	2000	1200—1230(2,3), 1300(4) км 1540(2), 1600(3), 1680(4) км	Граница 4 Граница 5
2000	(12,0—12,2)	»	2000		
2400	(12,4—12,6)	»	2000	1910—2000(2,4), 2150(3) км 2370—2450(2,4), 2540(3) км	Дополнительная граница
2700	(13,0—13,2)	»	2000		
2700	13,60	7,25	2000?	Фактор Q падает v_P и v_S снижается (7,8 и др.)	Переходная зона
2892	13,44	7,18	2000?		
2900	7,50	0,00	4000	Увеличение v_P	Внешнее ядро
4400	9,2—9,5	0,00	4000		
4550	9,98	0,00	4000	»	Зона фазовых переходов во внешнем ядре
4700	10,0	0,39	4000		
4800	—	—	—	Уменьшение v_P (5)	Переходная зона
4850	—	—	—	Увеличение v_P (5)	
4850	10,15	0,00	4000	Уменьшение v_P (5)	Переходная зона
5145	10,17	0,56	4000		
5145	10,26	0,00	—	3,0 > v_S < 3,8(8)	Внутреннее ядро
6370	10,83	3,02	400		
6370	11,26	3,30	400		

Примечание. Модели: 1 — Buchbinder, 1971; 2 — Johnson, 1969; 3 — Wright, 1970; 4 — Вин-евек, Николаев, 1970; 5 — Ruprechtova, Karnik, 1971; 6 — Anderson et al., 1971; Ringwood, 1974; 7 — Бер-вон, Пасечник, 1972; 8 — Bolt, 1971; 9 — Федотов, 1966.

нейшее изменение указанных свойств позволяет выделить несколько условно переходную зону, глубже которой, начиная с глубин 800—900 км, располагается оболочка, где поперечные волны не проходят, а добротность и вязкость резко падают. Эта оболочка напоминает внешнее ядро Земли и, вероятно, полностью или частично расплавлена. Л. Л. Ваньян и И. Н. Галкин (1977) предлагают называть эту оболочку астеносферой, так как условия давления, температуры и, вероятно, составы среды (учитывая общую относительную однородность мантии Луны) ближе здесь к астеносфере Земли, чем к ее внешнему ядру. «Астеносфера» Луны, хотя и гораздо более мощная (около 1/2 радиуса), расположена очень глубоко и имеет низкий гравитационный потенциал и потому неспособна эффективно взаимодействовать с литосферой и создавать условия для поверхностного магматизма, как на Земле.

Вопрос о выделении ядра Луны из-за его небольшой величины (судя по моменту инерции и общей плотности Луны) не решен окончательно. В модели Л. Л. Ваньяна и И. Н. Галкина (см. рис. 6) предполагается,

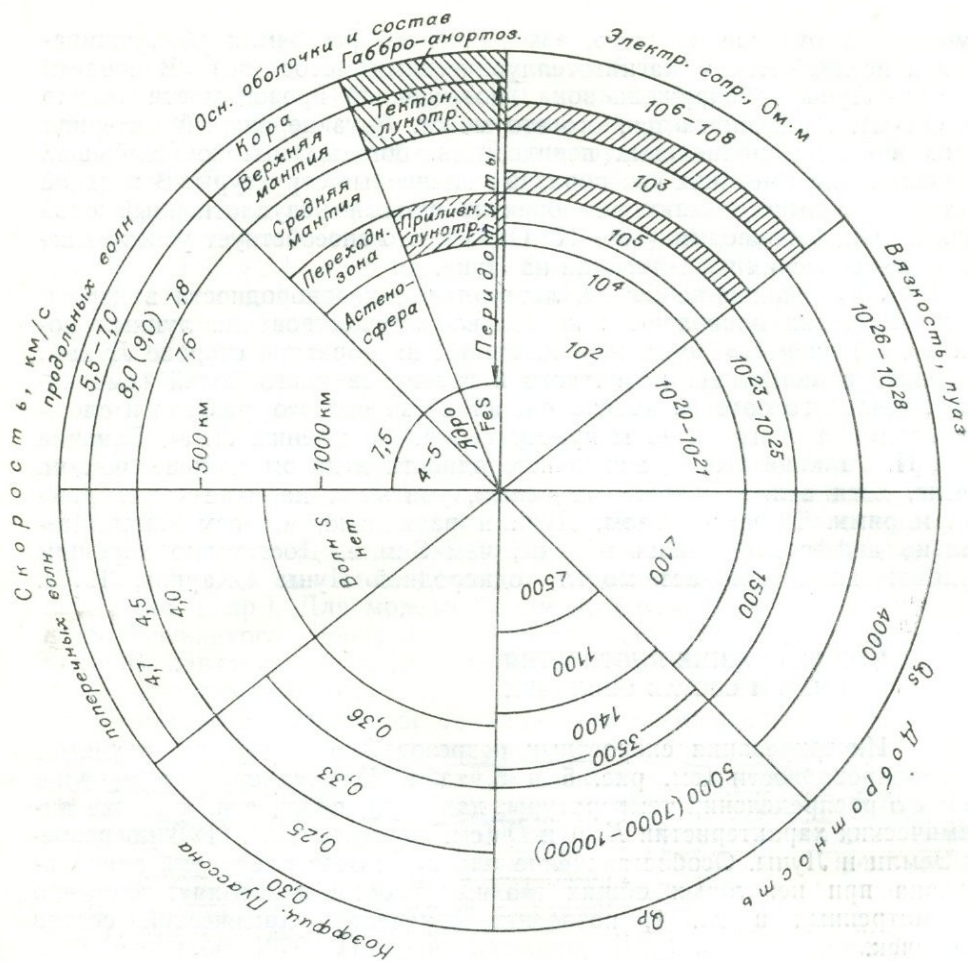


Рис. 6. Оболочки Луны и их свойства (Ваньян, Галкин, 1977).

что ядро состоит преимущественно из FeS и имеет радиус не более 500 км. Таким образом, главная особенность разреза Луны, кроме обособления специфической лунной коры, — разделение ее примерно пополам (по радиусу) на мощную, жесткую и холодную внешнюю сферу («литосферу») и разогретую, частично расплавленную астеносферу.

Сейсмический разрез Земли и Луны (см. рис. 6) дополняется сейчас независимыми данными по электросопротивлению внутренних оболочек. Измерение сопротивления возможно при изучении магнитотеллурических токов, индуцированных в коре и мантии Земли короткопериодными вариациями (от секунд до года и несколько более) магнитного поля Земли. Эти вариации вызываются, как правило, космическими причинами (приливное действие Солнца и Луны на ионосферу, магнитные бури при солнечных вспышках и т. д.), но в общем для изучения электропроводности нет необходимости знать причины вариаций магнитного поля (Bullard, 1967).

Распределение электропроводности, показанное на рис. 5, в, содержит лишь грубую оценку электропроводности нижней мантии, основанную на вековых вариациях магнитного поля, как считают, у границы раздела мантии и ядра. Короткопериодные магнитные вариации внеземного происхождения не распространяются глубже 1000 км.

Аналогичная ситуация существует и на Луне. Электросопротивление астеносферы Луны, поскольку она глубже 800 км, достоверно не

изучено. (В отличие от этого, зоны астеносферы Земли обнаруживаются и исследуются и магнитотеллурическими методами.) В средней мантии Луны обнаружена зона повышенной проводимости (около 10^3 Ом·м). Предполагается, что это может быть первичный материал Луны в фации шпинелевых перидотитов, богатых высокопроводящей шпинелью или имеющих своеобразные пленочные структуры. В верхней части коры вышеупомянутый брекчированный разуплотненный слой практически непроводим (10^6 — 10^8 Ом·м), что способствует успеху магнитотеллурических исследований на Луне.

На Луне, как и на Земле, латеральные неоднородности в коре и верхней мантии проявляются не только в существовании лунных морей и «континентов» (особенно обширных на обратной стороне Луны), но также в аномалиях магнитного и гравитационного полей («масконы»), теплового потока, неоднородностей скоростного разреза и сложного рельефа очаговой зоны лунотрясений. По мнению Л. Л. Ваньяна и И. Н. Галкина (1977), эти неоднородности в целом меньше, чем на Земле, хотя вопрос далеко не решен, учитывая наличие «масконов» под морями. Таким образом, Луна и радиально, и, возможно, латерально дифференцирована меньше, чем Земля. Достаточно хорошим приближением обладает модель однородной Луны (Жарков, 1978).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТЕЙ В ЗЕМЛЕ И СОСТАВ ОБОЛОЧЕК

Интерпретация скоростных разрезов Земли и Луны с учетом электропроводности (см. рис. 5 и 6, табл. 5) предполагает решение задач о распределении температуры, давления, плотности, а также динамических характеристик K , μ и Q [см. формулы (11), (12)] по разрезу Земли и Луны. Особое значение для нас имеет плотность, поскольку она при некоторых общих геохимических допущениях, частично рассмотренных в гл. 1, позволяет определить химический состав оболочек.

Распределение плотности в Земле и Луне должно удовлетворять прежде всего общим условиям:

$$\text{массе планеты } M = \int_V \rho dv = 4\pi \int_0^R r^2 \rho(r) dr, \quad (13)$$

$$\text{моменту инерции } I = \int_V \rho \xi^2 dv = \frac{8}{3} \pi \int_0^R r^4 \rho(r) dr, \quad (14)$$

где v — объем Земли и оболочек; ξ — расстояние от оси вращения.

Параметры планет, приведенные в табл. 1, позволяют рассчитать среднюю плотность, равную 5,517 для Земли и 3,342 для Луны. Моменты инерции Земли ($0,8038 \cdot 10^{45}$) и Луны ($0,395 \pm 0,05$) определены с большой точностью, исходя из наблюдений за спутниками и космическими аппаратами. Сильное отличие от средней плотности для пород коры на Земле (2,7—3,0) и малое отличие на Луне (2,8—3,1) хорошо иллюстрирует вышеупомянутый тезис о разной степени дифференциации планет. Момент инерции накладывает ограничения на размер и плотность ядра. На Луне, в частности, оно не может быть более 500—600 км для состава FeS и более 300—400 км для состава Fe.

Кроме того, в общем случае должно быть выполнено условие гравитационной устойчивости («условие Радо»)

$$-\frac{d\rho}{dr} = \frac{d\rho}{dh} \geq 0. \quad (15)$$

Временные и локальные отклонения от этого условия служат причиной перемещения масс и гравитационной дифференциации. Подробнее мы обсудим их ниже. Здесь мы лишь принимаем, что длительное время достаточно большие легкие (или тяжелые) тела (оболочки), отличающиеся заметно по плотности от окружающих масс, существовать внутри Земли не могут.

Количественные определения плотности по разрезу Земли возможны либо из сейсмических моделей при некоторых допущениях о распределении T , P , k , μ по разрезу (Birch, 1965; Bullen, Haddon, 1970; Press, 1970; и др.), либо из теоретических соображений о модели Земли и экспериментальных ударных адиабат для простых веществ (Альтшулер, Шарипджанов, 1971; Сорохтин, 1974, 1977).

В табл. 6 приведены расчеты плотности по современным сейсмическим моделям $НВ_2$ (Bullen, Haddon, 1970) и Пресса (Press, 1970), которые сопоставлены с теоретическими моделями. В теоретических моделях плотность определяется из уравнения вида $\rho = \rho(P, T)$, или $P = P(\rho, T)$. Последняя зависимость, называемая уравнением состояния, для простых веществ (окислов и металлов) вычисляется через экспериментально определяемую ударную адиабату Гюгонно. Методика экспериментов и вычислений описана в специальных работах (Альтшулер, 1965; и др.). Для модели Земли используется гипотеза аддитивности Магницкого—Берча о том, что плотность сложного вещества при высоких давлениях ($P \geq 100$ кбар) равна плотности смеси, входящих в него простых окислов.

Результаты вычислений по аддитивным уравнениям для модельных смесей окислов и металлов приведены в табл. 6 и на рис. 7. Расхождения между теоретическими моделями и между ними и сейсмическими моделями, особенно существенные для ядра и частично для нижней мантии, объясняются различиями в составе модельных смесей и (или) принятыми распределениями T с глубиной. Последнее особенно существенно для нижней мантии. В моделях Л. В. Альтшулера и Л. В. Шарипджанова (1971), Земли II (Жарков и др., 1971) и в других (Anderson, 1970; Паньков, Калинин, 1975) было принято сверхдиабатическое распределение температуры в мантии (Reynaulds, Summers, 1969; Витязев, Маева, 1976; и др.), согласно которому температура на поверхности ядра достигает 4000°C .

Если допустить конвекцию в нижней мантии и соответственно аддиабатическое распределение температур, то температура в нижней мантии заметно меньше: на границе с ядром 2600°K (Наймарк, Сорохтин, 1977; см. рис. 9). В этом случае распределение плотности, близкое к сейсмическим моделям (см. табл. 6, рис. 7), получается и при постоянном составе нижней мантии, близком к лерцолиту срединно-океанических хребтов (см. табл. 4). Согласование этих двух предположений с петрологическими данными и моделями эволюции Земли мы обсудим далее. Фактически надо либо принять аддиабатическое распределение температур (при гипотезе глобальной конвекции) и отвергнуть модель существенно железного ядра, либо отвергнуть аддиабатическое распределение температур и соответствующие модели глобальной конвекции. В последнем случае содержание в нижней мантии несколько выше, чем в верхней, и растет по приближению к ядру.

Максимальные расхождения для ядра (см. табл. 6, рис. 7, а) объясняются недостаточностью сейсмических данных и потому большой свободой выбора модельных составов для внешнего (жидкого) и внутреннего ядра. В разных моделях внешнее ядро предполагается как сплав Fe и Ni (как и внутреннее ядро), сплав Fe и Si, смесь $\text{FeO} + \text{Fe}$, гипотетическая окись Fe_2O , металлизированные силикаты. Выбор из этих моделей также должен быть сделан с учетом петрологических закономерностей.

Распределение плотности в сферически-симметричной Земле ($\rho_{cp}=5,517 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$)

Оболочка	H (1—5)	Сейсмические модели					Теоретические модели							H (6)
		P(1)	K(1)	$\mu(1)$	$\rho(1)$	$\rho(2)$	$\rho(3)$	$\rho(4)$	$\rho(5)$	$\rho(6)$	P(6)	$\mu(6)$	K(6)	
A	0	0	0,65	0,36	2,80	2,85	—	—	3,285	2,802	0,3	0,353	0,537	31
	15	4	»	»	2,85	2,85	—	—	—	2,802	3,3	0,353	0,537	14
B ₁	15	4	1,03	0,71	3,31	3,5	—	—	3,30	2,902	3,3	0,408	0,681	14
	60	19	1,11	0,72	3,34	(3,1—3,7)	—	—	3,32	2,902	4,8	0,408	0,681	19
B ₂₋₃	60	19	1,17	0,68	3,34	—	—	—	3,21	3,310	4,8	0,716	1,127	19
	300	—	—	—	—	3,4	—	—	3,25—3	—	—	—	—	—
	350	117	1,74	0,71	3,52	(3,1—3,7)	—	—	3,55	3,553	141,1	0,820	1,762	420
C	350	117	1,76	0,72	3,56	(3,4—3,8)	—	—	3,55	3,768	141,1	0,961	2,157	420
	570	—	—	—	—	—	—	4,00	4,20	—	—	—	—	—
	650	234	2,76	1,43	4,25	3,95	—	4,26	4,35	—	—	—	—	—
	770	—	—	—	—	(4,0—4,3)	—	4,37	4,46	4,077	239,1	1,220	2,480	670
D	850	321	3,24	1,73	4,44	4,4	4,51	4,47	4,57	4,377	239,1	1,639	3,045	670
	1170	—	—	—	—	—	4,63	4,62	4,70	—	—	—	—	—
	1570	—	—	—	—	—	4,84	4,85	4,92	—	—	—	—	—
	2700	1240	6,17	2,86	5,42	5,3	5,40	5,44	5,52	—	—	—	—	—
	2875	1340	6,50	3,00	5,62	5,6	5,48	5,55	5,59	5,550	1354,0	2,911	6,582	2855
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
E	2875	1340	6,50	0,00	9,89	9,9	—	10,0	9,48	9,909	1354,0	0	6,345	2855
	3370	—	—	0,00	—	10,9	—	10,7	10,13	—	—	0	—	—
	4561	2930	11,97	0,00	11,83	11,8	—	12,0	11,17	—	—	0	—	—
	4711	3040	12,40	0,00	12,26	12,0	—	12,3	11,9	—	—	0	—	—
F	4711	3040	12,40	0,52	12,26	12,0	—	12,30	—	—	—	0	—	—
	5121	—	—	0,00	—	—	—	—	11,42	—	—	0	—	—
	5161	3330	13,57	0,00	12,70	12,5	—	12,45	—	12,139	3288,7	0	12,773	5153
G	5121	—	—	—	—	—	—	—	13,80	12,704	3288,7	1,502	13,625	5153
	5161	3330	13,57	1,89	12,70	12,5	—	12,45	—	—	—	—	—	—
	5571	—	—	—	—	(12—14)	—	—	14,14	—	—	—	—	—
	6371	3670	15,00	1,11	13,0	13,0	—	12,8	14,38	13,012	3632,4	1,653	14,237	6371

Примечание. Модели: 1—НВ₂ (Bullen, Haddon, 1970); 2—Пресса (Press, 1970); 3—Альшулера, Шарипджанова (1971); 4—Земля—II (Жарков и др., 1971); 5—Наймарка, Сорохтина (1977; Сорохтин, 1977); 6—РЕМ—А (цит. Жарков, 1978); P, K и μ —кбар, ρ —г/см³, H—км.

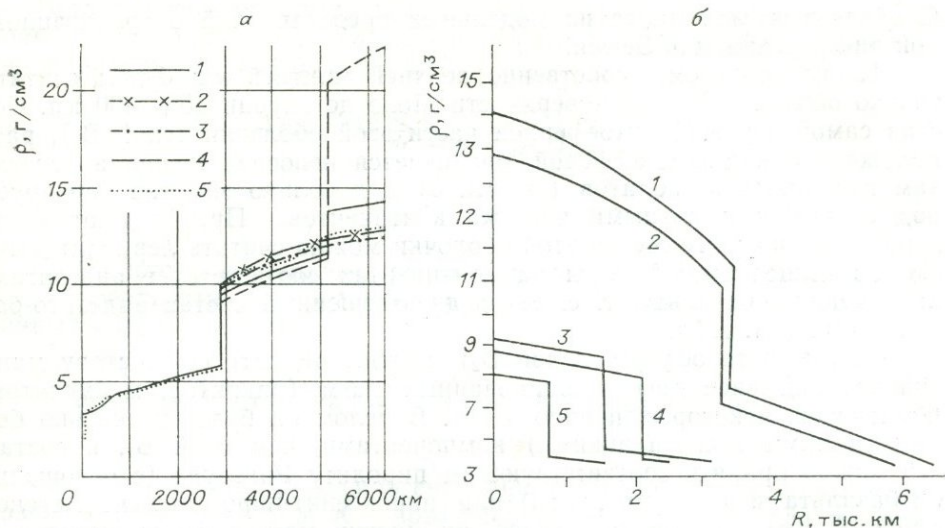


Рис. 7. Распределение плотности внутри Земли и других планет.

а — распределение плотности в разных моделях Земли: 1 — модель Кеонджяна-Монина, 2 — Земля II, 3 — Буллен А-I, 4 — Буллен, А-II, 5 — Хаддон — Буллен НВ2; б — модельное распределение плотности планет земной группы: 1 — Земля, 2 — Венера, 3 — Марс, 4 — Меркурий, 5 — Квазилуна (Кеонджян, Монин, 1976).

Анализ распределения плотностей в Земле (см. рис. 7 и табл. 6) показывает, что плотность нижней мантии близка к средней плотности Земли (с учетом поправки на давление), ядра — тяжелее, а верхней мантии — легче.

Наиболее легким фракциям соответствует кора, средний состав которой определен многочисленными статистическими подсчетами (табл. 7), и верхняя часть верхней мантии (слой В, включая астеносферу). Слой С характеризуется быстрым нарастанием скорости сейсмических волн и плотности, обусловленным частично или полностью фазовыми переходами: 1) оливин — β — Mg_2SiO_4 на глубине около 400 км (Ringwood, Major, 1966; Akimoto, 1972); 2) переход $MgSiO_3$ в ильменитовую структуру и (или) распад силикатов на окислы. Общий состав слоя С может быть аналогичным нижней мантии, поэтому логично слой С выделять как переходную зону. Такое обособление слоя

Таблица 7

Упрощенный состав оболочек Земли

Компонент	Кора (0,5%)			В ₁ (2,5%)			В ₂₋₃ (4,5%)		С и Д (70%)		Ядро (32,5%)	
	конт.	океан	средн.	конт.	океан	средн.	а	б	а	б	а	б
SiO ₂ (Si)	62,5	50,7	56,4	46,0	45,8	46,0	45,6	49,0	45,7	40,7	—	20
Al ₂ O ₃	15,5	17,3	16,4	2,2	3,8	3,0	3,6	6,0	3,7	2,0	—	—
FeO	6,0	8,8	7,5	7,6	8,1	7,9	8,6	8,0	8,5	10,0	54,4	—
MgO	3,8	7,1	5,5	41,6	38,5	40,2	38,3	31,9	38,4	40,0	—	—
CaO	4,8	12,9	8,9	1,9	2,3	2,1	3,1	3,5	2,7	2,0	—	—
Na ₂ O	3,4	2,7	3,0	0,5	0,3	0,4	0,65	1,0	0,6	0,3	—	—
K ₂ O	3,0	0,5	1,8	0,1	0,1	0,1	0,15	0,6	0,1	0,1	—	—
FeS	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	1,8	—
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,6	43,2	70
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6	10
Сумма	99,0	100,0	99,7	99,9	98,9	99,7	100,0	100,0	99,7	100,0	100,0	100,0

Примечание. Ядро: а — Сорхтин, 1974, б — Ringwood, 1975; Кусков, Хитаров, 1976. В₂₋₃: а — пиролит Рингвуда, б — то же, обогащенный пироксенитом. С и Д: а — лерцолит-пиролитовый состав, б — то же, обедненный легкоплавкими веществами. В скобках — масса оболочек в % от массы Земли.

С обосновывается далее из модельных представлений о гравитационной дифференциации Земли.

Таким образом, собственно верхней мантией мы будем считать только оболочку В — от поверхности Мохо до глубин 350—400 км. Состав самой верхней, литосферной части этой оболочки (слой В₁), расположенной над астеносферой, оценивается непосредственно по составам глубинных ксенолитов (см. гл. 3) и довольно заметно варьирует под океанами и разными частями континентов. Преобладают здесь лерцолиты, поэтому состав этой оболочки можно считать лерцолитовым. Состав вышележащей коры на континентах соответствует андезитам, на океанах — базальту, т. е. ее средневзвешенный состав андезито-базальтовый (см. табл. 7).

Состав астеносферы (слой В₂) можно оценить по составу мантийных, наименее дифференцированных магм (пикритов, меймечитов, коматитов, некоторых перидотитов). В целом он будет несколько богаче легкими (легкоплавкими) компонентами, чем слой В₁, и состав его можно принять соответствующим пиrolиту Рингвуда (с отношением базальта и перидотита 1:3) или пироксенит-пиrolитовым. Астеносфера В₂, как мы увидим далее, во многих местах выклинивается и постепенно переходит по вертикали и латерали в слой В₃, который можно считать, таким образом, как «раскристаллизованную астеносферу» того же состава.

Возникает вопрос: имеет ли оболочка В₂₋₃ тот же состав, что и оболочка С и нижняя мантия Д? По мнению А. Е. Рингвуда (Ringwood, 1972, 1975), О. Г. Сорохтина (1974, 1977), вся мантия, включая астеносферу и нижнюю мантию, имеет тот же состав, соответствующий пиrolиту (А. Е. Рингвуд) или океаническому лерцолиту (О. Г. Сорохтин, Л. В. Дмитриев). Однако возможно, что верхняя мантия в целом обогащена легкими фракциями, выделившимися в ходе гравитационной дифференциации не только вследствие опускания в ядро расплавов, обогащенных Fe, но и подъема к поверхности легких расплавов, лишь частично достигших поверхности. В частности, согласно некоторым вышеприведенным моделям отмечается увеличение содержания Fe в нижней мантии (Альшуглер, Шарипджанов, 1971; Жарков и др., 1971). Еще больше разногласий в отношении состава ядра и, особенно, внешней расплавленной его части.

Таким образом, распределение плотности и физические параметры Земли в целом хотя и ограничивают возможные составы оболочек, но допускают существенные их вариации в пределах разных моделей, которые мы рассмотрим подробнее далее.

ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ И ТЕПЛОПОТОКИ

Известно, что Земля сохраняет высокую тектоническую и магматическую активность до настоящего времени. Марс, по-видимому, в основном уже утратил ее, а Луна практически «мертва» уже около 3,0 млрд. лет. Выяснение причин таких различий, как и построение общей теории эндогенного развития, невозможно без оценки источников внутренней энергии Земли. Соотношение важнейших источников — радиоактивного и гравитационного — оценивалось и оценивается по-разному.

Внутренняя энергия проявляется прежде всего в форме теплопотока q_n , измеряемого на поверхности Земли с помощью термоградиента в скважинах или термоградиентографов в океанах и морях (Любимова, 1968; Любимова и др., 1973). В общем случае

$$q_n = q_{kn} + q_M, \quad (16)$$

где q_M — конвективный теплопоток, обусловленный перемещением магм, магматогенных или метаморфогенных флюидов; q_{kn} — теплопоток, обусловленный теплопроводностью пород.

Как показывает опыт, $q_m < q_{kn}$, исключая тектонически активные зоны. Решение задачи $q_n \approx q_{kn}$ лежит в рамках классического уравнения теплопроводности (Любимова, 1968):

$$q_n \approx q_{kn} = \lambda \left. \frac{dT}{dr} \right|_{r=R} = \frac{1}{R^2} \int_R^0 H(x) x^2 dx; \quad (17)$$

$$\frac{dT}{dr} = \frac{q(r)}{\lambda(r, T)}. \quad (18)$$

Если источники тепла сосредоточены в одном или нескольких слоях у поверхности (1 — осадочно-гранитный, 2 — базальтовый, 3 — мантийный «слой»), то

$$q_{kn} = \frac{1}{R^2} \int_R^{R-h} H(x) x^2 dx = -H_1 a - H_2 (b - a) - H_3 (c - b) K, \quad (19)$$

где $H_1, a; H_2, b$ и H_3, c — теплогенерации и глубины до подошвы выше-названных слоев 1, 2, 3; K — коэффициент сферичности (для плоского случая $K=1$, для сферического $k=1 - \frac{c+b}{R} + \frac{c^2+b^2+cb}{3R^2} \approx 0,61$, если $b=50$ км и $c=2900$ км). Теплогенерации в каждом слое H_1, H_2, H_3 можно рассчитать и таким образом оценить общий баланс кондуктивного теплопотока, если известен общий теплопоток, а также плотности пород, концентрации радиоактивных элементов в них и мощности первых двух слоев (Birch, 1965; Любимова и др., 1973; и др.). Эмпирические данные сведены в табл. 8. Средний тепловой поток для Земли равен $1,50$ мкал/см²·с (или несколько больше с учетом поправки в океанах), обнаруживая при этом большие вариации (от 0,3 до 3 и более мкал/см²·с).

Непосредственные измерения содержаний радиоактивных элементов в коре обеспечивают $q_n = 0,3-1,3$ мкал/см²·с на континентах и $0,1-0,3$ мкал/см²·с в океанах. На долю мантийного потока ($q_3 = -H_3(c-b)K$) приходится $0,5$ мкал/см²·с на континентах и более $1,0$ мкал/см²·с в океанах. Особенно показательны определения и расчеты на докембрийских щитах (без осадков и признаков современной тектонической активности), где теплопоток, генерируемый в мантии $0,2-0,4$ мкал/см²·с и коре $(0,3-0,8$ мкал/см²·с, в зависимости от мощности и состава гранитного слоя), как и общий теплопоток $(0,7-1,0$ мкал/см²·с) представляют минимальный тепловой поток, созданный преимущественно (или исключительно) радиоактивными источниками.

Неопределенность относится только к трактовке мантийного теплопотока. Величина эмпирического мантийного теплопотока (вне активных зон) $0,5-1,0$ мкал/см²·с хорошо соответствует расчетным теплопотокам из мантии, например, для дунит-гарцбургитового состава мантии (нижний предел) $q_3 = 0,39$ мкал/см²·с, если же 1000 км верхней мантии сложены пиролитом (Любимова и др., 1973) или хондритом (McDonald, 1965), то $q_3 \approx 1,0$ мкал/см²·с.

Однако в последние годы приводятся возражения, что содержания радиоактивных элементов в гипотетической мантии могут быть завышены, а аналогия мантии с хондритами недостаточно обоснована (Сорохтин, 1974; Ушаков, 1974; и др.), поэтому роль радиоактивных источников в мантии значительно меньше. Но не все эти возражения сами по себе лучше обоснованы, чем общепринятая хондритовая (пиролитовая) модель. Не вдаваясь в детальную дискуссию, можно лишь заметить, что если даже допустить равноценный вклад гравитационного и радиоактивного источников энергии в мантийном теплопотоке, то и тогда радиоактивная составляющая в общем теплопотоке в пассивных

Тепловые потоки

Регион	Число изменений	\bar{q} , мкал/см ² ·с	S_q (интервал)	Литература*
Земля в целом	2000	1,50	—	1
	3127	1,63	1,03	2
	673	1,47	0,74	3
	4000	1,4	0,2	4
	4000	1,90	1,0	6
Все континенты	597	1,46	0,57	2
	95	1,46	0,46	3
СССР, континент	952	1,47		4
Зоны континентов:				
Докембрийские щиты	—	0,9	0,2	5
» плиты	200	0,86	(0,2)	4
Платформы	—	1,05	0,3	5
	200	0,99	(0,2)	4
Области каледонид	—	1,1	0,36	5
	50	1,1	(0,2)	4
» герцинид	—	1,25	0,25	5
	150	160	(0,5)	4
Герциниды Зап. Европы	—	1,70	(0,5)	4
Мезозойды	—	1,4	0,4	4
Кайнозойские складчатые зоны	—	1,8	0,35	5
	400	1,7	(0,6)	4
В том числе:				
краевые прогибы	—	1,2	(0,3)	4
горноскладчатые районы вулканизма	—	2,1	(0,5)	4
Рифты: Байкальский				
	11	2,33	0,44	4
Иссык-Куль	28	1,82	0,60	4
Красное море	—	2,55	—	2
Все океаны				
	—	2,05	1,50	6
	2530	1,67	1,15	2
	591	1,47	0,48	3
Океаны, вне срединно-океанических хребтов:	—	1,0—1,1	—	2,3
Индийский	358(108)	1,36(1,32)	0,95 (0,52)	2,3
Атлантический	436	1,47	1,14	1,2
Тихий	1308	1,70	1,24	1,2
Срединно-океанические хребты:	310	1,50	0,84	2,3
Восточно-Тихоокеанский	—	6,0	2,5	6
	—	2,3	0,5	2
Срединно-Атлантический	—	5,0	(2,5)	6
	—	1,9	0,25	2
Исландия	—	4,5	(1,5)	2
Краевые моря и дуги:				
Запад Тихого океана	—	4,2	0,6	6
	260	2,13	0,63	2
	34	2,09	0,61	3
Японское море	—	2,2	—	4
Охотское море	20	1,85	0,6	4
Курило-Камчатская дуга	100	2,5	—	4

* 1 — Lee, Uyeda, 1965; 2 — Lee, 1970 (среднее из отд. значений); 3 — Среднее по квадратам 5×5, (град.); 4 — Любимова и др., 1973; 5 — Поляк, Смирнов, 1968; 6 — Сорохтин, 1974 (с поправкой на вынос тепла термальными водами и базальтами).

зонах составляет 60—80%, поскольку теплогенерации в коре (см. табл. 8) целиком радиоактивного происхождения.

По-видимому, в общем теплотоке Земли вклад радиоактивного тепла составляет 0,8—1,0 мкал/см²·с, остальные 0,6—0,8 мкал/см²·с (в среднем для Земли) относятся к конвективному (гравитационному в своей основе) теплоток, очень неравномерному в разных зонах. На докембрийских платформах (≥ 60% континентов) и в океанических плитах (вне активных зон) величина теплоток около 1,0—1,2 мкал/см²·с, т. е. резко преобладает радиоактивное тепло. В активных зонах, составляющих 25—30% площади Земли, общий теплоток свыше 2 мкал/см²·с при преобладающей роли конвективного тепла.

Баланс тепла на континентальных платформах и в океанических плитах (вне активных зон) показывает, что на континентах вклады радиоактивного тепла коры и мантии примерно одинаковы (или преобладает вклад коры), а в океанах доля коровой теплогенерации составляет около 20—30% и заметно преобладает вклад мантии, хотя средний теплоток (за исключением срединных хребтов) примерно одинаковый. Это может означать, что среднее содержание радиоактивных элементов остается практически постоянным, только на континентах они перераспределены и сконцентрированы в основном в коре, мантия обеднена ими, а в океанах мантия осталась неистощенной. Такие оценки, хотя они и приблизительные, противоречат конвективным гипотезам о равномерном перемешивании всей мантии (Сорохтин, 1974; и др.), и, наоборот, близки к известной модели Мак-Дональда (McDonald, 1965), показанной на рис. 8. Главные отличия от модели Мак-Дональда заключаются в том, что в наших рассуждениях только часть теплоток (50—60%) принята кондуктивной и исходное распределение температур может быть иным (в частности, вероятны «горячая» аккреция и высокие начальные температуры). Обе причины, а также сниженные роли лучистого переноса приводят к подъему изотерм (особенно в океанах), поэтому распределение температур на рис. 8 можно считать нижним пределом в сопоставлении с оценками температур по глубинным ксенолитам (см. гл. 3).

Конвективные теплоток (в среднем 0,6—0,8 мкал/см²·с, наибольшие в активных зонах Земли (>1,5 мкал/см²·с)) обусловлены в основном гравитационной энергией, поскольку они связаны с вертикальными перемещениями мантийных магм и флюидов или общей конвекцией в мантии.

Вклад гравитационной энергии может быть оценен независимо, исходя из дифференциации Земли (т. е. выделения ядра и внешних оболочек). Минимальный предел гравитационной энергии, выделяющейся в ходе гравитационной дифференциации (Артюшков, 1970), определяется работой W над «годовой» массой M_1 в интервале $r_1 - r_2$ (нижняя зона, где выделяется ядро) или M_2 в интервале $r_3 - r_4$ (верхняя зона) при разности плотностей расплава и остающегося твердого $\Delta\rho$:

$$W_1 = \int_{r_1}^{r_2} M_1 \Delta\rho_1(r) \rho_{\text{я}}^{-1}(r) g_1(r) dr; \quad (20)$$

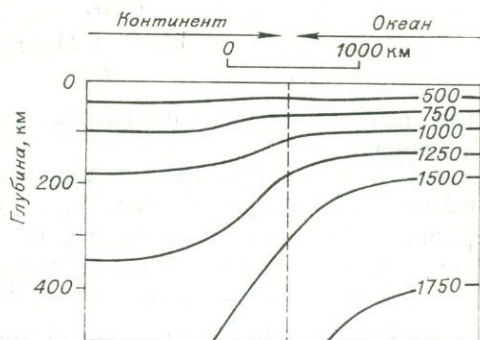


Рис. 8. Распределение температуры с глубиной под континентами и океанами для модели с радиоактивными источниками тепла и переносом тепла теплопроводностью (McDonald, 1965).

$$W_2 = \int_{r_3}^{r_4} M_2 \Delta \rho_2(r) \rho_{в.м}^{-1} g_2(r) dr, \quad (21)$$

где $\rho_я(r)$ и $\rho_{в.м}(r)$ — плотность вещества ядра и верхней мантии (+кора).

Поскольку при любых допущениях $M_1(=M_я \cdot t^{-1}) \geq M_2(=M_{в.м} \cdot t^{-1})$, а $\Delta \rho_1 \cdot \rho_я^{-1} > \Delta \rho_2 \rho_{в.м}^{-1}$, $g_1(r) > g_2(r)$, то в целом $W_1 > W_2$ (примерно на порядок); однако современная оценка соотношения W_1 и W_2 зависит от скорости выделения ядра в прошлом и настоящем.

По оценкам Е. Н. Люстиха (Люстих, 1948) и Г. Юри (Urey, 1952), общая гравитационная энергия выделения ядра составляет $\int_t W_1 \approx$

$\approx (1,5-2,0) \cdot 10^{38}$ эрг. Современный тепловой поток через поверхность Земли составляет $Q_{совр} = (1,0-1,3) \cdot 10^{28}$ эрг/год (Любимова, 1968; Сорохтин, 1974), а общие теплопотери Земли при таком постоянном теплотокке $(0,6-0,7) \cdot 10^{38}$ эрг. Расхождение этих цифр означает, что в прошлом теплоток мог быть выше и (или) оценки гравитационной энергии выделения ядра завышены. В первом приближении (из-за отсутствия точных критериев) мы можем принять среднюю величину теплопотерь $\sim 1,0 \cdot 10^{38}$ эрг, что соответствует $Q_{ср} = 2,0 \cdot 10^{28}$ эрг/год. Современная скорость выделения ядра, как мы стараемся показать ниже, составляет не более 10–15% средней величины и соответствующая энергия $W_1 \approx 0,15 W_{ср} = 0,3 \cdot 10^{28}$ эрг/год. Если принять вклад энергии радиоактивного распада $W_3 \approx \frac{1}{2} Q_{совр} = 0,6 \cdot 10^{38}$ эрг/год (в соответствии с вышеприведенными оценками радиоактивного тепла), то получим $W_2 \approx W_1 = 0,3 \cdot 10^{28}$ эрг/год и в целом $Q_{совр} = W_1 + W_2 + W_3 \approx \approx 0,3 \cdot 10^{28} + 0,3 \cdot 10^{28} + 0,6 \cdot 10^{28} = 1,2 \cdot 10^{38}$ эрг/год (Добрецов, 1977).

Современный тепловой поток в океанах и континентах объясняют также только (или преимущественно) наличием конвекции в верхней мантии — не только в активных зонах, но и под океаническими плитами (Bott, 1967; Ботт, 1974) или под всей океанической и континентальной литосферой (Сорохтин, 1974, 1977). В первом варианте принимает-

Таблица 9

Энергетический баланс Земли в современный момент

Вид энергии	Суммарное энергосодержание $\cdot 10^{20}$, эрг/с	Тепловыделение $\cdot 10^{20}$, эрг/с	Теплоизлучение поверхности $\cdot 10^{20}$, эрг/с	Литература*
Радиогенная:	0,86	0,86	0,86	1
в конт. коре	1,10	1,10	1,10	2
в мантии	0,27	0,27	0,24	1
суммарная	1,10	1,10	0,90	2
суммарная	1,13	1,13	1,10	1
суммарная	2,20	2,20	2,20	2
Гравитационная	8,09	4,05	3,40	1
—	—	2,8	2,20	2
Приливное трение	0,11	0,11	0,11	3
Суммарная энергия	9,33	5,29	4,61	1
—	—	5,1	4,40	2
Измеренные теплопотери	—	—	4,2	1
—	—	—	4,0	2

* 1 — Сорохтин, 1977; Наймарк, Сорохтин, 1977; 2 — Любимова, 1968 и наши расчеты (см. рис. 13); 3 — Рускол, 1975.

ся, что большая часть наблюдаемого океанического теплового потока выносится из верхней мантии конвекцией, а континентальный поток создается радиоактивными источниками тепла в коре и верхней мантии, возможно, усиливаемый слабой конвекцией в мантии или ее охлаждением. В этом случае неясно, почему средние значения океанического и континентального потоков вне активных зон почти не отличаются друг от друга, хотя они являются следствием различных, не связанных друг с другом процессов. В то же время гипотеза чисто радиоактивного теплопотока, обусловленного теплопроводностью, вступает в противоречие с различными фактами, в частности

не учитывает резкого возрастания теплопотока в активных зонах, разрастания океанического дна и крупных горизонтальных перемещений. Как нам кажется, эти противоречия в основном снимаются, если предположить преобладающую роль конвективной составляющей (конвекция в мантии + всплывающие астенолиты) только в активных зонах Земли — в срединно-океанических хребтах, островных дугах и окраинных морях, в рифтовых системах и других, где имеются аномальные тепловые потоки.

В заключение этого раздела приведем сопоставление энергетического баланса современной Земли, полученное из разных моделей (табл. 9). В качестве комментариев к табл. 9 отметим, что по модели 1 (Сорохтин, 1977) часть общего тепловыделения ($\sim 0,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с) расходуется на расплавление вещества внешнего ядра и другая часть ($\sim 0,4 \cdot 10^{20}$ эрг/с) — на разогрев Земли; по модели 2 расходы на разогрев Земли увеличены до $0,5 \cdot 10^{20}$ эрг/с, из них $\sim 0,2 \cdot 10^{20}$ эрг/с — за счет радиоактивности нижней мантии и $0,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с — за счет гравитационной энергии.

Распределение температур с глубиной в современной Земле, полученное для тех же моделей, а также модели А. В. Витязева и С. В. Маевой (1976), приведены на рис. 9. Из сравнения кривых видно, что кривая А. В. Витязева и С. В. Маевой для модели без конвекции (3а на рис. 9) — максимальная, а кривая, принятая О. Г. Сорохтиным, — минимальная. Наиболее правдоподобна кривая 3б или 1.

МОДЕЛИ ГРАВИТАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

Существующие модели гравитационной дифференциации различаются по исходным допущениям и степени количественных расчетов. В большинстве моделей учитывается только выделение тяжелого ядра, выделение легких фракций (к которым необоснованно относится только кора) обычно игнорируется. Условно гипотезы и модели можно разбить на две большие группы.

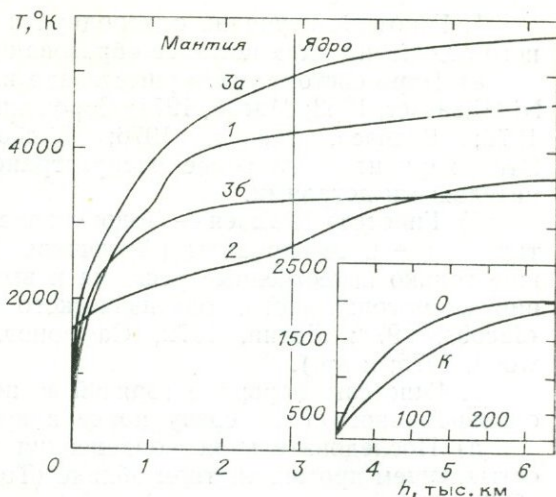


Рис. 9. Распределение температур в современной Земле по разным моделям. Во врезке — геотермы для океанов (О) и для докембрийских щитов континентов (К) по данным Clark, Ringwood (1964). 1 — Любимова, 1968; Reynolds, Summers, 1969; 2 — Сорохтин, 1977; 3 — Витязев, Маева, 1976 (а — по модели с гравитационной дифференциацией и конвекцией, б — без них).

1. Гипотезы первично однородной и «холодной» Земли и постепенного отделения ядра после ее образования.

а) Ядро состоит преимущественно из железа, с добавлением O, Si, Ni (Elsasser, 1963; Маева, 1971; Сорохтин, 1974, 1977; Кеонджян, Монин, 1976; Витязев, Маева, 1976; Кусков, Хитаров, 1976; и др.). Эти варианты наиболее распространены и различаются дополнительными деталями.

б) Гипотеза Рамзея — Лодочникова о металлизированных силикатах в ядре и ее варианты (Артюшков, 1968; Люстих, 1965), содержащие только качественные решения и вызывающие целый ряд возражений космогонического, геофизического и петрологического характера (Jacobs, 1970; Левин, 1972; Сафронов, 1972; Сорохтин, 1974; Ringwood, 1975; и др.).

2. Гипотезы первично горячей и поэтому неоднородной Земли и одновременного (или сразу после аккумуляции) формирования ядра.

а) Последовательная конденсация элементов и их соединений в остывающем протопланетном облаке (Turekian, Clark, 1969; Виноградов, 1970). Ожидаемая последовательность такой конденсации плохо согласуется с тем, что мы знаем о недрах планет (Ringwood, 1975).

б) Быстрая аккумуляция Земли, приводящая к ее разогреву (T на поверхности достигла 2000°C) и быстрому ($\leq 1-5 \cdot 10^8$ лет) отделению ядра, происходившему еще при аккумуляции (Ringwood, 1960, 1966, 1975; Anderson, 1971).

в) Медленная аккреция с разогревом и плавлением поверхностной части Земли (и Луны) за счет бомбардировки крупными телами (Сафронов, Козловская, 1977), вследствие чего отделение ядра началось на стадии аккумуляции и происходило, вероятно, быстрее, чем по моделям типа 1а, но медленнее, чем по моделям 2а и 2б.

Наиболее подробно разработаны и обоснованы количественными расчетами модели типа 1а и 2б. К первым можно отнести модели Витязева, Маевой (1976), Сорохтина (1974, 1977), Кеонджяна, Мони-на (1975, 1976). В модели А. В. Витязева и С. В. Маевой (1976) исходные данные приняты согласно В. С. Сафронову (1969, 1972), так что эту модель можно считать приложением к гипотезе О. Ю. Шмидта — В. С. Сафронова для эволюции Земли. Состав Земли сведен к комбинации четырех главных элементов O, Si, Fe и $\text{Mg}(\pm \text{S})$, причем около 1/3 массы Земли составляют тяжелые компоненты (железо, его окислы и, возможно, соединения с серой). Исходное распределение давления $P(r)$ и плотности $\rho(r)$ показано на рис. 10, а. Коэффициент вязкости оценивается по формуле

$$\eta = \eta_0 (P_1 T) e^{bT_m/T}, \quad (22)$$

где b — константа; T_m — температура плавления (при расчетах η_0 , b и T_m варьировались).

Распределение температуры в Земле рассчитано для момента завершения выделения ядра ($2 \cdot 10^9$ лет) и для современного состояния (см. рис. 10, б) по уравнению теплопроводности (для сферически симметричной Земли) с добавлением энерговыделения за счет радиоактивного распада W_p и энергии гравитационной дифференциации $W_{г.д.}$:

$$c_p \rho \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left[r^2 (\lambda + \lambda_{\text{эКВ}}) \frac{\partial T}{\partial r} \right] + W_p + W_{г.д.}, \quad (23)$$

где λ — коэффициент кондуктивной (решеточной и лучистой) теплопроводности; $\lambda_{\text{эКВ}}$ — «эквивалентный» коэффициент теплопроводности, связанный с числами Релея и учитывающий тепловую конвекцию.

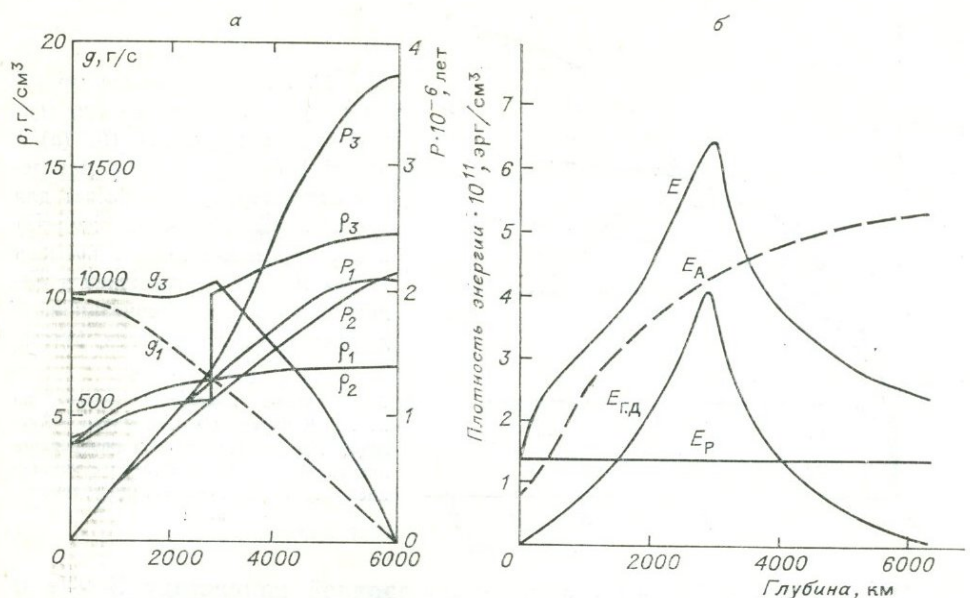


Рис. 10. Исходные данные для модели однородной Земли (Витязев, Маева, 1976).
 а — плотность ρ , давление P и ускорение силы тяжести g : ρ_1, P_1, g_1 — в однородной, ρ_2, P_2 — в однородной современной, ρ_3, P_3, g_3 — в современной неоднородной Земле; б — распределение с глубиной энергии, выделявшейся в Земле; $E_{Г.Д}$ — энергия гравитационной дифференциации, E_P — энергия распада радиоактивных элементов за 4,5 млрд. лет, E — суммарная энергия, включающая энергию первоначального нагрева, E_A — энергия, необходимая для нагрева вещества до температуры плавления силикатов по Аффену.

Суммарное выделение гравитационной энергии оценивается по соотношению, аналогичному выражениям (21) и (20):

$$W_2(r) = \frac{r \Delta \rho (1 - c) g(r)}{3}, \quad r < r_{\text{я}}, \quad (24)$$

$$W_2(r) = \frac{(r_3^3 - r^3) \Delta \rho c \bar{g}}{3r^2}, \quad r > r_{\text{я}}, \quad (25)$$

где c — объемная концентрация тяжелых компонентов ядра; r_3 и $r_{\text{я}}$ — радиусы Земли и ядра.

Выделение ядра было сведено к опусканию тяжелого сферического слоя (Витязев, Маева, 1976), нижняя граница которого совпадает с границей зоны дифференциации. Вначале зона дифференциации смещается к центральной области лишь в результате радиоактивного разогрева, далее при возрастании мощности этого слоя начинается конвективное перемешивание.

Упрощенность модели выразилась в том, что скорость движения нижней границы была принята постоянной и соответственно выделение гравитационной энергии — только функцией радиуса (см. рис. 10, б); общее время дифференциации и выделения ядра оценено в 2 млрд. лет, исходя из возраста древнейших намагнитченных пород — около 2,5—2,7 млрд. лет (Каула, 1971; Петрова, 1977). Сохранившаяся остаточная намагнитченность этих пород может означать, что к этому времени уже существовало ядро, близкое к современному и способное создать мощное магнитное поле.

Выделение радиоактивной энергии принято постоянным по радиусу Земли, а содержание радиоактивных элементов, равномерно распределенных по всей Земле, принято достаточно высоким и соответствует их содержанию в углистых хондритах.

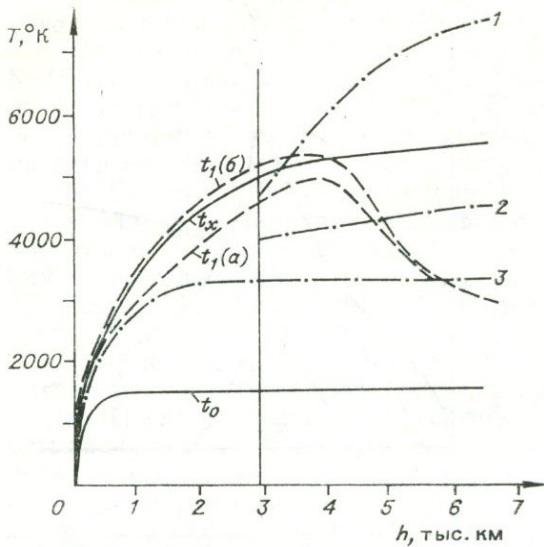


Рис. 11. Распределение температуры с глубиной после аккреции (t_0), в момент 2 млрд. лет (t_1 , (а) — расчет для температуры плавления силикатов, t_1 (б) — расчет для температуры плавления железа) и в современный момент времени t_x для модели с конвекцией и выделением энергии гравитационной дифференциации (Витязев, Маева, 1976).

1—2 — кривые плавления железа по В. Н. Жаркову (1) и Кеннеди — Хиггину (2); 3 — современное распределение температуры для модели с конвекцией без гравитационной дифференциации.

Эта модель применима лишь к однородной по составу Земле и характеризует ее раннюю эволюцию — первые два миллиарда лет до момента выделения ядра (рис. 11). Расчет для современной Земли в рамках этой модели носит лишь формальный характер, поэтому полученная кривая (см. рис. 9 и 11) определяет верхний предел температур. В результате выделения гравитационной энергии в первые два миллиарда лет температура большей части Земли была близка к температуре плавления. Вынос тепла конвекцией обусловил бы полное расплавление приповерхностной оболочки. Твердая поверхностная корка в первый миллиард лет уменьшилась до 10 км; в этот период достиг максимума и тепловой поток, в 5 раз превышающий современный. Излияния магм через тонкую корку обусловили максимум магматической деятельности в этот период.

В моделях, развиваемых О. Г. Сорохтиным (1974, 1977), В. П. Кеонджяном и А. С. Мониним (1975, 1976), предполагается, что первичная Земля была однородной и холодной, и ее эволюция сводится к постепенному гравитационному отделению ядра, состоящего из гипотетического соединения Fe_2O и железа, сопровождаемому и облегчаемому гравитационной конвекцией в мантии. Выделение легких фракций коры и верхней мантии, а также вклад радиоактивной энергии (в отличие от предыдущей модели) считается второстепенным и в первом приближении игнорируется. Структура планеты по этой модели зави-

сит от эволюционного параметра x : $x = \frac{m_c}{c \cdot M}$, $0 \leq x \leq 1$, где m_c — масса выделившегося ядра при исходной концентрации «ядерного» вещества в мантии c_0 (главным образом железа); M — масса планеты. В соответствии с предположением о гравитационной конвекции, охватывающей всю мантию, предполагается, что реакция отделения ядра поверхностна и ее скорость пропорциональна площади поверхности, константе реакции K и средней концентрации «ядерного» вещества в мантии (Сорохтин, 1974). Если обозначить скорость выделения массы ядра $\frac{dm_c}{dt} = cM \frac{dx}{dt}$, то

$$cM \frac{dx}{dt} = 4\pi k r_c^2 \frac{c - c_x}{1 - c_x}, \quad (26)$$

где $\frac{dx}{dt}$ — темп (скорость) изменения параметра x ; $\frac{c - c_x}{1 - c_x}$ и r_c — кон-

Эволюция планет земной группы по модели (2)

Планета	$^*c_{Fe}$		Время, млрд. лет	x	r_c ядра, км	r планеты, км	ρ_c	Приведенный момент инерции, I/Mr^2	Энергия $\times 10^{29}$, эрг
	1	2							
Земля	40,0	32,6	0	0	0	6393	11,34	0,3681	0
	40,0	32,6	4,6	0,863	3451	6371	13,86	0,3308	1,61
Венера	35,0	31,3	0	0	0	6072	10,37	0,3717	0
	35,0	31,3	4,6	0,92	3342	6051	12,54	0,3337	1,154
Марс	28	16,0	0	0	0	3397	6,65	0,3931	0
	28	16,0	4,03	0,99	1615	3393	6,99	0,3712	0,017
Меркурий	68,0	69,3	0	0	0	2441	6,60	0,3932	0
			0,66	0,99	2144	2439	6,76	0,3639	0,0075
Квазилуна	13,0	13,0	0	0	0	1682	5,96	0,3982	0
	13,0	13,0	2,13	0,99	759	1680	6,02	0,3778	0,00032

* 1 — Reynolds, Summers, 1969; 2 — Кеонджян, Монин, 1976.

центрация «ядерного» вещества в мантии и радиус ядра при доле ядра $x(t)$; $k=3,341$ г/см² — коэффициент реакции; он был вычислен по возрасту Земли ($4,6 \cdot 10^9$ лет) и современной величине $x=0,863$.

При расчете моделей развития планет параметр c (исходная концентрация ядерного вещества) оказался наиболее важным, поэтому, чтобы получить современные константы планеты, сначала задавалась определенная величина c , а параметр x варьировался. Результаты расчетов по этой модели для планет земной группы отражены в табл. 10, на рис. 7, б и специально для Земли — на рис. 12.

На рис. 12, б видно, что образование ядра и соответственное выделение гравитационной энергии характеризуются максимумом около 1,1 (Сорохтин, 1974) или 1,35 млрд. лет назад (Кеонджян, Монин, 1976). В первые 2 млрд. лет выдвинулось не более 20% ядра и 20% гравитационной энергии, что находится в резком противоречии с предыдущей моделью и данными о высоком тепловом потоке, высокой магматической и тектонической активности в раннем докембрии. Согласно этой модели (рис. 12, б, см. Кеонджян, Монин, 1976 — рис. 5), мантия в целом поглощает энергию и разуплотняется. Наибольшее поглощение имело место на глубине 1300—1400 км 1,35 млрд. лет назад. Максимальное энерговыделение происходит в ядре ниже границы ядро — мантия.

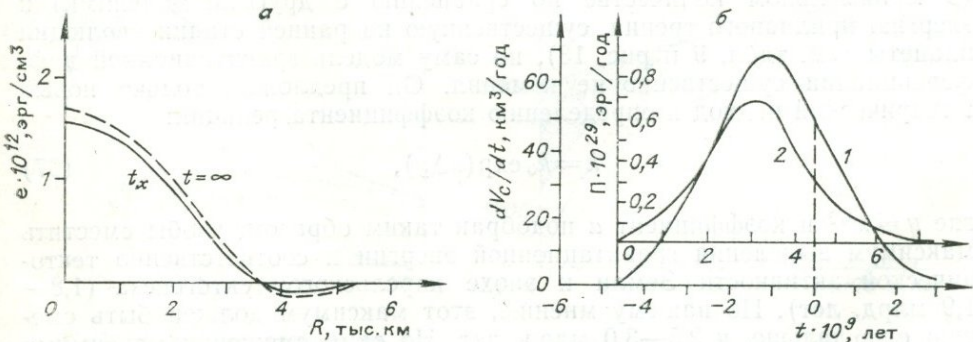


Рис. 12. Эволюция Земли по модели Кеонджяна, Монина (1976).

а — удельное энерговыделение (в сферическом слое мощностью 1 км), б — скорость выделения объема ядра $\frac{dV_c}{dt}$ (1 — Сорохтин, 1974) и гравитационной энергии Π (2 — Кеонджян, Монин, 1976) во времени; пунктир — современный момент времени.

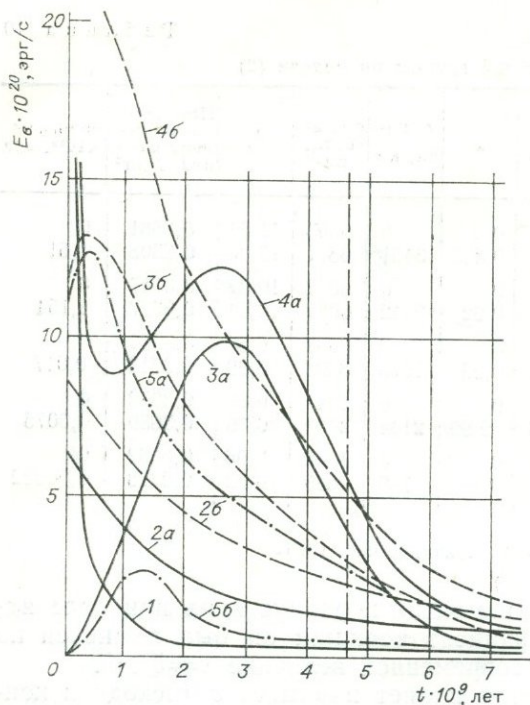


Рис. 13. Выделение тепловой энергии в «твердой» Земле.

1 — энергия приливного торможения (Рускол, 1975); 2 — суммарная энергия распада радиоактивных элементов в мантии и коре Земли (а — Сорохтин, 1977; б — Любимова, 1968); 3 — тепловая энергия гравитационной дифференциации (а — Наймарк, Сорохтин, 1977; б — более вероятная кривая); 4 — суммарное энерговыделение в мантии и коре Земли (а — Сорохтин, 1977; б — более вероятные данные); 5 — вероятная тепловая энергия выделения ядра (а) и верхних оболочек (б).

кору + верхнюю мантию продуктом отделения легкой фракции).

Таким образом, расхождения фактических данных с моделью вызваны как неясностью исходных положений (однородная холодная Земля), так и явным ее упрощением (игнорирование радиоактивной энергии и второго пути дифференциации — отделение легких фракций, предположение о поверхностном характере «реакции» отделения ядра). О. Г. Сорохтин (1977) внес некоторые уточнения в эту модель, в частности, учел в энергетическом балансе радиоактивную энергию (в минимальном количестве по сравнению с другими моделями) и энергию приливного трения, существенную на ранней стадии эволюции планеты (см. табл. 9 и рис. 13), но саму модель гравитационной дифференциации существенно не изменил. Он предложил только новый эмпирический подход к определению коэффициента реакции:

$$k = k_0 \exp(a\Delta y), \quad (27)$$

где $y = x^{1/3}$ и коэффициент a подобран таким образом, чтобы сместить максимум выделения гравитационной энергии и соответственно тектонической активности Земли к эпохе карельского тектогенеза (1,8—1,9 млрд. лет). По нашему мнению, этот максимум должен быть смещен еще дальше, к 2,5—3,0 млрд. лет. Но сами смещения максимума (1,1; 1,3; 1,9 млрд. лет) показывают известный произвол в построении модели.

В результате суммарная кривая выделения энергии в течение эволюции Земли по этой схеме (см. рис. 13) обнаруживает минимум око-

Из сравнения данных табл. 10 и рис. 7, б с непосредственными измерениями и результатами других моделей видны как совпадение некоторых данных (например, момента инерции I), так и заметные расхождения других. В частности, содержание Fe и плотность оказались меньше. Компенсация различий в плотности осуществляется за счет относительного увеличения ядра. Например, для Марса радиус ядра оказался в 1,5—2 раза больше других оценок, заметно увеличен он для Меркурия. Наоборот, средняя плотность Луны (3,34 г/см³) оказалась меньше минимально возможной в данной модели плотности (3,42 г/см³), так как в ней рассматривается только выделение ядра и игнорируется выделение легкой фракции коры и верхней мантии, наиболее существенные для Луны и Марса, в меньшей мере для Земли (это зависит от того, считать ли только кору или

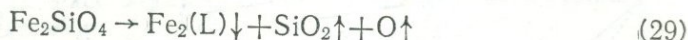
ло 3,5 млрд. лет назад, т. е. как раз тогда, когда по результатам изучения докембрийской истории предполагаются максимальная тектоно-магматическая активность и формирование коры континентов.

Существенный момент модели — поверхностный характер реакции. Правда О. Г. Сорохтин (1974) допускает, что выплавка вещества ядра происходит в слое конечной толщины и в этом случае скорость пропорциональна объему активного слоя:

$$\frac{dv_c}{dt} \sim v_{mc} = \frac{4}{3} \pi [(r_c + H_{mc})^3 - r_c^3], \quad (28)$$

т. е. реакция пойдет быстрее; но он считает H_{mc} малым и этот эффект существенным только на ранних стадиях эволюции Земли.

С петрологической точки зрения маловероятно также, чтобы реакция разложения железосодержащих силикатов с выделением свободного кислорода происходила одновременно с плавлением гипотетического соединения Fe_2O (о температуре плавления которого ничего неизвестно), т. е. реакция (по Сорохтину, 1974)



выглядит слишком искусственной.

Важное геохимическое следствие модели — вывод об уменьшении содержания Fe во всей мантии и соответственно уменьшении железистости мантийных магм со временем. Но для наиболее распространенных мантийных магм — базальтоидных — он не подтверждается (см. гл. 5).

Одна из моделей первоначально горячей Земли (группа 2б) — это модель А. Е. Рингвуда, основные количественные параметры которой отражены на рис. 14. Как мы уже отмечали в гл. I, имеются веские основания для сильно разогретого раннего состояния Земли и быстрого выделения ее протоядра. Правда, в оценке времени разогрева Земли и начала отделения ядра имеется большая свобода выбора. Оценки Рингвуда ($n \cdot 10^5$ лет) кажутся минимальными. По другим оценкам, достаточный разогрев мог произойти при аккреции за $n \cdot 10^6$ лет или

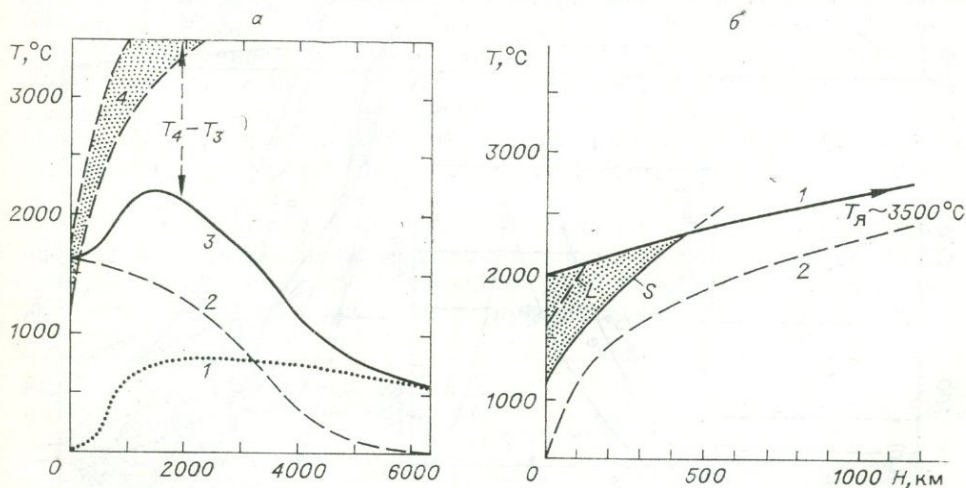
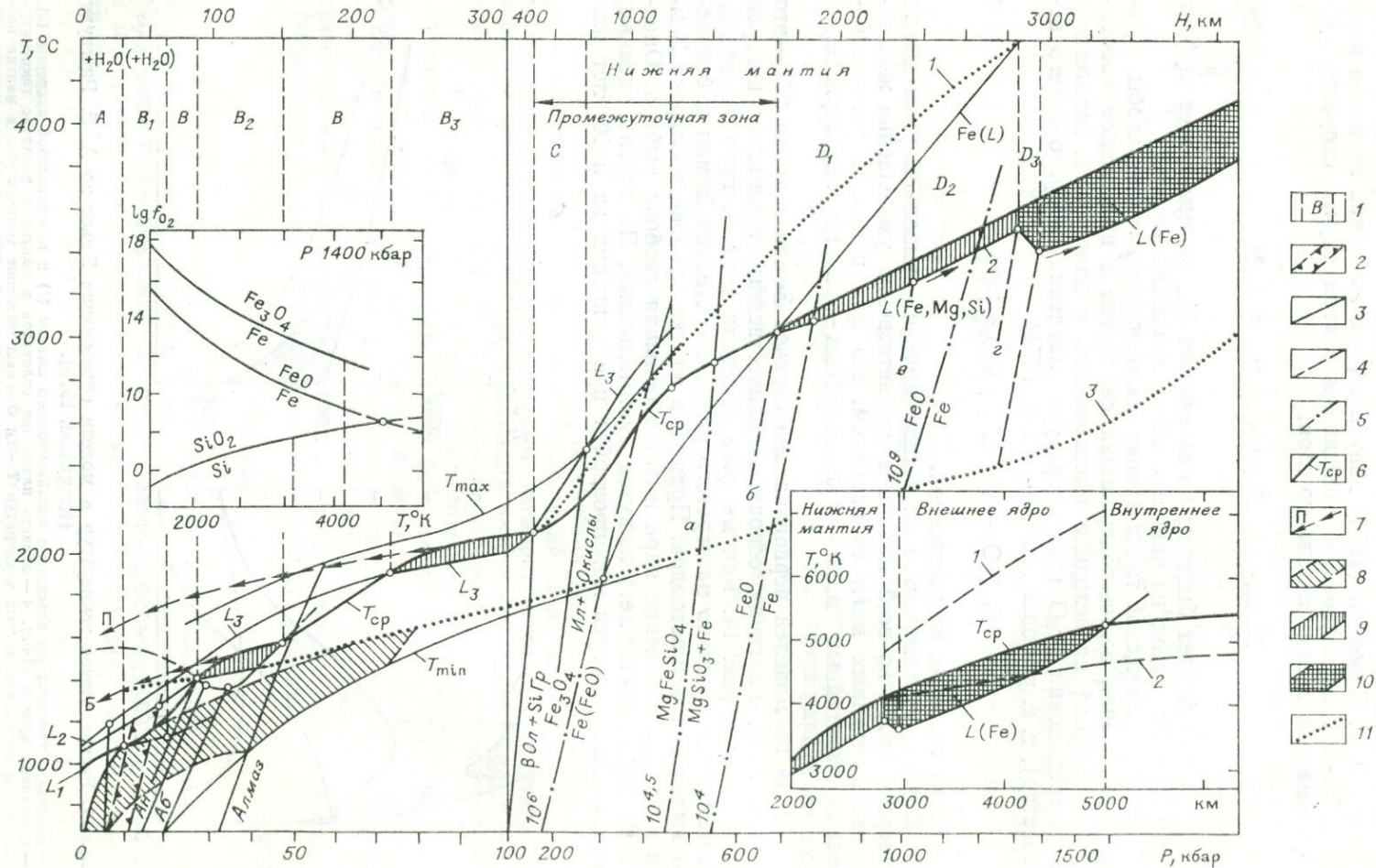


Рис. 14. Распределение температур в модели образования Земли по А. Е. Рингвуду (Ringwood, 1975).

а — изменение температуры вследствие адиабатического сжатия (1) и поверхностной аккреции (2), 3 — суммарная кривая (1+2), 4 — область плавления силикатов в мантии и различие температур плавления и пост-аккреционных температур $T_4 - T_3$; б — распределение температуры в мантии после выделения ядра (1) в отношении к температурам пиrolитового ликвидуса (L) и солидуса (S), 2 — оценка современного распределения температур в мантии.



даже при медленной аккреции за $n \cdot 10^8$ лет. В последнем случае поверхностный слой Земли мог быть разогрет на заключительной стадии за счет бомбардировки крупными телами (Сафронов, Козловская, 1977) или распада короткоживущих изотопов.

Таким образом, конкретные модели гравитационной дифференциации дискуссионны и противоречивы. С физико-химической точки зрения, реакции выделения ядра рассматриваются слишком упрощенно. В реальной К-компонентной системе, состоящей из соединений Si, O, Mg, Fe (\pm Ca, Al, CR, H, S), реакции должны происходить как сдвиг равновесия с фазами переменного состава и в предельном случае будут включать $K+1$ фазу. Фазой наиболее переменного состава будет расплав (и (или) флюид), причем даже небольшое количество дополнительных компонентов может сильно влиять на температуру плавления.

Вторая трудность заключается в неясности самой схемы гравитационной дифференциации. В частности, в большинстве моделей необходимо предполагать значительные вертикальные и горизонтальные перемещения больших масс легкого кристаллического вещества, отделяющегося при выделении тяжелого ядра. В обоих случаях — при подъеме «капель» или замкнутых конвективных движений — молчаливо предполагается, что легкое кристаллическое вещество, отделившееся на всей поверхности ядро — мантия (или на значительной ее части), должно быть перемещено в горизонтальном направлении и сконцентрировано в восходящих струях. Аналогично по модели О. Г. Сорохтина, тяжелое кристаллическое вещество, отделившееся в астеносфере, перемещается и концентрируется в нисходящих «струях». Возможности и механизм перемещения этого кристаллического вещества в горизонтальных направлениях и их концентрация в восходящих или нисходящих струях остаются неясными.

Эти затруднения можно преодолеть, если принять следующие простые допущения. Наиболее эффективный и потому главный механизм гравитационной дифференциации — радиальное перемещение расплавов, которое может происходить как вверх, так и к центру Земли, о чем свидетельствует наличие астеносферы и жидких лав на поверхности Земли, с одной стороны, и жидкого внешнего ядра — с другой. Иными словами, в зависимости от T , P и P_0 расплав испытывает плотностную инверсию относительно твердых фаз. Расплав будет иметь сложный состав, близкий к эвтектическим или перитектическим точкам в соответствующих системах, и находиться в равновесии с твердыми фазами и «летучими» (растворенными в расплаве или в виде отдельной фазы), относящимися преимущественно к системе $H-O-C-S$.

В соответствии с этим, как схематически показано на рис. 15, в разрезе мантии Земли выделяются верхняя, промежуточная и нижняя зоны. В верхней зоне при пониженных T , P и повышенном окислительном потенциале (что фиксируется присутствием магнетита или других

Рис. 15. Схема строения коры, мантии и ядра (врезка справа), распределение в них температуры, и зоны образования расплавов L_1 , L_2 , L_3 и $L(Fe, Mg, Si)$, $L(Fe)$ (Добрецов, 1977, с уточнениями).

1 — сейсмические границы зон в мантии А, В, С, D и астеносферных слоев B_1 , B_2 , B_3 , D_2 , D_3 ; 2 — интервал эклогитизации; 3 — экспериментальные и расчетные фазовые границы; 4 — границы изменения состава и свойств расплава ($a-r$) в нижней мантии; 5 — ориентировочное положение буферных кривых, характеризующих устойчивость Fe^0 в мантии при $fO_2 = \text{const}$ (от 10^4 до 10^9); 6 — ориентировочные кривые изменения средней (T_{cp}), максимальной (T_{max}) и минимальной (T_{min}) температур (Ботт, 1974; Люстих, 1965); 7 — изменения T и P при перемещении «тяжелого» и «легкого» расплавов (П — пикритового, Б — базальтового), близкие к адиабатическим; 8 — пределы изменения T и P в мантии по данным изучения глубинных ксенолитов; 9 — условия частичного плавления в мантии для T_{cp} ; 10 — то же, для полного плавления во внешнем ядре; 11 — пределы распределения температур по разным моделям: сверхадиабатическое (Жарков, 1978), адиабатическое в ядре (Ботт, 1974), адиабатическое во всей мантии (Сорохтин, 1977). Врезки: вверху слева — по данным Кускова, Хитарова (1975), внизу справа — Ботта (1974), Магницкого (1965).

минералов, содержащих Fe^{+3}) расплав обеднен Fe, обогащен легкими компонентами (Al, Si, Na, K+растворенные «летучие») и поэтому «всплывает» в поле силы тяжести без дополнительного гидродинамического давления.

На рисунке показаны три главных типа расплавов, образующихся в верхней мантии. Относительно низкотемпературные дацит-андезитовые «сухие» расплавы (L_1) и (или) водосодержащие основные расплавы; последние возникают лишь на глубинах менее 60—70 км, поскольку глубже водосодержащие минералы не встречаются (Глубинные ксенолиты..., 1975). Базальтоидные (L_2), пикритовые (L_3) и другие ультраосновные расплавы, образование которых на глубинах свыше 100 км иллюстрируется реакцией: $Ol_1 + Gr_1 + Mp + Rp + Шп \pm \text{газы} \rightarrow L_{2,3} + Ol_2 + Шп_2 \pm Gr_2$. Расплавы L_1, L_2, L_3 в соответствии с их температурой и плотностью формируются на разных глубинах (Купо, 1966; Соболев и др., 1967), что может приводить к полиастеносферному строению верхней мантии (см. гл. 3 и рис. 15). При подъеме этих расплавов (см. рис.15) и общем прогреве верхней мантии астеносферные слои A_1, A_2, A_3 сольются, и тогда последовательность подъема расплавов L_1, L_2, L_3 будет отражать степень плавления и положение верхней границы астеносферы.

Нижняя граница верхней зоны глубже астеносферных слоев. На рис. 15 она условно совмещена с границей зоны С верхней мантии (~450 км), хотя может опускаться и глубже. В промежуточной зоне расплавы или не возникают, или практически не перемещаются. Здесь возможны три варианта.

1. Расплав L_3 обогащается Fe и другими тяжелыми компонентами и становится равным по плотности окружающей мантии. Это связано с тем, что здесь появляется $Fe_{сам}$ согласно буферным реакциям, показанным на рис. 15, при $f_{O_2} = const$ (Кусков, Хитаров, 1975). Буферные кривые, из которых главную роль играет, по-видимому, линия реакции $MgFeSiO_4(\beta O_n) \rightleftharpoons MgSiO_3 + Fe + 1/2 O_2$, при давлениях 500—600 кбар обладают максимумом, т. е. в сечении при $P = const$ почти не зависят от температуры.

2. Силикатный расплав L_3 не образуется вследствие недостижимо высокой температуры солидуса, а расплав, обогащенный Fe и другими металлами $L(Fe)$, появляется на некоторой глубине в нижней мантии вследствие более пологой линии солидуса (см. рис. 15).

3. Теоретически не исключено, что в промежуточной зоне могут появляться два несмешивающихся расплава («тяжелый» и «легкий»), но пока нет оснований для такой сложной модели.

В нижней зоне, охватывающей большую часть нижней мантии, начиная с границ *a* или *b* на рис. 15, температура расплава ниже, а плотность выше, чем средние параметры мантии в этой зоне, так что образующийся расплав сегрегируется и просачивается вниз. Распределение температур в нижней мантии и ядре принято как «среднее» на рис. 8 и ближе всего соответствует данным Любимовой и др. (1973) и Reynaulds, Summers (1969). Расплав имеет сложный состав, так как находится в равновесии с минералами нижней мантии, среди которых наиболее вероятны сложные окислы шпинелевой ($\beta - Ol$), гранатовой ($Si - Gr$), ильменитовой (Ил) и перовскитовой структур, а также стишовит (SiO_2) и FeO (Ringwood, 1975). При достижении буферной поверхности $FeO \rightleftharpoons Fe$ по мере увеличения глубины в расплаве возрастает f_{O_2} , тогда как на предыдущем интервале с глубиной оно уменьшалось. Это связано с прогрессивным восстановлением $Fe_{сам}$ в увеличивающейся массе расплава, хотя парциальное давление P_{O_2} остается, по-видимому, небольшим (не более первых атмосфер), поскольку коэффициент активности мог при этом возрасти на несколько порядков (Кусков, Хитаров, 1975).

Резкая граница с внешним ядром определяется «скоплением» расплава, когда возможны свободные горизонтальные течения жидкости. Дополнительную роль может играть переход оставшихся силикатов и SiO_2 в металлизированное состояние (z, d на рис. 15). Расплав во внешнем ядре $L(\text{Fe})$ имеет сложный состав, поэтому его температура ниже, чем температура $\text{Fe}(L)$. Он может соответствовать как модели Fe_2O , причем не в виде гипотетического соединения Fe_2O , а котектики $\text{Fe}+\text{FeO}+$ компонент x , так и модели $\text{Fe}+18\% \text{Si}$, но не в виде сплава $\text{Fe}-\text{Si}$. Для существования сплава $\text{Fe}-\text{Si}$ по окислительным условиям требуется слишком высокая температура ($\geq 4500 \text{ K}$), тогда как температура сплава $\text{Fe}-\text{Si}$ должна быть ниже температуры расплавленного Fe , т. е. $3500-3700^\circ\text{C}$ (см. рис. 15, врезка слева при $P=1400$ кбар). Скорее всего, расплав $L(\text{Fe})$ будет включать $\text{Fe}(\geq 50\%)+\text{FeO}+\text{SiO}_2\pm\text{Si}+\text{Ni}+x$. Модель металлизированных силикатов в ядре представляется менее обоснованной. Граница с нижним ядром, как предполагают большинство авторов, соответствует кристаллизации $\text{Fe}+\text{Ni}$, т. е. пересечению линии T_{cr} и $L(\text{Fe})$ (см. рис. 15, врезка справа). Этому будет способствовать изменение состава расплава внешнего ядра с обогащением нижней его части самыми тяжелыми компонентами Fe и Ni .

Вышеизложенная схема относится к современному состоянию Земли. В ее эволюции положение зон и относительная роль расплавов могли меняться. В наиболее вероятной, по нашему мнению, модели «горячей» Земли на ранних этапах образование тяжелого расплава, обогащенного Fe , протекало более интенсивно и охватывало почти всю Землю, за исключением верхних $50-100$ км, так что не менее 70% современного ядра выделилось в первые $1,5-2,0$ млрд. лет (Ботт, 1974; Кусков, Хитаров, 1976) или быстрее (Ringwood, 1975). По мере остывания и диссипации водорода в космос, возрастания o_2 и образования H_2O промежуточная и нижняя зоны опустились вниз, а в верхней зоне создались условия для массового плавления в присутствии H_2O (см. гл. 2—4). Главная масса этой первичной коры (вероятно, анортозит-андезитового состава) сформировалась в раннем докембрии с максимумом около $2,3-2,5$ млрд. лет назад, а в дальнейшем только дифференцировалась и перерабатывалась.

В отличие от модели О. Г. Сорохтина—А. С. Моница «реакции» отделения ядра и верхних оболочек имеют объемный характер и распространяются на значительный интервал глубин. Согласно схеме У. М. Эльзассера, А. Е. Рингвуда, А. В. Витязева и др., на ранних стадиях отделение ядра началось в приповерхностном слое и быстро распространилось вниз, поэтому кривая интенсивности отделения ядра I_{mc} для t_0 имеет максимум при $h \leq 500$ км и большую протяженность ($\frac{H_{mc}}{R} \geq 0,8$). В этот момент верхняя зона, возможно, достигала поверхности, но имела незначительную протяженность по глубине. В дальнейшем нижняя зона, в которой происходила реакция отделения ядра, опустилась вниз в раннем докембрии и затем, по мере роста ядра, лишь сокращалась по размерам и интенсивности. Верхняя зона, в которой отделялись «легкие» фракции коры и верхней мантии, достигла максимума по размерам и интенсивности в раннем докембрии (момент 4), запаздывая по отношению к процессам выделения ядра, в дальнейшем сокращалась по интенсивности и, вероятно, по глубине, и составляет в настоящее время не более 500 км. Моменты времени t_0, t_1, t_2 и t_3 можно ориентировочно оценить в $0,5, 1,8, 3,0$ и $4,5$ млрд. лет, хотя в целом это лишь качественная модель.

Для количественной оценки нужно учесть, что реакция отделения ядра пропорциональна объему мантии, в которой отделяется «тяжелое» вещество ядра, а сам этот объем меняется во времени от $H_{mc} \sim 0,8R$

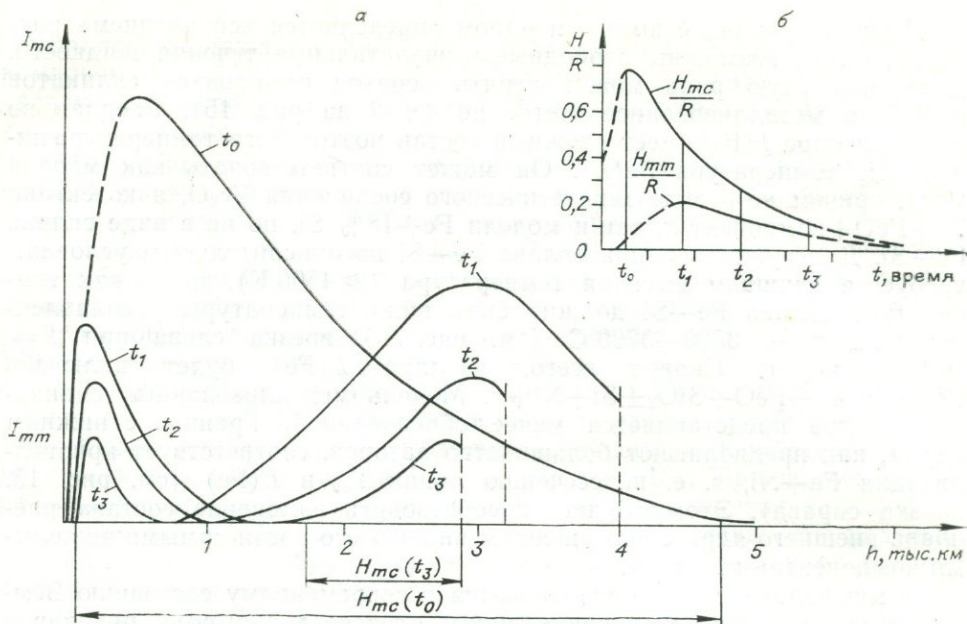


Рис. 16. Гипотетическая схема выделения ядра и верхних оболочек.

а — интенсивности выделения (I_{mc} и I_{mm}) и ширина активной зоны (H_{mc} и H_{mm}) при процессах выделения ядра (mc) и верхней мантии (mm) в моменты времени t_0, t_1, t_2 и t_3 (современное); б — изменение удельной ширины активной зоны (H/R) во времени.

до $H_{mc} \sim 0,15$. В первом приближении можно принять линейную зависимость от времени, например $\frac{H_{mc}}{R} = 0,8 - 0,15t \cdot 10^{-9}$ (см. рис. 16). Тогда скорость отделения ядра $\frac{dm_c}{dt}$ пропорциональна объему реакционной зоны v_{mc} , концентрации тяжелой фракции c в веществе мантии и константе k гетерогенной реакции (реакций?) отделения расплавов $L(Fe, Si, O)$.

$$\frac{dm_c}{dt} = \bar{\rho}_c \cdot v_{mc} \cdot \frac{dR_c}{dt} = k \cdot c \cdot v_{mc}, \quad (30)$$

где $kc = \bar{\rho}_c \frac{dR_c}{dt}$, $\frac{dc}{dt} = -kc \frac{v_{mc}}{v_m}$;

$$v_{mc} = \frac{4}{3} \pi [(R_c + 0,8R - 0,15t \cdot 10^{-9})^3 - R_c^3]. \quad (31)$$

Решение этих уравнений возможно, если известны c , зависимость k от T, P и времени; c можно принять 0,364 или 0,32 (см. табл. 1), k — подбирать эмпирически, в соответствии с параметрами Земли.

Поскольку такое решение все равно будет иметь качественный характер, мы показали на рис. 13 примерное изменение гравитационной энергии во времени, соответствующее вышеприведенной модели роста ядра и верхних оболочек, из которых большая часть переходит в тепловую энергию. Суммарное выделение гравитационной энергии принято то же, что у О. Г. Сорохтина (кривые 3б, 4б, 5а, б на рис. 13).

Многие моменты предлагаемой модели уже освещались в литературе. Новым моментом, основанным на объединении физического и геохимического подходов, является идея решающей роли вертикального перемещения расплавов, за счет гравитационных эффектов без избыточного давления, а также о непрерывной эволюции состава и плотности вероятных расплавов с глубиной, контролируемых T, P и составом «летучих», растворенных в расплаве (Добрецов, 1977).

Граница Мохо, отделяющая кору и верхнюю мантию — одна из наиболее резких сейсмических границ (см. гл. 2). Тем не менее природа этой границы — химическая или фазовая — долго служила предметом острой дискуссии. В настоящее время можно считать установленным, что эта граница соответствует, как правило, смене основных пород ультраосновными, но местами представляет фазовую границу — переход основных гнейсов (гранулитов) в эклогиты. Геофизические данные, как мы отмечали, также подтверждают большую вертикальную и латеральную неоднородности верхней мантии: характеристика этой неоднородности и ее корреляция с типами структур коры и типами эндогенных процессов — одна из задач этой главы.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ, СХЕМА ФАЦИЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Накопленные за последние годы экспериментальные данные можно подразделить на две главные группы. Первые характеризуют условия плавления в верхней мантии, вторые — субсолидусные фазовые переходы. Данные по условиям плавления важны для интерпретации астеносферы (слоя пониженных скоростей в верхней мантии) и построения глубинной магматической модели. Линии фазовых переходов позволяют построить петрогенетическую «решетку» — схему фации верхней мантии — и с ее помощью «градуировать» глубинные ксенолиты и интерпретировать геофизические (сейсмологические) границы локального возрастания плотности в мантии.

Некоторые важнейшие линии плавления минералов и пород различного состава в условиях верхней мантии приведены на рис. 17—19. Для приведенных рисунков можно отметить следующие общие закономерности.

Температура начала плавления в верхней мантии зависит от состава пород, давления (глубин) и режима летучих. Например, при 20 кбар, на глубине 70—80 км, в сухих условиях различные составы начнут плавиться в следующем порядке (см. рис. 18): 1) дацит, андезит — $T_1=1160^\circ\text{C}$; 2) андезито-базальт, эклогит — $T_2=1220^\circ\text{C}$; 3) базальт (толеит), габбро-анортозит — $T_3=1300^\circ\text{C}$; 4) оливковый базальт, пикрит — $T_4=1300\text{—}1350^\circ\text{C}$; 5) пиролит и шпинелевый лерцолит — $T_5=1380\text{—}1450^\circ\text{C}$.

При избытке H_2O последовательность начала плавления в основном сохраняется, но температура начала плавления снижается (на 300—500°C при 20 кбар), а наклон линий плавления меняется на обратный. Другими словами, при возрастании давления в «сухих» условиях, как

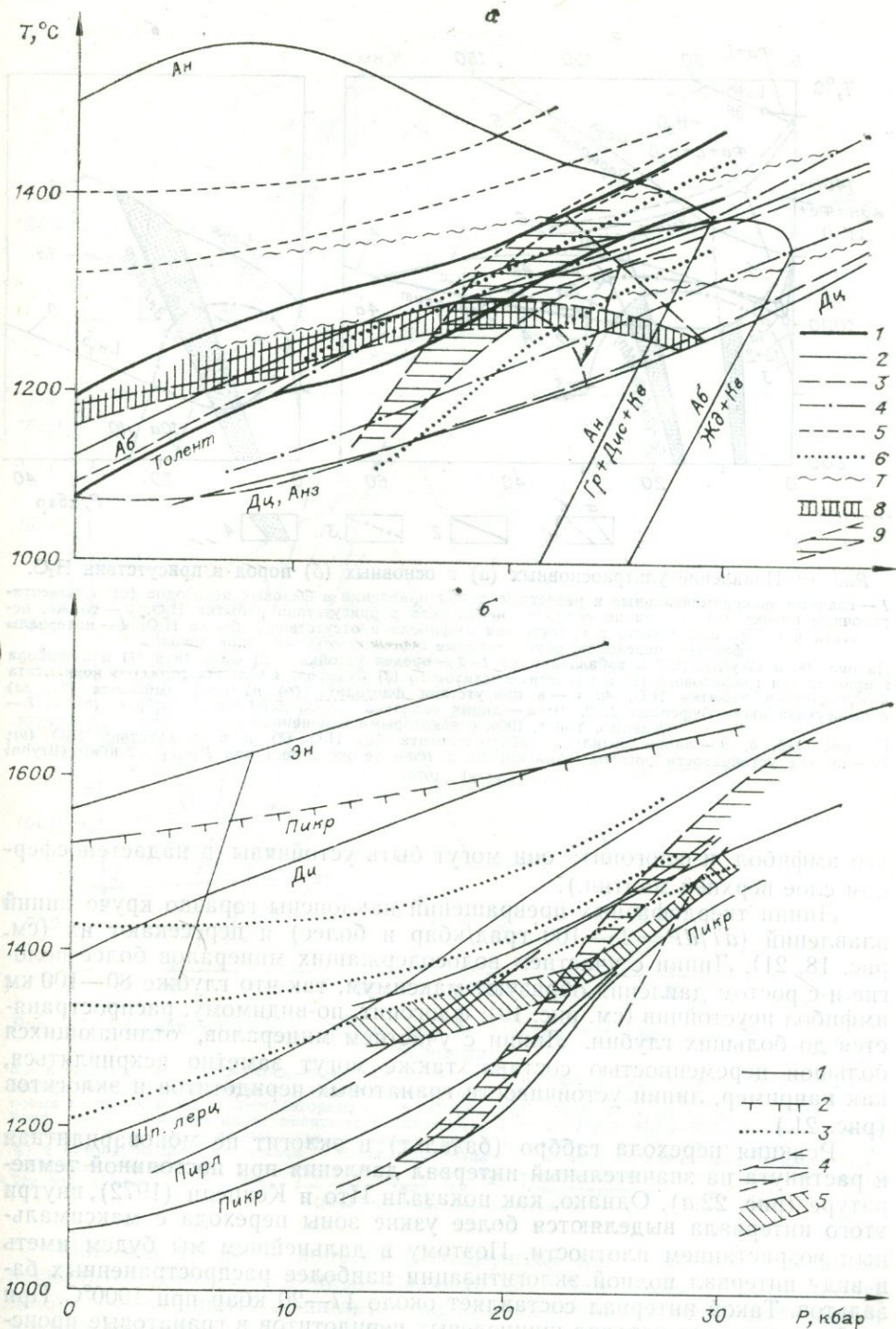


Рис. 18. Линии солидуса и ликвидуса.

а — для дацитов — андезитов и базальтоидов в «сухих» условиях (Йодер, Тилли, 1965; Грэй и др., 1968; Green, 1967; Cohen, Ito, Kennedy, 1967; Green, Hibberson, 1970; Ito, Kennedy, 1967): 1 — толеит (трапп), 2 — дацит, альбит, анортит, 3 — андезит, 4 — андезито-базальт, 5 — оливковые базальты; 6 — эклогит, 7 — габбро-анортозит, 8 — интервал исчезновения граната в равновесии с расплавом дацита, андезита и базальтов, 9 — то же, для граната. Стрелками показано расширение интервала исчезновения плагиоклаза в пикритах и габбро-анортозитах; **б** — для ультраосновных составов в сравнении с линиями ликвидуса базальтов: 1 — линия солидуса, 2 — линия ликвидуса, 3 — линии ликвидуса базальтов, 4 — интервал исчезновения граната в разных ультраосновных расплавах с ростом T , 5 — то же, для клинопироксена (Ito, Kennedy, 1976; Kushiro et al., 1968; Green, Ringwood, 1970; Green, Hibberson, 1970; Kornprobst, 1970).

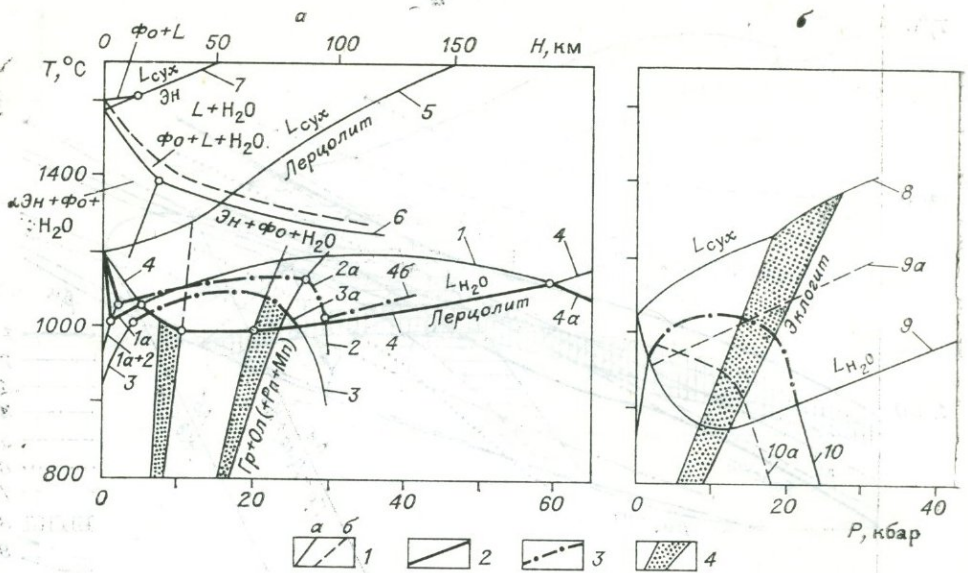


Рис. 19. Плавление ультраосновных (а) и основных (б) пород в присутствии H_2O . 1 — главные экспериментальные и расчетные линии плавления и фазовых переходов (а) и ориентировочные оценки (б), 2 — линия солидуса перидотита в присутствии избытка H_2O ; 3 — то же, перидотита и габбро-амфиболита в присутствии амфибола и отсутствии избытка H_2O ; 4 — интервалы фазовых переходов, обусловленные переменностью составов пород. На рис. 19, а (Wyllie, 1977 с добавлениями) 1—3 — предел устойчивости флогопита (1) и амфибола в присутствии графитового (2) и магнетит-вюститового (3) буферов; 4 — линия солидуса перидотита в присутствии избытка H_2O , 4а, б — в присутствии флогопита (а) и (или) амфибола (2а, 3а) с вышеуказанными буферами 1, 2, 3); 5 — линия солидуса сухого лерцолита (см. рис. 18); 6, 7 — Kushiro, Yoder, 1966, с некоторыми изменениями. На рис. 19б, 8, 9 — линии солидуса габбро-эклогита без H_2O (8) и в присутствии H_2O (9); 10 — предел устойчивости роговой обманки; 9а и 10а — те же линии при $P_{H_2O} = 2$ кбар (Bryhni et al., 1970).

это амфибол и флогопит; они могут быть устойчивы в надастеносферном слое верхней мантии).

Линии твердофазных превращений наклонены гораздо круче линий плавлений ($dT/dP = 25-100$ град/кбар и более) и пересекают их (см. рис. 18, 21). Линии с участием водосодержащих минералов более пологие и с ростом давления образуют максимум, так что глубже 80—100 км амфибол неустойчив (см. рис. 19); флогопит, по-видимому, распространяется до больших глубин. Линии с участием минералов, отличающихся большой переменностью состава, также могут заметно искривляться, как например, линии устойчивости гранатовых перидотитов и эклогитов (рис. 21).

Реакция перехода габбро (базальт) в эклогит не моновариантная и растянута на значительный интервал давления при постоянной температуре (рис. 22а). Однако, как показали Ито и Кеннеди (1972), внутри этого интервала выделяются более узкие зоны перехода с максимальным возрастанием плотности. Поэтому в дальнейшем мы будем иметь в виду интервал полной эклогитизации наиболее распространенных базальтов. Такой интервал составляет около 17—20 кбар при 1000°C . При этой температуре переход шпинелевых перидотитов в гранатовые происходит при сходных давлениях 17—18 кбар. Рассмотренные линии фиксируют одну из важнейших границ в верхней мантии.

При более низких давлениях (около 8 кбар при 1100°C для «чистой» системы) происходит переход плагиоклазовых перидотитов в шпинелевые: $Fo + An = Mn + En + Шп$.

Влияние добавок Na_2O , FeO и Cr_2O_3 примерно уравнивается, так что для реальных составов шпинелевых лерцолитов эта реакция происходит при сходных или несколько более низких давлениях.

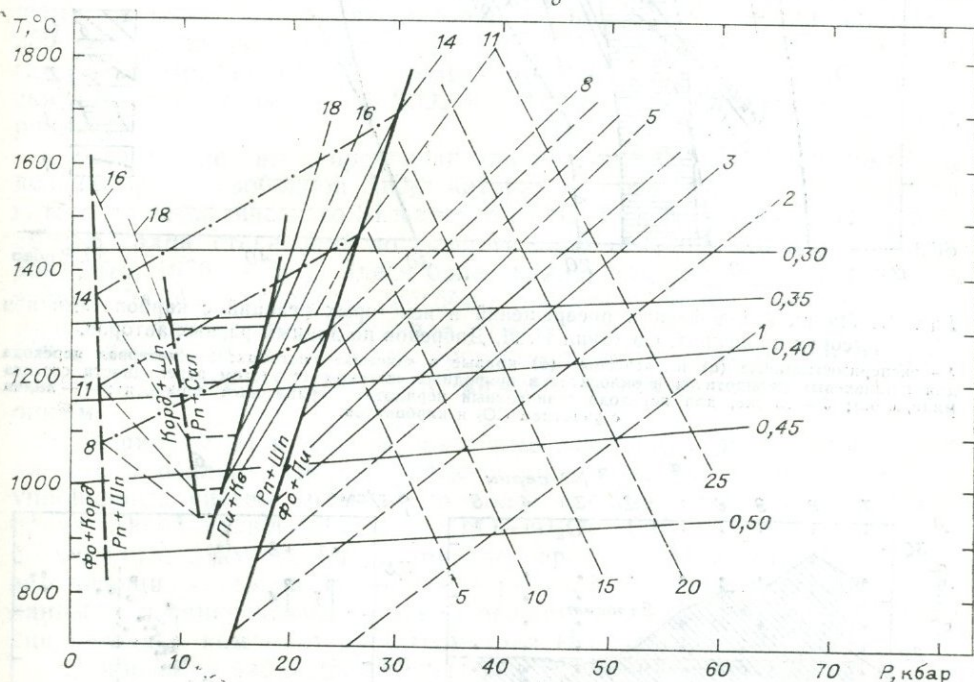
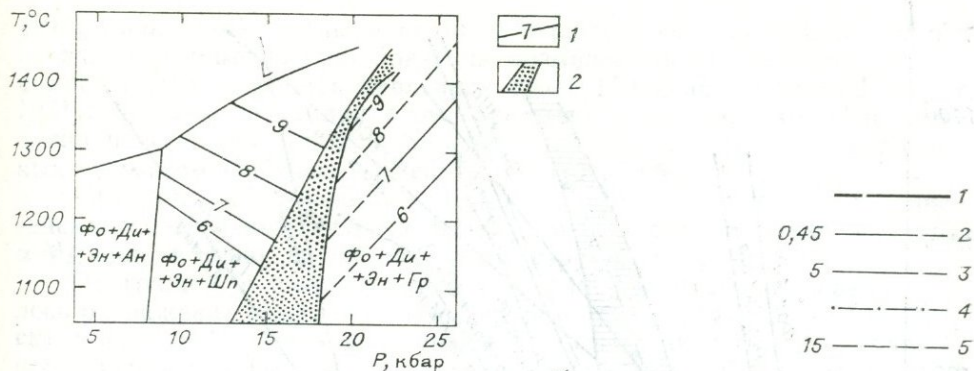


Рис. 20. Экспериментальные данные для построения двупироксенового термометра-барометра.

а — в системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (Dixon, 1977): 1 — изолинии Al_2O_3 в энстатите (сплошные — экспериментальные, штриховые — интерполированные), 2 — интервал перехода шпиннелевых в пирропные перидоты по разным авторам; б — в системе $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (Hensen, 1971, 1973; Akella, Boyd, 1973): 1 — линии моновариантных равновесий в системе $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, 2 — изолинии отношения $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ в клинопироксене, равновесном с ортопироксеном, 3 — содержание Al_2O_3 (вес. %) в ортопироксене, равновесном с пирроповым гранатом (справа) по линии $\text{Pn}+\text{Kv}$ или со шпинелью+силлиманит, или кордиерит (слева), 4 — то же, в равновесии с $\text{Pn}+\text{Шп}+\text{Од}$, по данным Хенсена (Hensen, 1971, 1973), 5 — содержание $\text{Mg}-\text{Cr}$ (кноррингитового) компонента в гранате (Малиновский, Доросhev, 1975).

Обе эти границы хорошо фиксируются при изучении глубинных ксенолитов. Более глубинные фазовые переходы лишь отчасти наблюдаются в глубинных ксенолитах из кимберлитов, частично интерпретируются из сейсмических данных. Ближайшие к реакции образования гранатовых лерцолитов и эклогитов — реакции разложения плагноклазов: для анортита ($\text{An} = \text{Грос} + \text{Дис} + \text{Кв}$) 22 кбар при 1000°C , для альбита ($\text{Ab} = \text{Жд} + \text{Кв}$) 26 кбар при 1000°C (см. рис. 21), для промежуточных плагноклазов основного состава 23—24 кбар. Эти реакции определяют устойчивость гроспидитов и дистеновых эклогитов в мантии. Следующие по давлению реакции — переход кварца в коэсит и графита в алмаз — фиксируются появлением коэситовых эклогитов и алмазодержащих пород.

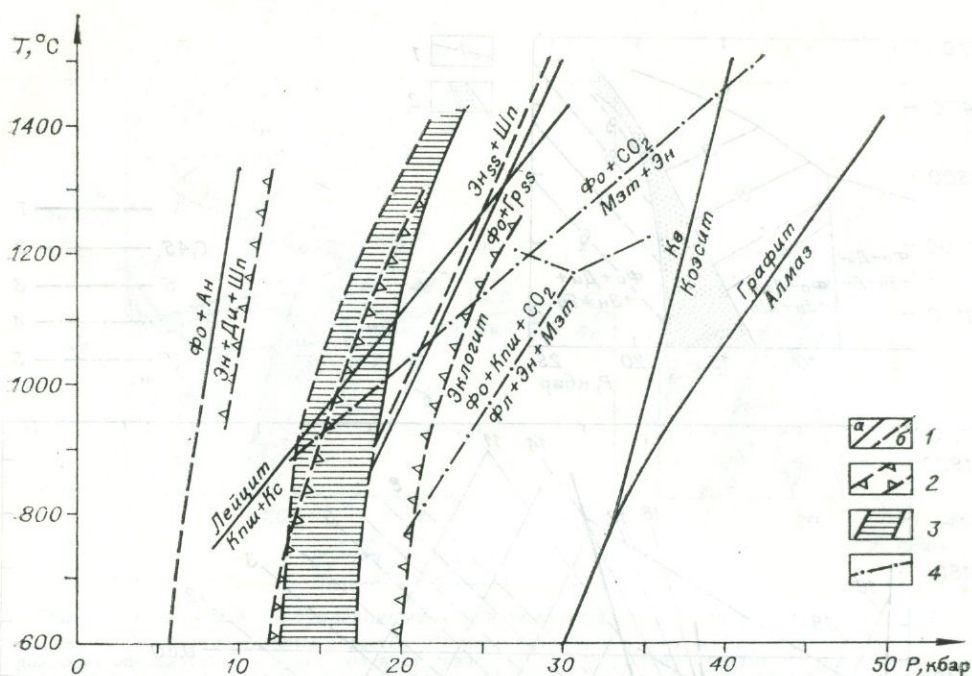


Рис. 21. Линии твердофазных превращений и некоторых реакций с карбонатами при высоких давлениях. Составил Н. Л. Добрецов по данным разных авторов.

1 — экспериментальные (а) и расчетные (б) кривые в «чистых» системах; 2 — интервал перехода для шпинелевых перидотитов и эклогитов в природных системах (с учетом переменности состава минералов); 3 — то же, для перехода шпинелевый перидотит — гранатовый перидотит; 4 — линии с участием CO_2 и карбонатов.

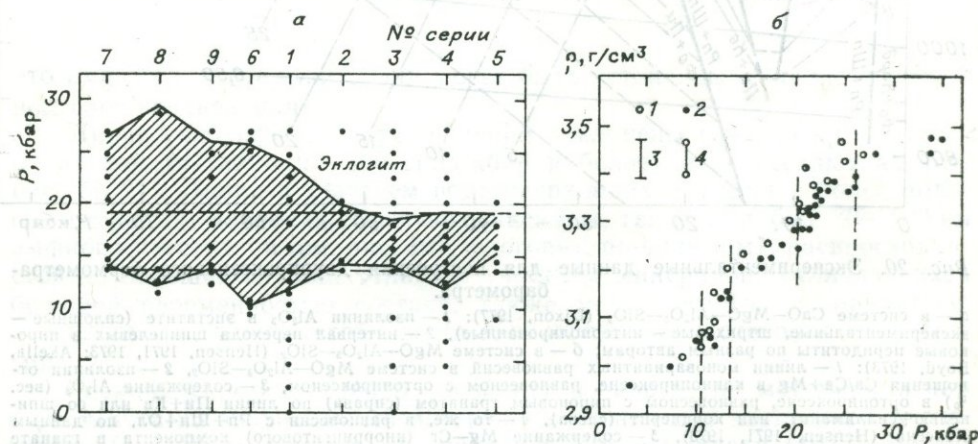


Рис. 22. Интервал перехода габбро (базальта) в эклогит.

а — зависимость интервала перехода от состава при 1100°C . Заштрихована область переходных (эклогитоподобных) пород для следующих исходных составов: 1 — высокоглиноземистый базальт, 2 — кварцевый толеит, 3 — то же, бедный щелочами, 4 — щелочной оливиновый базальт, 5 — то же, окисленный (Ringwood, Green, 1966), 6 — оливиновый толеит (Ito, Kennedy, 1971), 7 — риоданит, 8 — габбро-анортозит, 9 — андезит (Green, 1972, 1967); пунктиром показан интервал перехода для наиболее распространенных базальтов при 1100°C ; б — изменение плотности при 1200°C (Ito, Kennedy, 1971). Исходный материал высокой (1) и низкой (2) плотности: максимальная величина ошибки, связанная с пористостью образцов (3) и ошибками эксперимента — максимальное расхождение в повторных опытах (4).

Реальность более глубоких фазовых переходов определяется из сопоставления экспериментальных и сейсмических данных. При давлениях, близких к 100 кбар (глубина около 400 км), происходит переход Mg — Fe-оливинов в шпинелевую, а Mg-оливинов — в β-модификацию

(Ringwood, 1970), а также кремния в шестерную координацию в гранатах. Экспериментально доказана возможность образования натрий-кремневых гранатов при давлениях более 150 кбар (Ringwood, Major, 1971). Начальные стадии этого перехода устанавливаются на основании повышенной примеси Si и Na в природных гранатах, равновесных с алмазом (Sobolev, Lavrentiev, 1971, Н. Соболев, 1974).

При давлении около 150 кбар (см. рис. 15), соответствующем сейсмической границе около 650 км, происходит переход энстатита $\alpha\text{-MgSiO}_3$ в фазу с ильменитовой структурой $\beta\text{-MgSiO}_3$.

На границе с нижней мантией (около 850—1000 км) предполагалось разложение важнейших фаз верхней мантии Mg_2SiO_4 и MgSiO_3 на смесь окислов MgO и SiO_2 (стишовит), которое как будто подтвердилось при экспериментальных исследованиях (Sclar, 1970). Однако в дальнейшем оказалось, что такого распада не происходит, а при давлениях 250—280 кбар образуется фаза $\gamma\text{-MgSiO}_3$ со структурой перовскита (Liu, 1976; Ito, Matsui, 1978): $\beta\text{-MgSiO}_3$ («ильменит») \rightarrow $\gamma\text{-MgSiO}_3$ (перовскитовая структура); $\gamma\text{-Mg}_2\text{SiO}_4 \rightarrow \gamma\text{-MgSiO}_3$ («перовскит») + MgO (периклаз).

Остается неясным, происходит ли при еще больших давлениях выделение фазы свободной SiO_2 , которая частично может восстанавливаться до металлического Si и вместе с FeO , Fe и Ni формировать «тяжелый» расплав, стекающий во внешнее ядро (см. рис. 15; Кусков, Хитаров, 1975, 1976; и др.). Здесь более важно подчеркнуть, что вышеуказанные фазовые переходы способны обеспечить наблюдаемые по сейсмическим данным возрастания плотности на глубинах 400—450, 650—700 и 850—1000 км. Однако происходит ли при этом параллельное изменение состава верхней и нижней мантии, остается дискуссионным.

На рис. 20, 21 показаны некоторые важнейшие равновесия, наблюдаемые в реальных породах. Более полная сетка реакций даже для упрощенных систем значительно более сложная. На рис. 23 показан пример такой сетки для системы $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (Дорошев, 1975). Но большинство этих реакций в природе нереальны из-за отсутствия соответствующих составов. Нахождение реакций в реальных породах (с заданными ограничениями состава) решается с помощью фигур конверсии методами комбинаторной геометрии (Краева и др., 1977).

Важнейшие наблюдаемые фазовые переходы использованы для построения петрогенетической решетки — схемы фаций верхней мантии (Соболев и др., 1972; Н. Соболев, 1974). Минеральной (метаморфической) фацией здесь и в дальнейшем будем называть поле в координатах T и P , определяемое по минеральным ассоциациям и органическим линиями важнейших моновариантных равновесий (Фации..., 1970). При этом главное значение имеет определение давления (глубинности) с помощью фазовых границ (рис. 24), так как это единственный способ упорядочить глубинные ксенолиты.

Принцип фаций использовался многими авторами, выделявшими три главные фации глубинных перидотитов — плагноклазовую, шпинелевую и гранатовую (O'Naga, Mercy, 1963; O'Naga, 1967a; и др.). Аналогичные три фации для гипотетического пиролита предложены А. Е. Рингвудом (рис. 25). Граница плагноклазовых и шпинелевых перидотитов близка к реакции начала эклогитизации (перехода в гранатовые гранулиты или эклогитоподобные породы) в породах толеитового состава (см. рис. 22). Поэтому в шпинель-пироксеновой фации (В) распространены эклогитоподобные породы и гранатовые пироксениты. Этой же фации соответствуют глубокие горизонты континентальной коры. Анортит-форстеритовая фация (А—В) соответствует условиям, переходным между обычными изверженными породами (А) и глубинными породами низов коры и верхней мантии. Породы фации А—В наб-

Рис. 23. Система $MgO-Al_2O_3-SiO_2$. Толстыми линиями выделены экспериментально установленные участки моновариантных линий, тонкими — расчетные (Малиновский и др., 1976). На треугольнике справа — обозначения и составы фаз.

людаются и в верхней мантии, характеризуя неглубокую и «горячую» верхнюю мантию, например, под океанами.

Более глубинная, графит-пироповая фация С (или фация гранатовых перидотитов) подразделена более дробно в соответствии с природными и экспериментальными данными. Здесь выделена переходная шпинель-пироповая) субфация Са, гроспидитовая Сб (между линиями коэсита и разложения плагиоклазов) и наиболее глубинная Св, которая формально названа коэситовой, но более отчетливо диагностируется по составу хромовых гранатов и примеси K_2O в клинопироксенах (см. рис. 31).

Алмаз-пироповая фация Д соответствует широкому интервалу давлений 40—110 кбар, из которого более половины (40—80 кбар) фиксируется по находкам алмазсодержащих ксенолитов и включений минералов в алмазе. Этот интервал также может быть детализирован на основе предельных содержаний хромового компонента в магнезиальных гранатах, примеси натрия в гранатах и калия в пироксенах.

Содержание всех таких примесей определяется общим правилом — с ростом T и P в сложных многокомпонентных системах происходит перераспределение компонентов между существующими фазами, а фазовая реакция (т. е. появление или исчезновение фазы или фаз) происходит лишь при достижении этими фазами предельного состава. Выше уже упоминался такой простейший пример для плагиоклазов, который относится к бинарным системам с фазами переменного состава. Бинарной (или близкой к бинарной) системой будет также пара ортопироксен — клинопироксен, которая используется для оценки температуры образования глубинных ксенолитов (см. рис. 21 и 26). Экспериментально

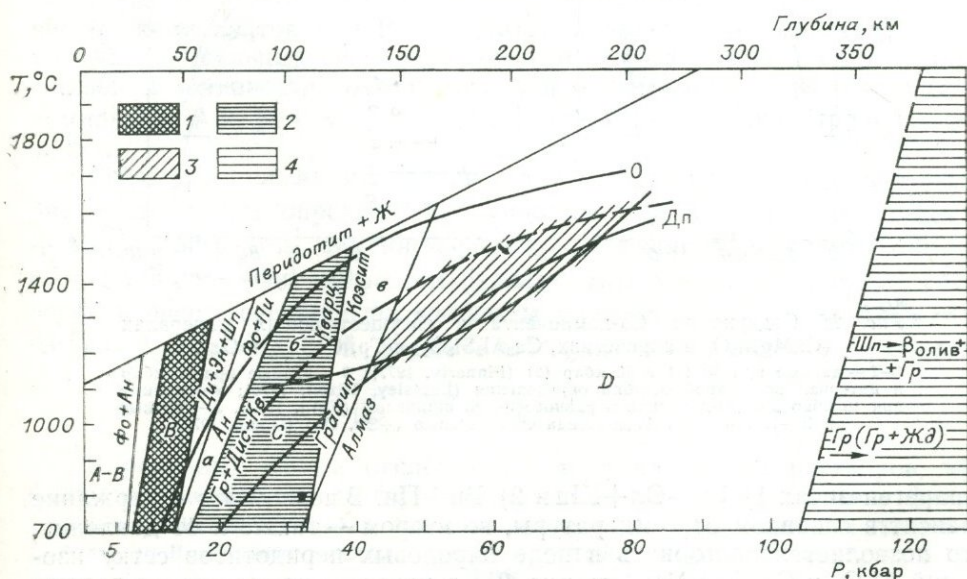


Рис. 24. Схема фаций метаморфизма верхней мантии (Соболев и др., 1972).

1 — переход базальт — эклогит для оливиновых базальтов, 2 — поле субфации Са, 3 — область кристаллизации природных алмазов, 4 — положение области фазового перехода оливина и образование гранатов с дефицитом глинозема, О и Д_ц — геотермический градиент для докембрийских щитов; а — шпинель-пироповая, б — гроспидитовая, в — коэситовая субфации С.

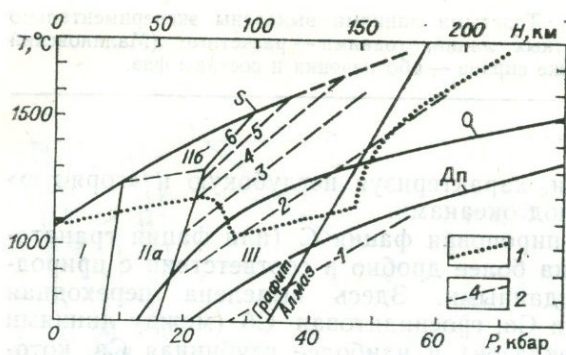


Рис. 25. Фации пиролитовой мантии (Green, Ringwood, 1967; Ringwood, 1975).

1 — плагиоклазовый пиролит, 11a — шпинель-пироксеновый, 116 — глинозисто-пироксеновый пиролит; 111 — гранатовый пиролит; О и Дп — геотермы для океанов и докембрийских платформ; S — солидус сухого пиролита. 1 — солидус пиролита, содержащего 0,1% H₂O; 2 — изолинии содержания Al₂O₃ (вес. %) в ортопироксене, равновесном с гранатом.

геотермометра не общую кальциевость $\bar{Ca} = Ca / (Ca + Mg + Fe)$, а отношение $Ca' = Ca / (Ca + Mg)$, которое будет зависеть почти исключительно от температуры независимо от содержания Fe (в указанном интервале железистости). Зависимость от давления здесь очень слабая (см. рис. 20), поэтому эта величина, как показывает опыт ее использования, — один из самых надежных минералогических геотермометров для глубинных ксенолитов. Вспомогательное значение играет содержание Al₂O₃ в ортопироксене (см. рис. 21), максимальное (при данных P и T)

исследована «чистая система» Mg₂Si₂O₆—CaMgSi₂O₆ (Boyd, Schairer, 1964; Davis, Boyd, 1966), а также некоторые составы в более сложной системе с участием Fe, Al и Na (Green, Ringwood, 1967; Dixon, 1977; Hensen, 1973; Akella, Boyd, 1973). Наиболее существенно влияние Fe — повышение железистости снижает температуру кривой распада пироксенов (см. рис. 20). Для магнезиальных (железистостью не более 25%) клинопироксенов эту поправку легко учесть, если использовать в качестве

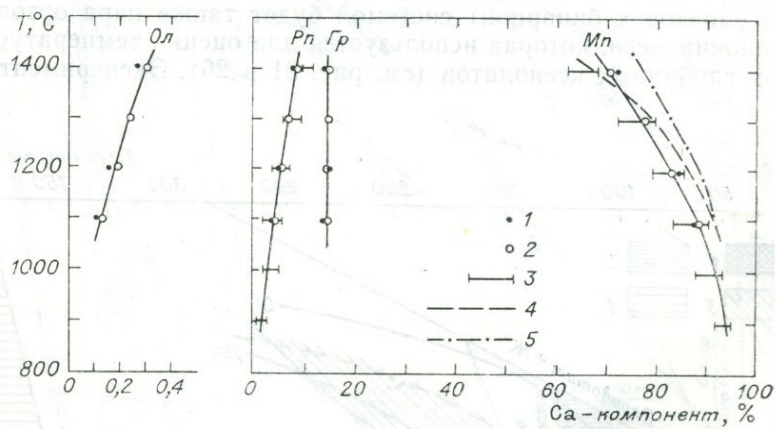


Рис. 26. Содержание Са-компонента в сосуществующих минералах (CaMgSi₂O₆ в пироксенах, Ca₃Al₂Si₃O₁₂ в Gr, CaSiO₄ в Ол).

1—2 — данные при 30 (1) и 40 кбар (2) (Finnerty, 1977); 3 — данные при 20 кбар и интервал возможной ошибки определения (Lindsley, Dixon, 1976); 4 — данные при 16 кбар для Al-диопсида в равновесии со шпинелью (Fuji, 1977), 5 — данные при 10—17 кбар для Al-диопсида со шпинелью (+Эн, Ол) (Dixon, 1977).

в парагенезисах 1) Pp + Ol + Шп и 2) Pp + Пи. В первом это содержание зависит в основном от температуры, во втором — также и от давления, что позволяет использовать в поле пироповых перидотитов сетку изолиний Al₂O₃ и Ca / (Ca + Mg) (см. рис. 21) в качестве комплексного геотермобарометра. Правда, использование Al₂O₃ в обоих парагенезисах осложняется влиянием Fe₂O₃ (+Na), Cr₂O₃ и другими причинами. Еще менее надежен в этом отношении коэффициент распределения магния и железа $k_{д}^{FeMg}$ между сосуществующими фазами 1 и 2 (например,

между орто- и клинопироксеном, или ортопироксеном и оливином):

$$k_{\text{д}}^{\text{FeMg}} = \frac{(\text{Fe/Mg})_1}{(\text{Fe/Mg})_2} = \frac{f_1(1-f_2)}{f_2(1-f_1)} = \varphi(T), \quad (33)$$

где f_1 и f_2 — железистости фаз 1 и 2; $f = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$.

Вышеприведенные примеры переменности жадеитового компонента или Са в клинопироксенах и Al в ортопироксенах тоже можно выразить через коэффициент распределения, например,

$$k_{\text{д}}^{\text{NaCa}} = \frac{(\text{Na/Ca})_{\text{мп}}}{(\text{Na/Ca})_{\text{пл}}} = \varphi(T, P).$$

Во всех этих случаях имеет место обменная реакция вида



где А и В — ионы или компоненты; α и β — фазы.

Коэффициент распределения (при $x_A^\alpha = \frac{n_A^\alpha}{n_A^\alpha + n_B^\alpha}$ и $x_B^\beta = 1 - x_A^\beta$)

$$k_{\text{д}}^{\text{AB}} = \frac{n_A^\alpha/n_B^\alpha}{n_A^\beta/n_B^\beta} = \frac{x_A^\alpha(1-x_A^\beta)}{(1-x_A^\alpha)x_A^\beta} \quad (34)$$

зависит от состава и условий кристаллизации фаз (Kretz, 1961; Перчук, 1970):

$$k_{\text{д}}^{\text{AB}} = \exp [(\Delta G_{\text{AB}}^{\text{E}} + \Delta G_{\text{AB}}^0) R^{-1} T^{-1}] = \frac{\gamma_A^\beta \cdot \gamma_B^\alpha}{\gamma_A^\alpha \cdot \gamma_B^\beta} \exp (\Delta G_{\text{AB}}^0 R^{-1} T^{-1}), \quad (35)$$

где ΔG_{AB}^0 — алгебраическая сумма молярных свободных энергий чистых компонентов А и В; $\Delta G_{\text{AB}}^{\text{E}}$ — алгебраическая сумма избыточных парциальных свободных энергий Гиббса для А и В; γ — коэффициенты активности компонентов А и В в фазах α и β . (Активность компонента А в фазе α $a_A^\alpha = \gamma_A^\alpha \cdot x_A^\alpha$, где x_A^α — его концентрация в фазе α).

Учитывая зависимость для ΔG от T и P , легко показать, что влияние температуры определяется тепловым или энтропийным ($\Delta S_{\text{AB}}^0 + \Delta S_{\text{AB}}^{\text{E}}$) эффектом обменной реакции, а влияние давления — объемным ($\Delta V_{\text{AB}}^0 + \Delta V_{\text{AB}}^{\text{E}}$) эффектом реакции. Для идеальных твердых растворов в фазах отсутствуют «эффекты смешения» $\Delta G_{\text{AB}}^{\text{E}} = 0$; $\Delta S_{\text{AB}}^{\text{E}} = 0$; $\Delta V_{\text{AB}}^{\text{E}} = 0$, или в другой форме — коэффициенты активности равны 1:

$$\{\gamma_A^\alpha = \gamma_A^\beta = \gamma_B^\beta = \gamma_B^\alpha = 1.$$

В реальных фазах, отклоняющихся от идеальных растворов, эффекты смешения или коэффициенты активности компонентов в фазах больше 1 и показывают влияние степени упорядоченности твердых растворов и влияние состава среды кристаллизации. В частности, в неидеальных твердых растворах $k_{\text{д}}^{\text{FeMg}}$ **зависит от железистости минералов и примесей Fe⁺³, Na, Мп, Сг и т. д.**

В результате, чтобы учесть все поправки и получить более отчетливую зависимость $k_{\text{д}}$ от T (или P), приходят к более сложной эмпирической форме выражения $K_{\text{д}}$, чем в формуле (35). Например, для

k_d^{MgFe} в паре ортопироксен-клинопироксен предложено несколько таких методов (Wood, Ватто, 1973; Перчук, 1970, 1977). Экспериментально определена зависимость от температуры и давления коэффициента распределения Mg и Fe между клинопироксеном и гранатом (Raheim, Green, 1974). Гранат, как известно, всегда более железистый минерал, но с ростом T и P для средних условий верхней мантии k_d^{MgFe} уменьшается от 3,4 при 1000°C и 30 кбар до 2,20 при 1450°C и 60 кбар или 1240°C и 400 кбар. Для пары ортопироксен—оливин k_d^{MgFe} зависит больше не от температуры, а от окислительно-восстановительных условий, поскольку с возрастанием степени окисленности часть железа окисляется до Fe^{+3} , которое входит в ортопироксен и практически не входит в оливин.

Важное значение для пород и минералов верхней мантии имеет распределение Cr между окислами (хромшпинелидами) и силикатами. Как показали В. С. и Н. В. Соболевы (1967), с ростом давления Cr перераспределяется из хромшпинели в силикаты, поэтому в породах верхней мантии появляются такие специфические минералы, как Cr-дистены, Cr-диопсиды, Mg—Cr-гранаты (с содержанием кноррингитового компонента $Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$ до 60%). Экспериментальные данные (см. рис. 21) показывают, что при $T=1200^\circ C$ и $P=30$ кбар содержание кноррингита достигает 11%, при $P=50$ кбар до 25%, при $P=70$ кбар—60%. В дистене при давлении 30 кбар растворяется до 30% (Seifert, Langer, 1970), а при давлении 60 кбар—до 70% Cr-компонента.

Для оценки давления важна также примесь K_2O в клинопироксенах и Na_2O в гранатах. При давлении до 30 кбар калий не входит в синтезируемые пироксены (Erlank, Kushiro, 1970), и только при давлении 40—100 кбар в синтетических пироксенах обнаружено до 0,3% K_2O (Shimizu, 1971). Вхождение Na в гранаты, как упоминалось, связано с переходом Si в шестерную координацию и вытеснением им Al по схеме $Na^{+1}Si^{+4} \rightarrow R^{+2}Al^{+3}$ (или $NaTi^{+3} \rightarrow CaMg$). В природных гранатах алмаз-пироповой фации устанавливается до 0,3% Na_2O (Sobolev, Lavrentiev, 1971).

Все вышеприведенные особенности состава минералов служат дополнительным инструментом для определения фаций и субфаций и уточнения P — T -условий образования глубинных ксенолитов. Двупироксеновый термометр успешно используется для определения температур во всех фациях; в частности, в шпинель-пироксеновой фации температура глубинных ксенолитов колеблется от 800 до 1200°C, в графит-пироповой—от 900 до 1400°C, в алмаз-пироповой от 1100 до 1500°C (Глубинные ксенолиты..., 1975). Содержания Al в ортопироксенах, а также Cr в Mg-гранатах и дистенах позволяют детализировать оценку давления в графит-пироповой фации (см. рис. 31) и выделять в ней субфации. Примесь K в пироксенах и Na в гранатах позволяет уверенно диагностировать алмаз-пироповую фацию, даже если ксенолиты не содержат алмаза.

ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ И СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Глубинные ксенолиты в комплексе с геофизическими и экспериментальными данными—важнейший источник информации о верхней мантии. Уже сейчас их изучение позволяет охарактеризовать гетерогенность и наметить разные типы верхней мантии. Глубинные ксенолиты выносятся в основном в кимберлитовых трубках и вулканических аппаратах (жерлах, трубках, дайках) щелочно-базальтоидной магмы. Отсутствие, как правило, этих ксенолитов в наиболее

распространенных толеитовых, а также известково-щелочных (андезито-дацитовых) магмах допускает двоякое толкование.

По первому варианту условия выплавления (например, более высокая степень плавления) и транспортировка этих магм (медленная скорость подъема, наличие промежуточных камер) не благоприятствует выносу ксенолитов. Ксенолиты, как правило, более тяжелые породы, чем вышеназванные магмы, и могут выноситься лишь при большой скорости подъема и (или) высокой вязкости магмы. При скоростях подъема базальтов 0,3—1,0 м/с и различных моделях вязкости размер ультраосновных ксенолитов не превышает 30 см (Кутолин, Агафонов, 1978).

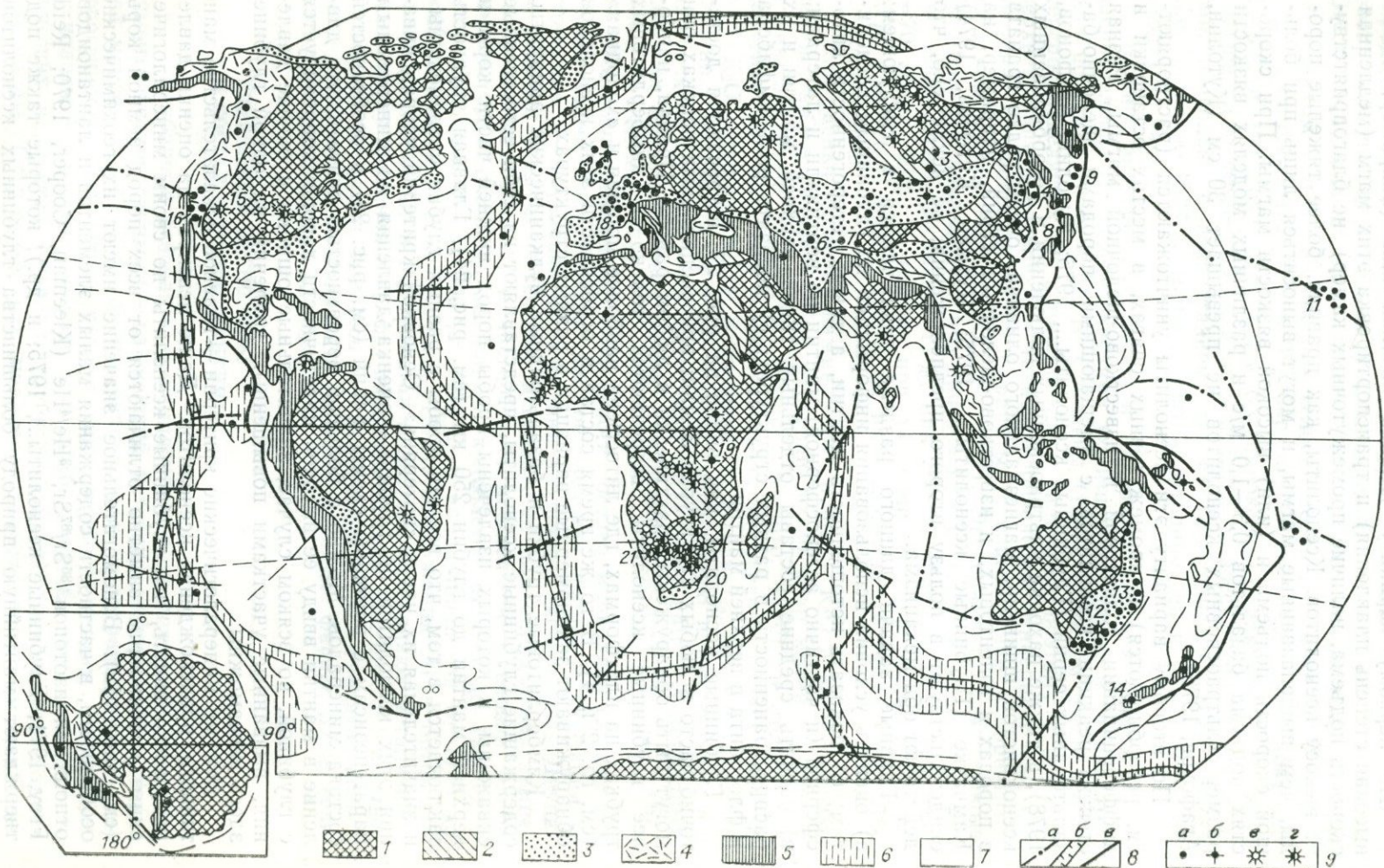
По второму варианту эти ксенолиты уничтожаются (растворяются, резорбируются) в промежуточных очагах, в местах остановки и дифференциации толеитовой и известково-щелочной магмы. Разная степень реакции ксенолитов с вмещающими породами щелочно-базальтоидных серий (Глубинные ксенолиты..., 1975; Кутолин, Агафонов, 1978), а также находки ультраосновных включений и резорбированных ксенокристов шпинели, магнезиального оливина, очень редко граната в породах и толеитовых, и известково-щелочных серий, например, на Камчатке (Глубинные ксенолиты..., 1975; Кутыев, Кутыева, 1974) свидетельствуют в пользу второго предположения; не исключено, что действуют оба механизма.

Главные задачи данного раздела заключаются в следующем: а) оценить условия использования информации по глубинным ксенолитам; б) показать истощенность мантии, а также гетерогенность литосферной (и частично астеносферной) мантии по вертикали и латерали; в) оценить средние составы отдельных типов верхней мантии и их распространенность в разных структурах; г) показать роль амфибола и флогопита в верхней мантии.

Глубинные ксенолиты, как видно на рис. 27, встречаются достаточно часто в любых структурах Земли; при специальных поисках они могут быть обнаружены практически в любом районе. Правда, наиболее глубинные ксенолиты встречаются только в кимберлитовых трубках на платформах, где литосфера наиболее мощная и «холодная» (см. гл. 2 и 4). В то же время состав и особенности этих ксенолитов обнаруживают закономерные вариации в разных структурах.

Кимберлитовые трубки и базальтоидные вулканические аппараты, содержащие глубинные ксенолиты, представляют из себя естественные скважины, в которых извлечены пробы пород нижней части коры и верхней мантии до глубин 250 км (см. рис. 24). Главная трудность заключается в том, что все эти пробы с разных глубин «перемешаны» и значительная их часть «потеряна». Основной критерий упорядочивания этих ксенолитов по глубине — оценка давления по минеральным парагенезисам с помощью схемы фаций (см. рис. 24) и особенностей состава минералов. Можно с большой вероятностью считать, что давление в мантии ввиду ее высокой пластичности хорошо коррелируется с глубиной, во всяком случае, значительные ошибки в оценке давления, вызванные участками повышенных давлений на одной глубине, здесь невозможны.

Эти же минералогические критерии — главное доказательство мантийного происхождения ксенолитов. Даже невзирая на оценки давления, легко видеть, что глубинные ксенолиты по своим минералогическим особенностям заметно отличаются от всех пород земной коры (см. табл. 12). Вспомогательное значение имеют их геохимические особенности, в частности содержания малых элементов и лантаноидов, отношения изотопов $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Kleeman, Cooper, 1970; Reid, Frey, 1971; Глубинные ксенолиты..., 1975; и др.), которые также подтверждают мантийную природу большинства глубинных ксенолитов.



Поэтому мнение о том, что глубинные ксенолиты имеют не мантийное, а коровое происхождение в специфических участках высоких температур и давлений (Волохов, 1972; и др.), необосновано.

Другой вопрос заключается в том, насколько представительно «опробование» верхней мантии с помощью относительно редких глубинных ксенолитов, вынесенных к тому же в довольно специфической обстановке. Опыт их изучения показывает, что оценка относительной роли тех или иных пород и тем более их положения в разрезе земной коры и мантии возможна и достаточно обоснована при статистическом подходе — усреднении данных по большому числу ксенолитов в разных объектах (трубках) одного района и сопоставлении их с данными других районов и других источников ксенолитов (кимберлиты разного возраста в сопоставлении с базальтоидными аппаратами разного возраста). Критериями при этом могут быть повторяемость набора ксенолитов в самых разных породах — от фонолитов и трахитов до базальтов и кимберлитов, выдержанный состав главных типов глубинных ксенолитов, соответствие полученных разрезов коры и мантии с геофизическими и геологическими данными. В то же время приходится учитывать и разные поправки, например, случайные отклонения в отдельных трубках или вулканах, избирательный захват ксенолитов лишь с некоторых уровней (вблизи участков возрастания скорости движения магмы, например вблизи очага и (или) границ скачкообразного уменьшения плотности), а также избирательное растворение некоторых ксенолитов в разных по составу магмах. Избирательное растворение только пироксенитов, например, как считает В. А. Кутолин (Кутолин, 1972; Кутолин, Фролова, 1974), не может быть общим правилом для всех типов магм, но может быть существенным для щелочной оливин-базальтовой формации (Кутолин, Агафонов, 1978).

Среди глубинных ксенолитов преобладают породы ультраосновного, промежуточного (пироксенитового) и основного состава, отмечаются редкие типы пород (богатые ильменитом или флогопитом, амфиболовые породы), и полностью отсутствуют кислые и средние породы, характерные для коры. Разные условия давления приводят к разным минеральным ассоциациям и типам пород, которые систематизированы на основе схемы фаций (см. рис. 24).

Относительная распространенность и составы глубинных ксенолитов видны из табл. 11 и рис. 28—30. Более подробная характеристика этих пород приведена в сводных монографиях (Глубинные ксенолиты..., 1975; Лутц, 1975). Как видно из рис. 28 и 29, между различными ультрабазитами, пироксенитами и базитами устанавливаются постепенные переходы, хотя для средних составов (см. рис. 30) между ультрабазитами и прочими породами наблюдается отчетливый разрыв содержаний многих компонентов (4—8% CaO, 5—10% Al₂O₃, 25—34% MgO). Наиболее интересны самые глубинные породы алмаз-пироповой фации для которых приведена дополнительная информация (см. табл. 12, рис. 31).

Рис. 27. Размещение и тектоническая позиция пунктов обнаружения глубинных включений базитов и ультрабазитов в щелочных базальтах и кимберлитах (Глубинные ксенолиты..., 1975).

1 — древние платформы; области складчатости: 2 — протерозойской, 3 — палеозойской, 4 — мезозойской, 5 — кайнозойской; 6 — срединные океанические хребты и кайнозойская (<40 млн. лет) океаническая кора; 7 — более древняя океаническая кора, 8 — осевые линии и границы (а — трансформных и глубинных разломов, б — рифтовых зон в осевой части океанических хребтов, в — глубоководных желобов), пунктиром показана граница шельфа; 9 — пункты обнаружения обломков основных и ультраосновных пород (а — в базальтах, б — гранатосодержащие в базальтах, в — в кимберлитах и кимберлитоподобных образованиях без алмаза, г — с алмазами). Цифрами на карте показаны места, упомянутые в тексте: 1 — Минусинская котловина; 2 — Монголия, 3 — Забайкалье, 4 — Приморье, 5 — Казахстан, Северный Тянь-Шань, 6 — Северный Нуратау и Букунтау, 7 — Гиссар и Памир, 8 — Юго-Западная Япония, 9 — Курильские о-ва, 10 — Камчатка, 11 — Гавайские о-ва, 12, 13 — Австралия, 14 — Кakanуи, Новая Зеландия, 15 — Колорадо, США, 16 — Нью-Мексика, США, 17 — Драйзер-Вейхер, ФРГ, 18 — Центрально-Французский массив, 19 — вулкан Лешейн, Танзания, 20—21 — Южная и Юго-Западная Африка.

Относительная встречаемость (%) глубинных ксенолитов на континентах

Фация (рис. 24)	Породы	Кимберлиты древних платформ						Базальтоиды складчатых областей					
		Мир	Удачная	Южная Африка	Лоуренсия, ЮЗ Африка	Матсоку, Лесото	Облаженная	Нью-Мексика	Центр. Монголия	ЮВ Монголия	Минуса	Драйзер-Вейхер	Джунгария
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Число ксенолитов	>500	400	466	42			(см. рис. 26)	—	—	169(100)		150
А—В	Плагиоклазовые перидотиты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Плагиоклазовые пироксениты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30
	Амфиболиты и амфиболизированные пироксениты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15	34
	Габброиды	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30
В±С	Дуниты-гарцбургиты	5,4	9	10,3	—	3,0	35,0	5,0	3,9	—	0,2	3	—
	Шпинелевые (±Гр) лерцолиты	5,8		8,9	—	1,5		90,0	86,0	36,0	30,8	12	—
	Слюдяные перидотиты	—	—	—	—	1,5	5	—	—	—	—	—	—
	Верлиты и клинопироксениты	—	1	1,8	—	—	8 (без Гр)	2,0	1,0	2,0	4,8	45	1

В±С	Вебстериты и переходы	—	—	1,7	—	—	2,5(с Гр)	<2,0	7,8	31,8	34,9	15	—
	Ортопироксениты	1,0	—	—	—	8	—	—	—	0,2	0,3	—	—
	Эклогитоподобные	—	—	7,0	—	9	15?	<1,0	1,0	—	1,0	—	—
	Черные пироксениты и амфиболиты	—	—	—	—	1,2	—	—	—	30,0	26,0	10	5
С и Д	Алмазоносные перидотиты	0,1	0,2	?	?	?	—	—	—	—	—	—	—
	Пироповые гарцбургиты	4,4	20	11,4	35	10(40)	10	—	—	—	—	—	—
	Пироповые лерцолиты	45,8	67,5	27,2	55	40(10)		—	0,1	—	1,0	—	—
	Гранатовые вебстериты (±верлиты)	13,9	1	2,6	10	20	14	—	0,1	—	1,0	—	—
	Ильменитовые перидотиты	9,0	1	?	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Эклогиты	12,5	1	22,8	—	5,8	2,5	—	—	—	—	—	—
	Дист. и кор. эклогиты, гроспидиты	1,0	—	5,1	—	—	1	—	—	—	—	—	—
	Кварцевые и коэситовые эклогиты	0,1	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Алмазоносные эклогиты	0,4	0,5	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Тип верхней мантии	1б	1а	1—II	1а	III—IV	III—IV	III	III	IV	IV—V	VII	VII	

Примечание. Мир, Удачная, Облаженная, Минуса (Глубинные ксенолиты..., 1975, с дополнениями по Н. В. Соболеву и Н. П. Похиленко); Южная Африка (Ringwood, 1975); Лоуренсия, Матсоку (McGregor, 1975); Нью-Мексика (Carter, 1970); Монголия, Драйзер-Вейхер, Джунгария (Глубинные ксенолиты..., 1975). Типы верхней мантии — см. табл. 13.

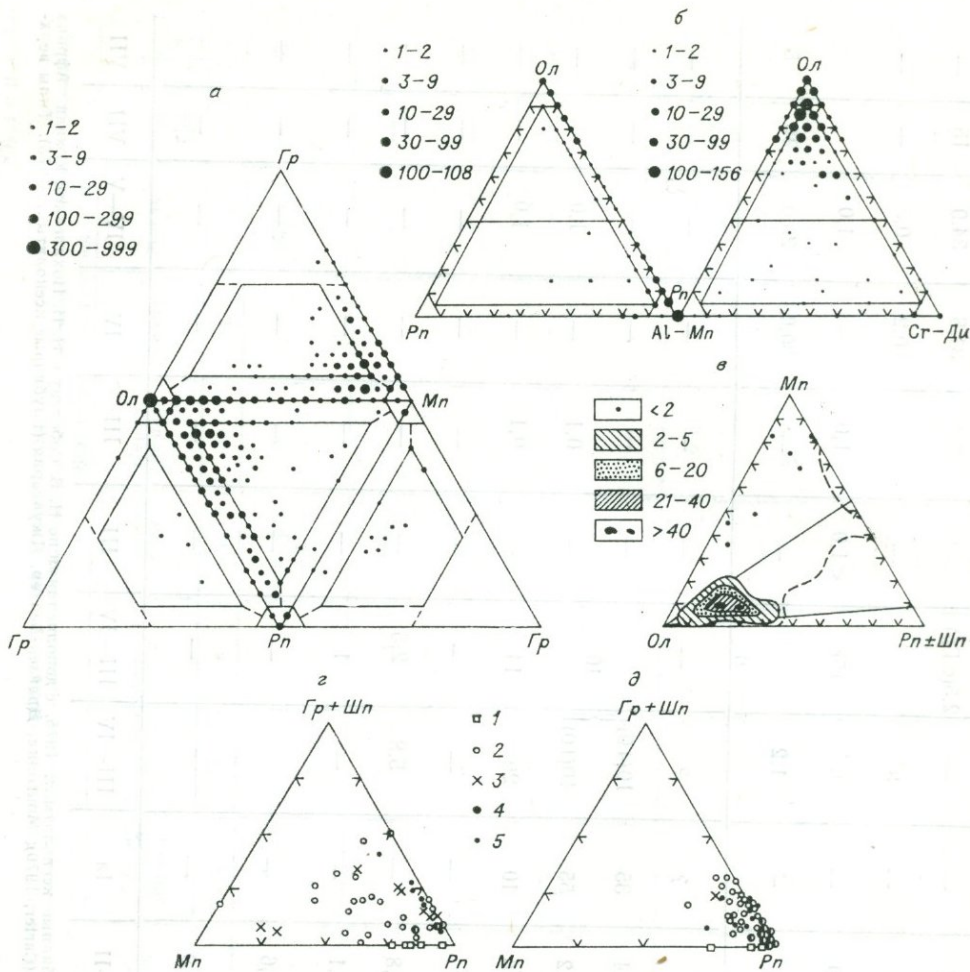


Рис. 28. Диаграммы, иллюстрирующие модальный (количественно-минеральный) состав глубинных ксенолитов в базальтах [а — Гавайские о-ва (Jackson, 1968), б — западные штаты США (Wilshive, Shervais, 1975): слева — ксенолиты с Al-авгитом, справа — с зеленым хром-диопсидом; в — Нью-Мексика, США (Carter, 1970)] и кимберлитах [г — трубка Лоуренсия, Юго-Западная Африка; д — трубка Кимберли (McCregor, 1975)]. На рис. а и в диаметр кружков и цифры около них показывают число ксенолитов. 1 — перидотиты без граната и шпинели; 2 — гранатовые перидотиты; 3 — гранатовые перидотиты с мозаичной структурой (магматические?); 4, 5 — шпинелевые (4) и гранат-шпинелевые (5) перидотиты с Ст-шпинелью.

Отличия в наборе и составе ксенолитов можно интерпретировать, с учетом вышеуказанных оговорок, как отличия в составе верхней мантии. Рассмотрим прежде всего особенности состава верхней мантии для разных зон или фаций глубинности.

Самая верхняя зона мантии, представленная шпинелевой фацией В под континентами и анортит-форстеритовой фацией АВ под океанами и некоторыми складчатыми областями (см. табл. 11), обычно обнаруживает тенденцию к «истощенному» гарцбургитовому составу. Так, в шпинелевой фации преобладают шпинелевые перидотиты, составляющие 70—90% пород, причем многие из них содержат мало клинопироксена и имеют гарцбургитовый состав (см. табл. 15). В океанах и складчатых областях с океаническим основанием, судя по ксенолитам, разрезам офиолитов и результатам драгирования (см. гл. 4), в верхней зоне располагаются гарцбургиты, которые глубже сменяются лерцолитами.

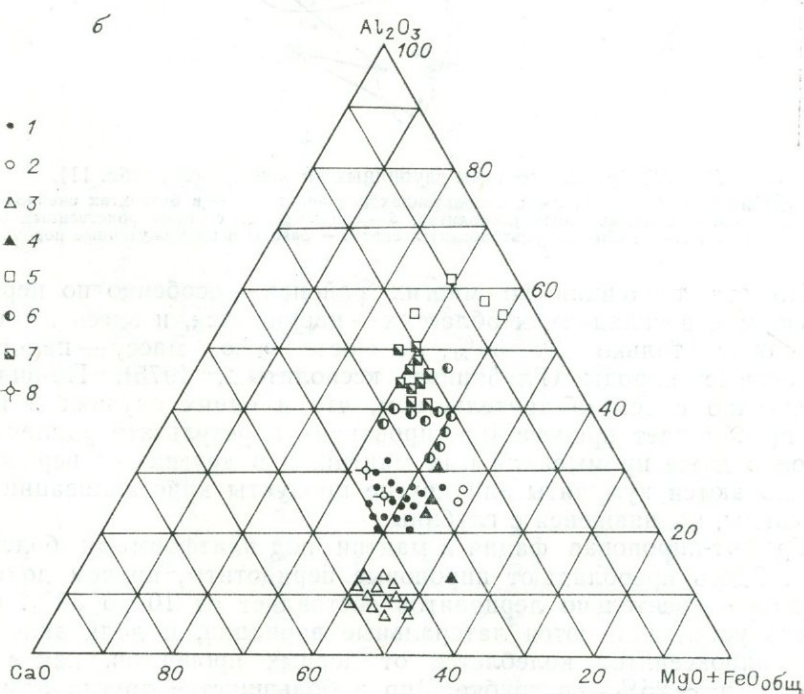
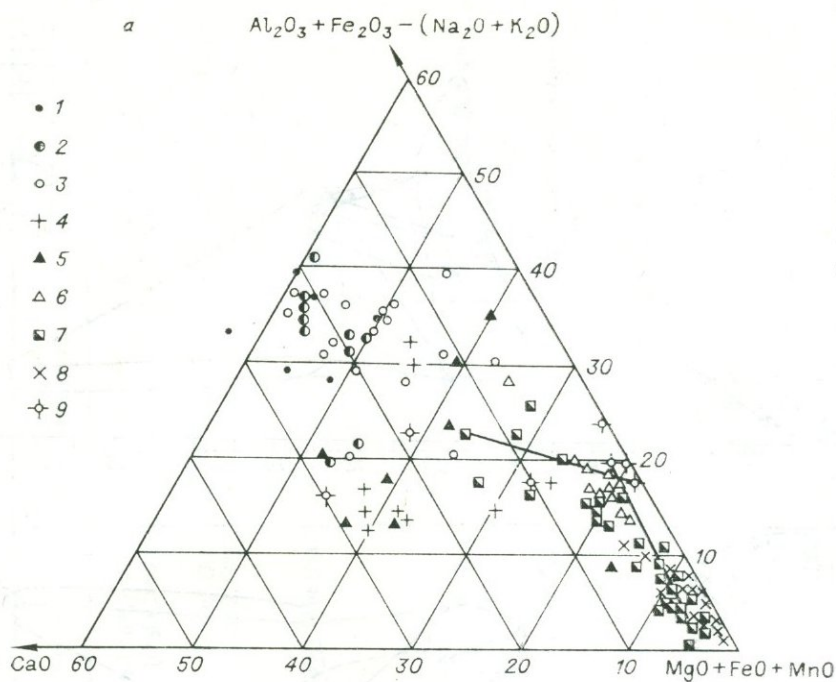


Рис. 29. Диаграммы составов глубинных пород.

a — в кимберлитах трубки Мир: 1 — алмазосные эклогиты первой группы, 2 — алмазосные эклогиты первой группы, 3 — эклогиты второй группы, 4 — гранатовые пироксениты (клинопироксеновые вебстериты), 5 — гранатовые вебстериты, 6 — гранатовые пироксениты (энстатититы), 7 — перидотиты (лерцолиты), 8 — дуниты, 9 — ильменитовые гипербазиты; б — глубинные включения в трубках взрыва Южного Тянь-Шаня и Памира: 1 — шпинелевые пироксениты, 2 — гранатовые пироксениты, 3 — оливниновые пироксениты, 4 — вебстериты, 5 — силлиманитовые, корундовые гнейсы и «кислые гранулиты», 6 — гранат-пироксеновые гнейсы, 7 — дупироксеновые гнейсы; 8 — эклогиты Юго-Восточного Памира (Глубинные ксенолиты..., 1975).

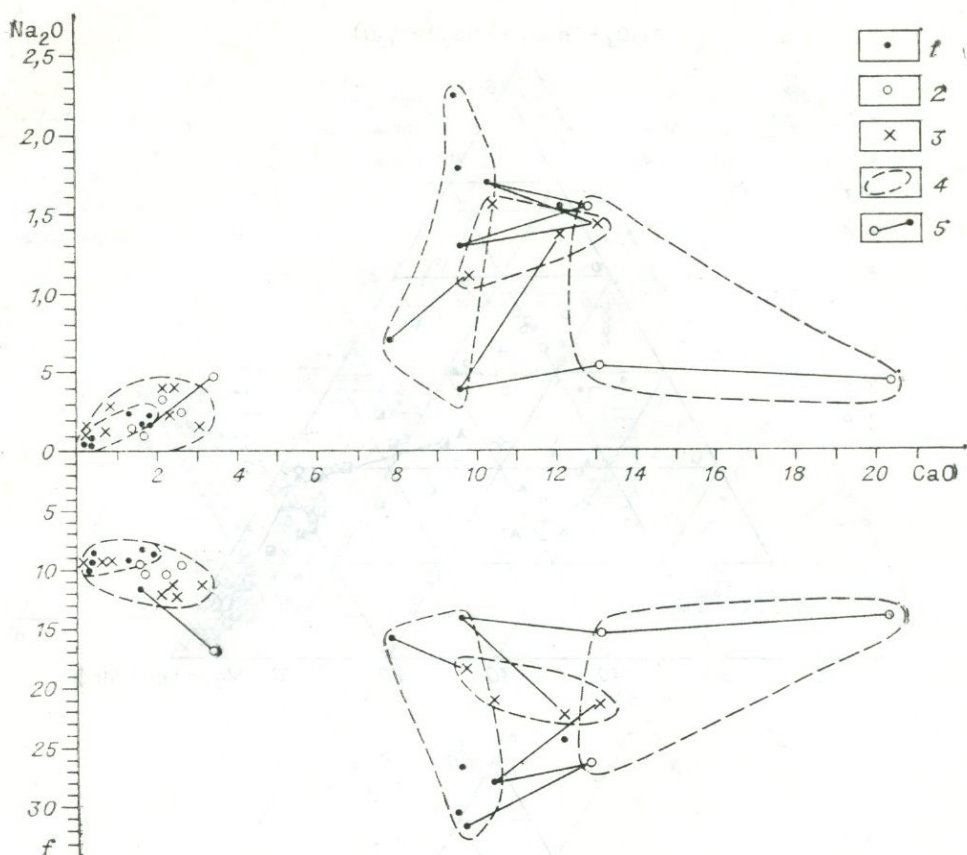


Рис. 30. Средние составы глубинных включений (см. табл. 11).

1 — включения в кимберлитах; 2 — в базальтоидах континентов; 3 — в базальтах океанов и островных дуг; 4 — поле главных типов ксенолитов; 5 — сопряженные составы родственных ксенолитов из групп (1—3). Слева — ультрабазиты, справа — базиты и промежуточные породы.

Но эта тенденция во многих районах — особенно по периферии платформ и в складчатых областях — нарушается, и здесь перидотиты составляют только 30—50%, а остальную массу — пироксениты и основные породы (Глубинные ксенолиты..., 1975). По-видимому, это связано с тем обстоятельством, что в одних случаях в верхней зоне преобладает процесс «рестирования» в результате удаления расплавов и даже промывания ими мантии, а в других — в верхней зоне накапливаются кумуляты или другие продукты кристаллизации основной магмы, поднявшейся с глубины.

Графит-пироповая фация в мантии под платформами более однородна. Здесь преобладают пироповые перидотиты, причем доля гарцбургитов относительно лерцолитов составляет от 10 до 30%. Однако и здесь устанавливаются латеральные вариации, и доля эклогитов и (или) пироксенитов колеблется от первых процентов, как в трубке Удачная, и ~25% — в трубке Мир и большинстве других алмазонасных трубок до преобладания эклогитов и пироксенитов в некоторых трубках и районах (трубка Загадочная Далдыно-Алакитского района, Робертс-Виктор в Южной Африке и др.). В трубке Загадочная из 200 изученных ксенолитов лишь один представлен пироповым серпентинитом, остальные — эклогиты и гроспидиты, но по данным изучения тяжелого концентрата доля перидотитов составляла около 45%, т. е. перидотиты сильнее дезинтегрированы.

В мантии под складчатыми областями и островными дугами спорадически встречаются те же породы — пироповые (и шпинель-пиропо-

Парагенезисы алмаз-пироповой фации (Sobolev, 1977)

Порода	Парагенезис	Главные особенности состава минералов	Ксенолиты	Включения	Сростки	Места находок
Дунит-гарцбургитовая	Гр+Ол+Рп+Хр	Гр (Cr_2O_3 5—20%, СаО 0,6—4%, f 9—16%); Ол (f 5,5—8%); Эн (Al_2O_3 0,1—1,0%); Хр ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 62\%$)	+	+	×	Айхал, Мир, Удачная, Южная Африка
Лерцолит	Гр+Ол+Рп+Мп±Хр± ±Ильм±Рут	Гр (Cr_2O_3 1—7%, СаО 4—5%, f 13—16%); Эн (Al_2O_3 0,5—0,6%); Ол (f 7—8%, Cr_2O_3 до 0,19%); Мп ($\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Mg}=38—47\%$)	+	+	×	Мир, Удачная, Южная Африка
Верлит	Гр+Ол+Мп±Хр	Гр (СаО > 6%, f 13—15%); Ол (f 7—8%); Мп (Na 0,5—0,7%, Cr 0,34—0,45%)	—	+	×	Удачная
Клинопироксенит	Мп±Ол+Хр	Хр ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 67\%$)	—	—	×	Мир
Эклогит	Гр+Мп+Рут±Мп	Гр (СаО 3,1—15%, f 24—69%, Na до 0,3%, Са' 9—40%); Мп (Na 0,10—0,61%)	+	+	×	Мир, Удачная, Южная Африка
Дистеновый эклогит	Гр+Мп+дистен+туР± ±графит	Гр (СаО 12,5—19%, f 25—41%, K_2O до 89%, Са' 33%); Мп (Na 0,47—0,66%)	+	—	—	Мир, Удачная, Южная Африка
Гроссидит	Гр+Мп+дистен±Кор±Рут	Гр (СаО 20%, f 42%); Мп (Na 0,6%)	+	—	—	Удачная
Корундовый эклогит	Гр+Мп+корунд±Рут± ±графит	Гр (СаО 13%, f 35%, Са' 35%); Мп (Na 0,71%)	+	—	—	Мир, Южная Африка
Козситовый эклогит	Гр+Мп+козсит	Гр (СаО 7—12%, f 45—57%); Мп (Na_2O 29—31%, K_2O до 0,35%)	—	+	—	Север Якутии, Мир

Примечание. + установлены все минералы в одном образце; × обнаружены отдельные минералы с четкими признаками данного парагенезиса; — парагенезис не обнаружен; Са' — содержание Са-компонента в гранате; Na — содержание Na в формуле Мп; $f = \text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$.

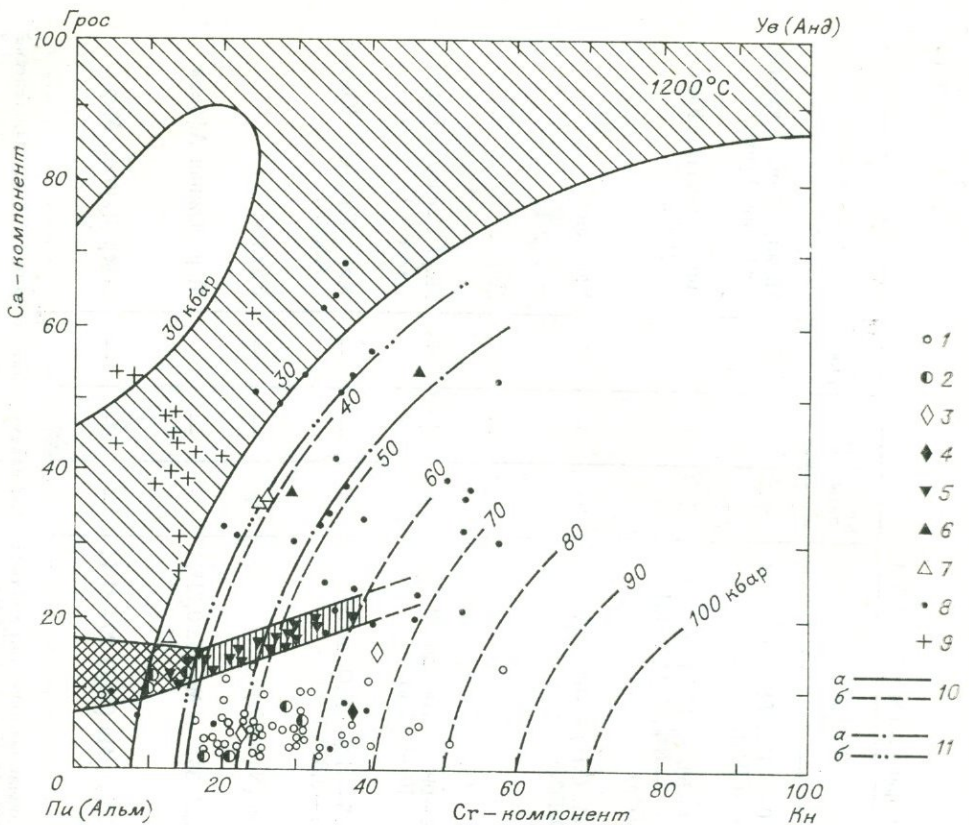


Рис. 31. Особенности состава хромсодержащих гранатов из кимберлитов (Соболев, 1974) и положение изобар при $T=1200-1300^{\circ}\text{C}$ в системе пироп — альмандин — грюссуляр — уваровит (\pm андрадит) — кноррингит (Малиновский и др., 1976; Malinovsky, Doroshev, 1977). Косой штриховкой показано поле гранатов, устойчивых при $T=1200^{\circ}\text{C}$, $P=30$ кбар, вертикальной — составы гранатов из парагенезиса с двумя пироксенами, перекрещивающейся — составы наиболее обычных гранатов из кимберлитовой массы. Гранаты из алмазов (1), сростков с алмазами (2), алмазосодержащих дунитов и гарцбургитов (3), дунитов (4), лерцолитов (5), верлитов (6), верлитового парагенезиса, включенного в алмаз (7), отдельных зерен кимберлитового концентрата (8), грюспидитов и дистеновых эклогитов (9); 10 — границы поля гранатов при 30 кбар (а) и более высоких давлениях (б, ориентировочно) при 1200°C ; 11 — то же, на линии графит — алмаз при 50 кбар (а) и 45 кбар (б).

вые) перидотиты, гранатовые пироксениты и магниезальные эклогиты (Глубинные ксенолиты..., 1975), но судить об их относительной распространенности трудно.

Состав наиболее глубокой зоны литосферной мантии, соответствующей алмаз-пироповой фации (глубже 1200 км), наиболее проблематичен вследствие редкости соответствующих ксенолитов, изученных к тому же лишь в нескольких алмазонасных кимберлитовых трубках. Наиболее разнообразные парагенезисы алмазной фации установлены в трубках Мир и Удачная (см. табл. 12, рис. 31). Если опираться на парагенезисы минералов, включенных в алмазы, статистика по которым гораздо более полная (Ефимова, Соболев, 1977), то преобладает дунит-гарцбургитовый парагенезис, причем в Якутии — с хромитом, в Южной Африке — с сульфидами. Однако в виде ксенолитов преобладают эклогиты. С одной стороны, надо учесть возможность избирательной дезинтеграции ультраосновных ксенолитов, что в ряде случаев убедительно было показано Н. В. Соболевым и Н. П. Похиленко. С другой стороны, часть дунит-гарцбургитового парагенезиса в алмазах может представлять результат близиквидусной кристалли-

зации, на что указывает необычно высокий процент (26—44%) хромитовых включений в алмазах якутских кимберлитовых трубок (Ефимова, Соболев, 1977); но в любом случае важна относительная редкость лерцолитов.

Поэтому возможны несколько вариантов: 1) зона алмазной фации верхней мантии под платформами наиболее истощена и представлена преимущественно дунит-гарцбургитами; 2) алмазная зона, будучи застывшей астеносферой (зоной частичного плавления), резко дифференцирована подобно мигматитовым зонам в коре и представлена чередованием дунитов-гарцбургитов (реститов) и разнообразных, часто полосчатых эклогитов (в том числе коэситовых), которые представляют продукт кристаллизации из расплава и аналогичны лейкоosome в мигматитах (см. гл. 4). Средний состав этой зоны тоже лерцолитовый, аналогичный графит-пироповой зоне или даже менее истощенный. На последнее может указывать повышенная концентрация K, Rb и многих других некогерентных элементов в наиболее глубоких ксенолитах (см. рис. 47). Первичные повышенные концентрации K_2O в пироксенах (до 0,8%), санидин и специфические калиевые минералы сохраняются лишь как включения в алмазах (Reid et al., 1976; Соболев и др., 1972), а большей частью вынесены из первичных минералов и концентрируются во вторичных продуктах, в какой-то мере отражая и первичную специфику пород этой зоны.

Количественные данные по содержанию разных ксенолитов (см. табл. 11) и их относительная устойчивость при усреднении данных по районам (ареалам) позволяют строить схематические разрезы нижней части коры и верхней мантии до глубин 100—300 км. Впервые это было сделано В. С. и Н. В. Соболевыми (1964) для севера Сибирской платформы. Позже такие разрезы были построены многими авторами на основании экспериментальных и геофизических данных (Boyd, McGregor, 1964; Грин, Рингвуд, 1968) и изучения глубоких ксенолитов (Глубинные ксенолиты..., 1975; Ringwood, 1975; Уханов, 1976). Примеры построения этих разрезов, показанные на рис. 32, несмотря на различия в трактовках и некоторых деталях, фиксируют одну общую закономерность — вертикальную и латеральную неоднородность верхней мантии, в результате чего были выделены разные ее типы (Соболев, Добрецов, Соболев, 1972).

На основании опорных частных разрезов был реконструирован также обобщенный петрологический разрез земной коры и верхней мантии (Соболев и др., 1977), показанный на рис. 33. По тому же методу был построен более детальный разрез коры и верхней мантии для Тянь-Шаня (Буданов, Мушкин, 1978; рис. 34).

Особый интерес представляет распространение водосодержащих минералов — амфибола и флогопита — в верхней мантии. Эти минералы являются показателем флюидного режима (прежде всего водосодержания) в верхней мантии. Однако уверенно отличить мантийное происхождение от более позднего магматического (корового) для этих минералов очень трудно. Более того, амфибол и флогопит могут частично «регенерироваться» в верхней мантии в эпохи активизации под влиянием более глубоких флюидов или перемещения расплава. Но независимо от этого определенно устанавливаются следующие закономерные вариации распространения этих минералов в глубоких включениях разных геоструктурных зон.

Амфибол и флогопит в самых глубоких включениях алмаз-пироповой фации достоверно не обнаружены, в других фациях они выступают как антагонисты. Флогопит широко распространен в глубоких включениях на платформах (в кимберлитах), амфибол здесь практически отсутствует, если не считать единичных находок специфического амфибола типа калиевого рихтерита в кимберлитах (Erllank, Finger,

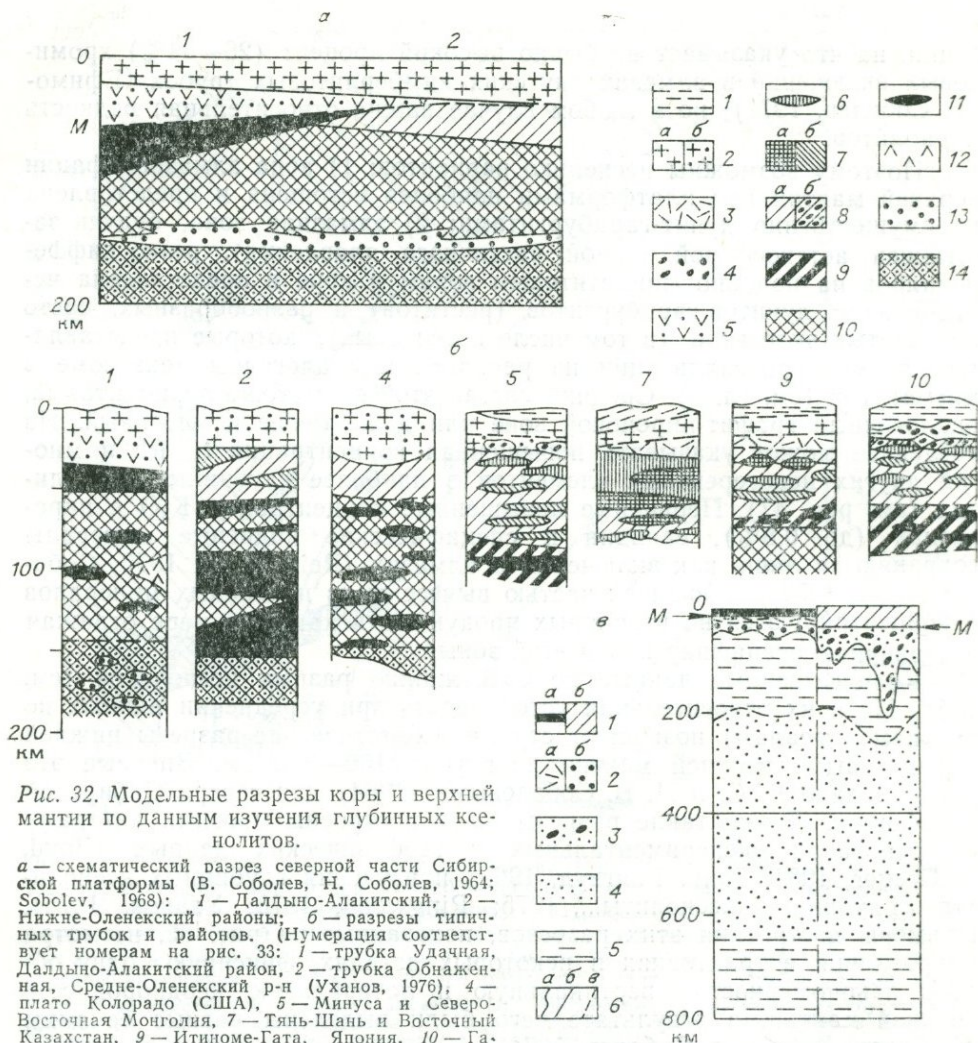


Рис. 32. Модельные разрезы коры и верхней мантии по данным изучения глубинных ксенолитов.

a — схематический разрез северной части Сибирской платформы (В. Соболев, Н. Соболев, 1964; Sobolev, 1968): 1 — Далдыно-Алакитский, 2 — Нижне-Оленекский районы; *b* — разрезы типичных трубок и районов. (Нумерация соответствует номерам на рис. 33: 1 — трубка Удачная, Далдыно-Алакитский район, 2 — трубка Обнаженная, Средне-Оленекский р-н (Уханов, 1976), 4 — плато Колорадо (США), 5 — Минуса и Северо-Восточная Монголия, 7 — Тянь-Шань и Восточный Казахстан, 9 — Итипоме-Гата, Япония, 10 — Гавайские о-ва). 1 — осадочно-вулканогенные толщи; 2 — гранитно-метаморфический (*a*) и гранулитобазитовый (*b*) слои, 3 — «габброидный» слой, 4 — дунит-верлитовые линзы, 5 — эклогитоподобные породы, 6 — Al—Ti-клинопироксениты, 7 — горнблендиты, амфиболовые пироксениты (*a*), зеленые верлиты и пироксениты (*b*), 8 — шпинельевые (*a*) и плагиоклазовые (*b*) лерцолиты, 9 — гранат-шпинельевые перидотиты, 10 — пироповые перидотиты, 11 — гранатовые пироксениты и эклогиты, 12 — гроспидиты, 13 — алмазоносные эклогиты, 14 — алмазоносные гарцбургиты; *в* — модель коры и верхней мантии А. Е. Рингвуда (Ringwood, 1975): 1 — океаническая (*a*) и континентальная (*b*) кора, 2 — истощенная океаническая мантия гарцбургитового (*a*) и лерцолитового (*b*) состава, 3 — дифференцированная континентальная перидотитовая мантия с линзами эклогитов, 4 — истощенный перидотит; 5 — неистощенный перидотит; 6 — границы дифференцированной мантии (*a*), Мохо и фазового перехода на глубине 400 км (*b*), истощенной мантии (*в*).

1970) и кимберлитоподобных породах (Collerson, Malpas, 1977). Флогопит в континентальной мантии распространен до глубин 120—150 км. Амфибол, наоборот, широко распространен в островных дугах и складчатых областях, причем натровые роговые обманки встречаются только в поверхностных зонах (анортит-форстеритовой и верхней части шпинель-пироксеновой фации) в натровых андезито-базальтовых сериях и, как правило, без флогопита (Камчатка, Курилы, Япония, Тянь-Шань, Казахстан и др.). В работах многих исследователей (Куширо, 1969; Родионова, Федорченко, 1975; и др.) доказывается, что хотя бы часть таких амфиболов происходит из мантии. Более широко распространен K—Na-амфибол типа керсутита. Он встречается в ксенолитах из щелочных базальтов океанов, островных дуг (Япония), складчатых областей (Тянь-Шань), рифтовых зон (Африка, Рейнский грабен), часто

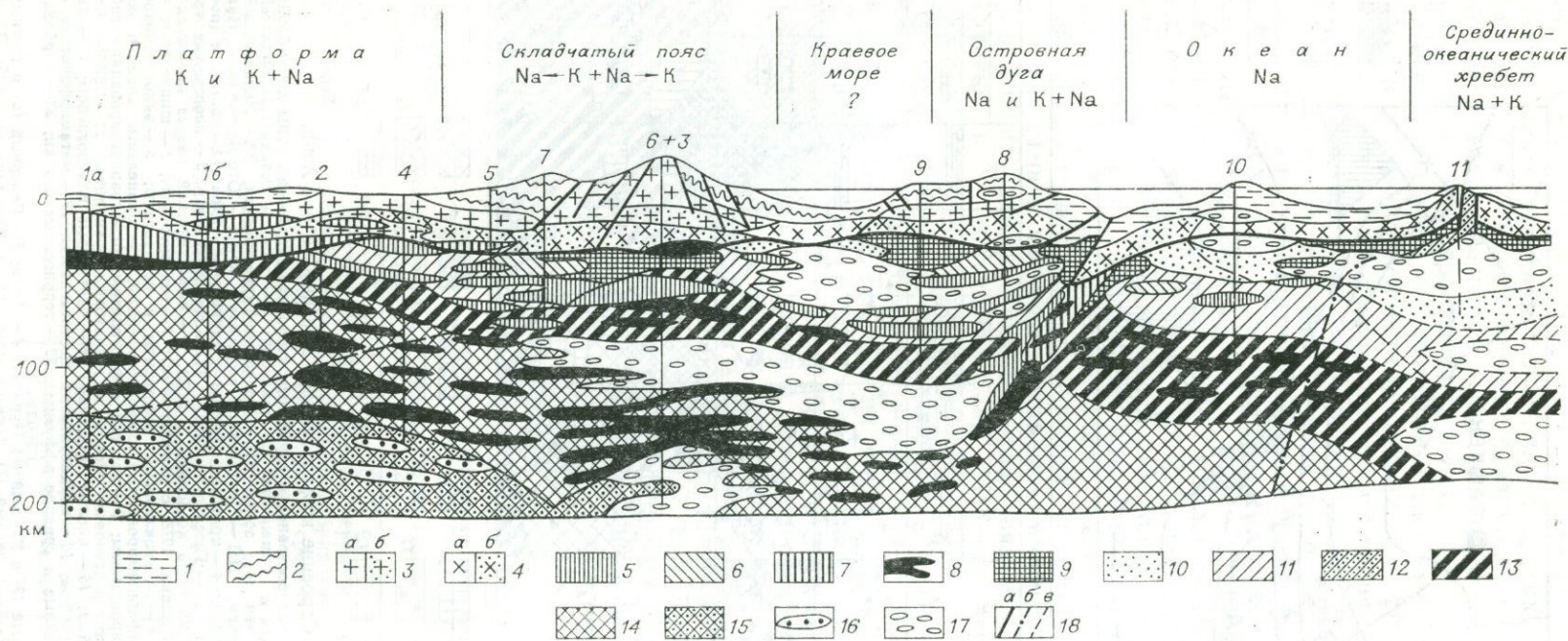
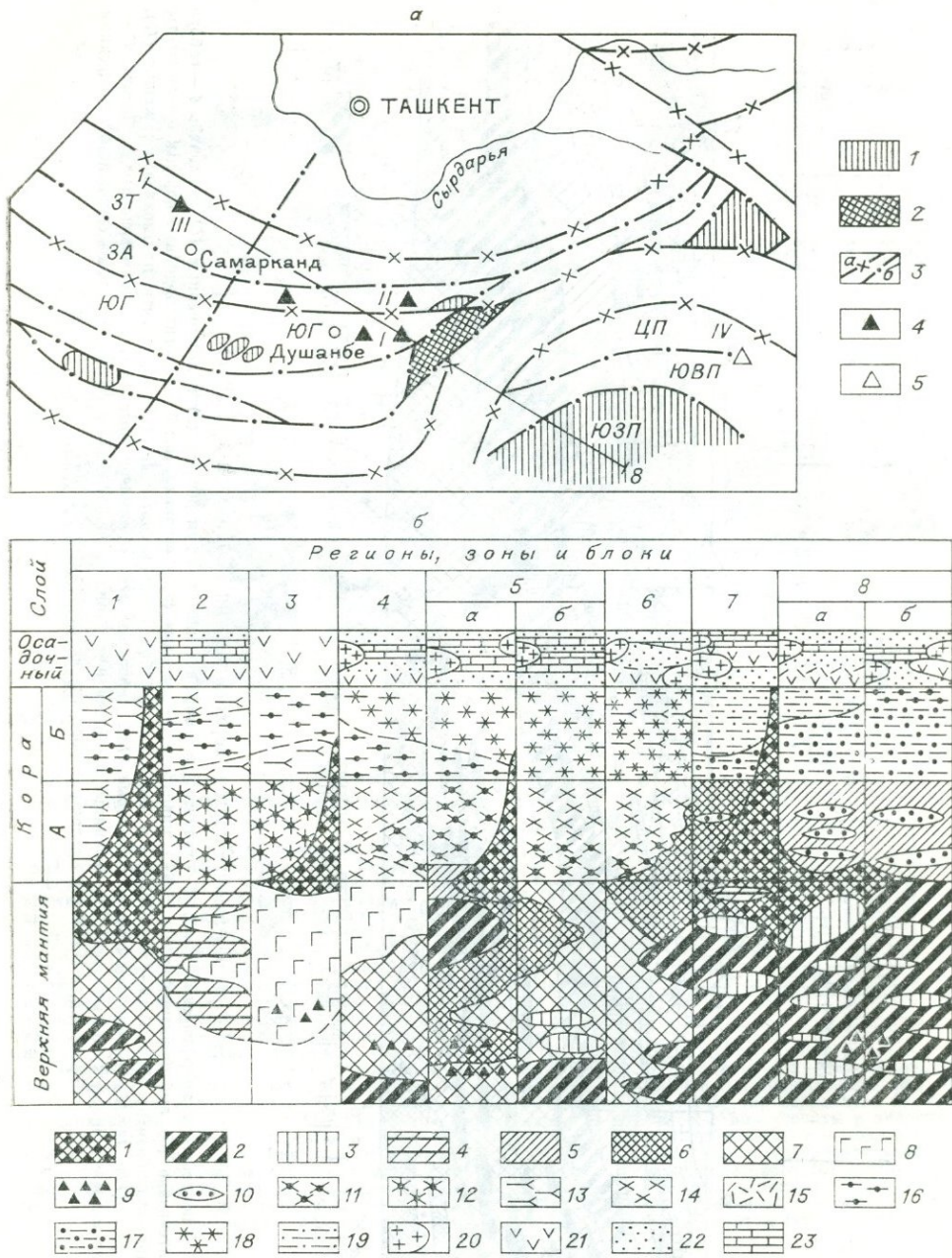


Рис. 33. Петрологический разрез земной коры и верхней мантии (Соболев и др., 1977).

1 — вулканогенно-осадочный слой; 2 — осадочно-метаморфический слой; 3 — гранитно-метаморфический слой умеренных (а) и повышенных (б) давлений; 4 — габбро и основные гнейсы, слабо (а) и интенсивно (б) амфиболитизированные; 5, 6 — пироксениты «зеленые» (5) и «черные» (6); 7 — эклогитоподобные породы; 8 — эклогиты (в верхней части разрезов 6+3, 9 и 10 — амфиболитизированные); 9 — амфиболиты и амфиболитизированные пироксениты; 10—12 — перidotиты плагиоклазодержащие (10), шпиннелевые (11), серпентинизированные (12); 13—15 — перidotиты гранат-шпиннелевые (13), пироповые (14) и алмазонские (15); 16 — алмазонские эклогиты, 17 — зоны частичного плавления в верхней мантии и промежуточные очаги; 18 — границы: а — Мохо и тектонические, б — зоны разогрева под срединно-океаническими хребтами, в — нижний предел распространения флогопита.



вместе с флогопитом, но обычно в ксенолитах, не имеющих четких признаков мантийного происхождения. В других районах (например, в Монголии) в калиевых щелочных базальтоидах обычны ксенокристы флогопита и (или) ксенолиты с флогопитом, а в натровых сериях такие ксенолиты и ксенокристы отсутствуют.

Эти и другие примеры показывают тесную связь щелочности магматизма и распространенности флогопита и амфибола в мантии. Эти минералы — главные концентраторы воды и калия в мантии (натрий содержится преимущественно в клинопироксенах) и поэтому, как будет показано далее, они выступают одним из основных регуляторов щелочности глубинного (мантийного) магматизма. На платформах, где регулятором щелочности выступает флогопит, распространенный здесь до глубины 150 км, преобладают K- и Na—K-магмы основного и ультраосновного состава (см. рис. 33). С поглощением флогопита связано также образование лейцитовых пород (Соболев, 1973). В островных дугах, где наиболее характерен Na-амфибол во включениях и отсутствует флогопит, резко преобладает натровый тип магм известково-щелочной серии, что, по мнению многих исследователей, соответствует ранним стадиям эволюции складчатых областей. Хорошо известную здесь смену ранних натровых поздними калиевыми известково-щелочными и гранитоидными сериями можно связать со сменой амфибола флогопитом в магмогенерирующих областях верхней мантии под складчатыми областями.

Конечно, детали разрезов на рис. 32—33 (форма, размеры, положение линз в разрезе) гипотетичны. Более объективно выделение обобщенных типов верхней мантии (табл. 13), которое основывается на двух признаках: а) общем составе верхней мантии по соотношению перидотитов, пироксенитов и эклогитов и б) фации верхней мантии под поверхностью Мохо (т. е. глубине палеоповерхности Мохо), устанавливаемой по наименее глубинным мантийным ксенолитам. Средняя глубина Мохо под континентами (35—45 км) соответствует шпинель-пироксеновой фации, а под океанами (10—15 км) — анортит-форстеритовой фации глубинности, что хорошо соответствует вышеизложенным данным по глубинным ксенолитам. Необычна верхняя мантия под древними платформами. Здесь пироксен-шпинелевая фация маломощная или совсем отсутствует и сразу под поверхностью Мохо залегает

Т а б л и ц а 13

Типы верхней мантии (по данным изучения глубинных ксенолитов)

Общий состав	Фация под поверхностью Мохо		
	Графит-пироповая	Шпинель-пироксеновая	Анортит-форстеритовая
Лерцолит-гарцбургитовый	I Пироп-перидотитовый (докембрийские платформы)	III Шпинель-перидотитовый (докембрийские платформы и срединные массивы)	VI Плагиоклаз-лерцолитовый (океанические острова)
Вебстерит-перидотитовый	II Гроспидит-эклогит-перидотитовый	IV Шпинель-пироксенит-перидотитовый (складчатые области)	VII Анортит-пироксенит-перидотитовый, с амфиболом (складчатые области с мафическим фундаментом)
Пироксенитовый	—	V Гранат-шпинель-пироксенитовый (складчатые области и срединные)	VIII Верлит-горнблендит-троктолитовый (островные дуги)

графит-пироповая фация. Глубина верхней границы этой фации 70 км при температуре 1100—1200°C и 45 км при температуре 700°C, тогда как современная граница Мохо фиксируется здесь по геофизическим данным на глубине 35—40 км (Карта..., 1966; Фотиади, Туезов, 1972). Можно сказать, что эта граница «приподнята» на 10—30 км и осталась в метастабильном состоянии с докембрия, по крайней мере, 1200 или, скорее, 2000 млн. лет назад, судя по возрасту глубинных ксенолитов (Соболев, 1974; Глубинные ксенолиты..., 1975). Этот вывод согласуется с характером метаморфического фундамента в тех же районах Сибирской и Африканской платформ. Здесь метаморфические породы, обнажающиеся на поверхности или под маломощным (1—2 км) платформенным чехлом, образовались более 2 млрд. лет назад при температуре 800—900°C, давлении в среднем 10 кбар, что соответствует глубине погружения 35—40 км. Другими словами, и здесь породы «приподняты» (эродированы) на 30—35 км и в таком состоянии «заморожены» 2 млрд. лет назад или более (см. гл. 4). Поэтому оценки 30-километровой «приподнятости» и 1100°C для верхней мантии и метастабильное положение пород последние 2 млрд. лет можно считать согласованными. Метастабильность могла быть только в том случае, если верхи мантии не прогревались выше 700°. Даже массовое внедрение траппов не могло прогреть мантию и изменить соответствующие фазовые границы.

Таким образом, переход от графит-пироповой к шпинель-пироксеновой и далее анортит-форстеритовой фации под поверхностью Мохо соответствует переходу от глубоко эродированной и холодной литосферы (типы I—II в табл. 13) к «нормальной» континентальной литосфере и мантии (типы III—V) и далее к горячей и приподнятой океанической или островодужной мантии (типы VI—VIII). Тип VII был характерен и для определенных стадий развития складчатых областей и современных рифтов. Это согласуется с измеренными величинами теплопотока в этих геоструктурах (см. гл. 2) и общей эволюцией коры и мантии (см. гл. 4).

Эта эволюция отражается также в изменении состава мантии от более основного, неистощенного состава к максимально истощенному ультраосновному составу. По данным табл. 13 основное направление эволюции верхней мантии характеризуется переходом от VIII (верлит-горнблендит-троктолитового) типа «горячей» и неистощенной мантии, характерной для островных дуг, через III (шпинель-перидотитовый) или IV (шпинель-пироксенит-перидотитовый) типы, характерные для складчатых областей, к типу I (пироп-перидотитовому), характерному для мантии древних платформ. Кроме того, по современным представлениям глобальной тектоники (см. гл. 4), океаническая литосфера (включая верхи мантии VI типа) превращается (поглощается) в островодужную верхнюю мантию (тип VIII) или мафический «фундамент» складчатых областей с VII типом верхней мантии. Это — возможный второй путь эволюции. Другой дополнительный путь может заключаться в «остывании» верхней мантии без существенного изменения ее состава (путь VIII → II). Такие участки с неистощенной мантией под древними складчатыми областями и платформами способны испытывать повторную активизацию с активным мантийным магматизмом.

Как будет показано в конце гл. 3 и в гл. 5, эти пути эволюции (учитывая также эволюцию амфиболовых и флогопитовых линз в мантии) способны объяснить основные особенности глубинной магматической модели и поверхностного магматизма.

Распространение типов мантии на территории СССР, показанное на рис. 35, в целом подтверждает указанную эволюцию. Эта схематическая карта — первая попытка «картирования» верхней мантии по глубинным ксенолитам. Ее сопоставление с геофизическими данными

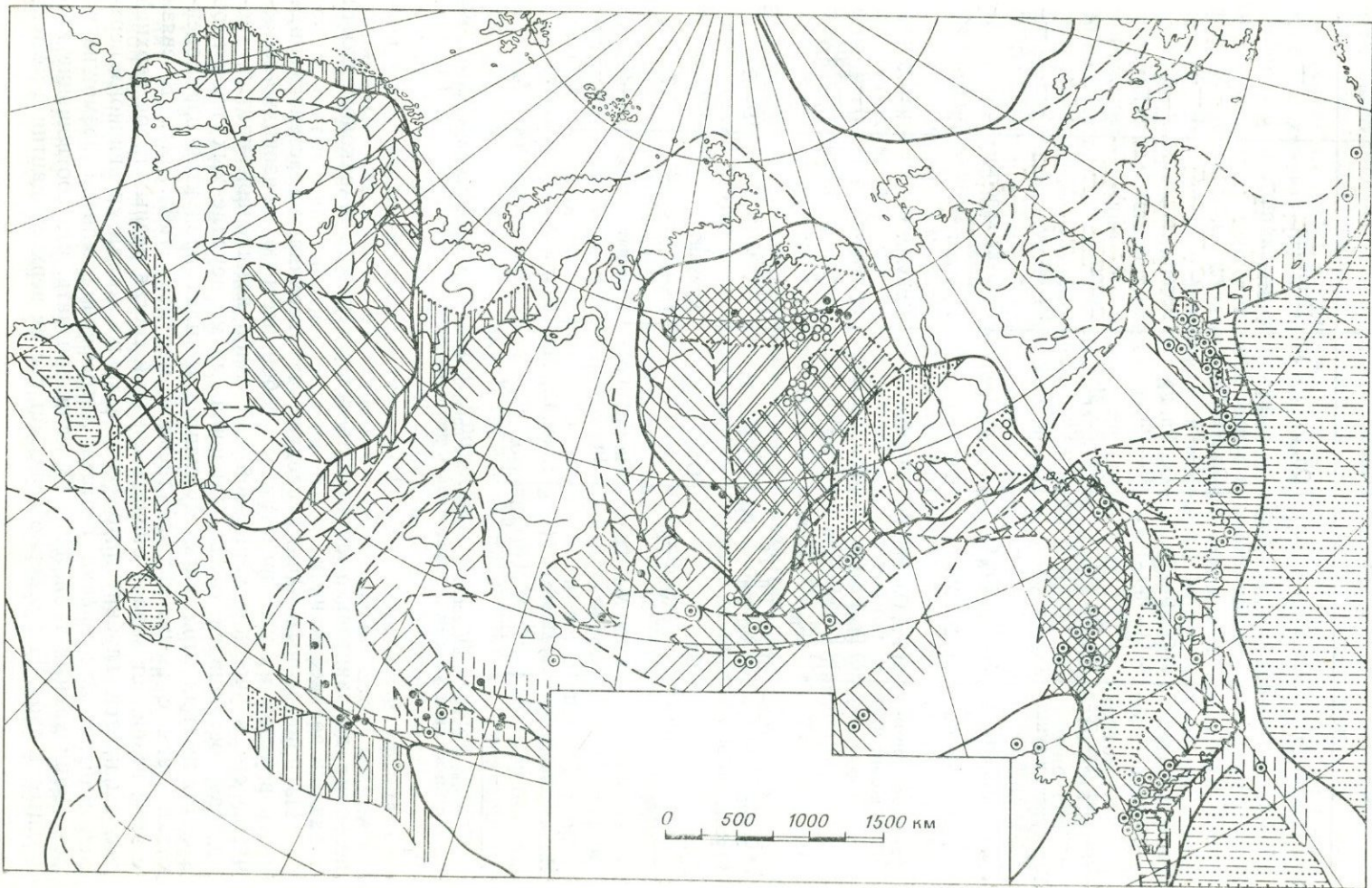
Источники, рестины и кумуляты в мантии графит-пироповой фации (O'Hara et al., 1975 с изменениями)

Порода	Фазовый состав		Тип породы	Комплементарная жидкость (O'Hara, 1970)
	при низкой температуре	на солидусе		
Гранатовый лерцолит	Ол, Рп, Гр, Мп: а) богатый Гр, Мп б) бедный Гр, Мп	Ол, Рп, Гр, Мп	Источник	—
		Ол, Рп ± Гр ± ± Мп	Рестит	<i>B</i>
		Ол, Рп, Гр Ол, Рп	» »	<i>B—W</i> <i>W—X</i>
Гранатовый гарцбургит	а) Ол, Рп, Гр б) Ол, Рп, Гр (мало)	Ол, Рп, Гр	Рестит	<i>B—W</i>
		Ол, Рп	»	<i>W—X</i>
Лерцолит (без граната)	Ол, Рп, Мп Ол, Рп, Мп (мало)	Ол, Рп, Мп	Рестит	<i>B</i>
		Ол, Рп	»	<i>Y—Z</i>
Гарцбургит и дунит- (без граната)	Ол, Рп, Ол	Ол, Рп, Ол	Рестит	<i>W—X, Y—Z</i>
			»	<i>X—O, Z—H</i>
Гранатовый верлит- лерцолит, бед- ный оливином	Мп, Гр, Рп, Ол Гр, Рп, Мп	Мп, Гр, Ол	Продукт кристал- лизации	<i>B</i>
		Рп, Гр ± Ол	Кумулят *	<i>W—B</i>
Гранатовый орто- пироксенит	а) Рп, Ол, Мп, Гр б) Гр, Рп, Ол в) Рп, Гр, Ол г) Рп, Мп, Ол, (Гр)	Рп ± Ол	Кумулят *	<i>W—X</i>
		Гр, Рп, Ол	Кумулят	<i>A—B</i>
		Ол, Рп	»	<i>E—ABD</i>
		Рп, Ол	»	<i>E—ABD</i>
Гранатовые и оли- виновые вебсте- риты	а) Мп, Рп, Гр б) Мп, Рп, Ол (Гр)	Мп, Гр	Кумулят	<i>B—U</i> около <i>B</i>
		Мп, Рп, Ол	»	<i>D—B</i>
Дунит	Ол	Ол	Кумулят	—
Эклогит	а) Na, Мп ≤ Гр б) Са, Мп = Гр в) Мп > Гр		Продукт кристал- лизации	?
		Мп (± Гр)	Кумулят	<i>B—U</i>
		Мп	»	Мп-ликви- дус
Ильменитовая	а) Ильм, Ол, Мп ± Ол б) Ильм, Ол ± Фл	Ильм, Ол, Мп	Кумулят	?
		Ильм, Ол	»	?

* Часть кумулятов (особенно содержащие примесь флогопита) может быть продуктом взаимодействия магмы и флюидов с вышележащими реститами.

позволит дополнительно обосновать гетерогенность и закономерности эволюции верхней мантии.

Из приведенных данных следует, что верхняя, надастеносферная часть верхней мантии представляет собой пеструю, линзовидно-полосчатую смесь участков первичной или слабо истощенной мантии, «реститов», оставшихся от выплавления магм, неудаленных продуктов кристаллизации этих магм, кумулятов и (или) продуктов взаимодействия магм с вышележащей твердой мантией (табл. 14). В связи с этим возникает задача оценить средний состав разных типов верхней мантии на всю глубину литосферы, а также состав «первичной» верхней мантии. Эта оценка состава литосферной мантии возможна на основании данных табл. 11 и 13, если признать, что соотношение ксенолитов в табл. 11 примерно отражает состав верхней мантии в момент



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- I
- II
- III
- IV_a
- IV_b
- V
- VII
- VIII
- I, II
- VI
- VII, IV

0 500 1000 1500 км

извлечения ксенолитов, независимо от трактовки их происхождения. Такие подсчеты приводят к представлению о лерцолит-гарцбургитовой или просто гарцбургитовой верхней мантии, эклогит-лерцолитовой или «пиролитовой» первичной или слабо истощенной мантии и, наконец, пироксенитовой (габбро-пироксенитовой) мантии (табл. 15, 16).

Эти модели развиваются и другими авторами на основании независимых методов реконструкции. В частности, *гарцбургитовая модель* мантии следует из изучения офиолитов и альпинотипных ультрабазитов (Велинский, 1976; Шейнман, 1968; Nicolas, Jackson, 1972; Петрология..., 1977; и др.), гарцбургитов океанов (Дмитриев, 1973), представлений о дунитах и гарцбургитах как предельно «истощенных» реститов, из которых удалены почти все выплавки (O'Hara et al., 1975; Васильев, 1975; Глубинные ксенолиты..., 1975; и др.). Наличие гарцбургитовой истощенной мантии под океанами показано и в модели А. Е. Рингвуда (см. рис. 33). Наиболее истощенные составы, приближающиеся к дунитам (см. графы 2, 4—6 в табл. 15), содержат менее 1% Al_2O_3 и около 0,5% CaO.

Эклогит-лерцолитовая, или *пиролитовая*, модель наиболее распространена при оценке состава верхней мантии и особенно первичной неистощенной мантии. Эта модель получается различными методами:

1) простое усреднение наиболее распространенных шпинелевых или гранатовых перидотитов и эклогитов в той или иной пропорции (см. табл. 11, 15);

2) сопоставление составов ультраосновных ксенолитов как реститов в мантии и составов расплавов, удаленных из мантии как комплементарных систем. (На рис. 36 показана комплементарность гарцбургитов, гранатовых гарцбургитов, гранатовых лерцолитов (реститов с разной степенью выплавления) и коматиитов Южной Африки и некоторых пикритов, трактуемых как первичные недифференцированные выплавки из мантии. Для пары MgO—FeO приводится несколько вариантов таких реконструкций, иллюстрирующих широкие вариации теоретических составов верхней мантии);

3) сопоставление теоретических составов с конкретными, наименее «истощенными» ксенолитами и наиболее ультраосновными составами мантийных магм. В частности, состав гранатовых лерцолитов, богатых гранатом и клинопироксеном (см., например, O_m на рис. 36 и графу 10 в табл. 15), сходен с составом коматиитов и находится на одной линии с реститами, что послужило основанием отнести такие лерцолиты к первичной, неистощенной мантии (O'Hara et al., 1975). А. Е. Рингвуд (Ringwood, 1966, 1975) — первый создатель пиролитовой модели, неоднократно сравнивал составы теоретических пиролитов с составами коматиитов, неистощенных перидотитов и магм, оцененных на основании усреднения состава офиолитов (см. гл. 4).

Как показано в табл. 15 и 16 и на рис. 36, часть составов «первичных магм» (графы 18, 21 в табл. 15) близка составу пиролитовой и других лерцолитовых моделей, другие (графы 19, 20, 22) заметно отклоняются от них и ближе к составу пироксенитовых моделей.

При всем разнообразии лерцолитовых (пиролитовых) модельных составов (см. табл. 15) все они, благодаря преобладанию оливина и граната, недосыщены кремнеземом (43—46% SiO_2 , как и в гарцбургитовой модели) и содержит мало CaO (2,3—4,3%). По содержанию

Рис. 35. Карта типов верхней мантии на территории СССР и сопредельных стран. Составили Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев.

1 — ксенолиты в кайнозойских базальтоидах; 2 — в мезозойских базальтоидах и кимберлитах; 3 — то же, в палеозойских; 4, 5 — находки эклогитов (4) и эклогитоподобных пород (5) в коре; 6 — границы платформ и океанических плит; 7 — границы тектонических зон; 8 — ориентировочные границы разных типов верхней мантии под континентом. I—VIII — разные типы верхней мантии в соответствии с табл. 17.

Таблица 15

Теоретические модели верхней мантии (состав, %)

Компонент	Гарцбургитовая (истощенная) модель							Лерцолитовая (пиролитовая) модель									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	43,63	43,40	45,0	41,11	43,72	42,70	45,40	45,17	46,10	46,21	44,2	45,7	45,10	42,86	45,50	43,03	48,20
TiO ₂	0,09	0,02	0,1	0,08	0,08	0,06	0,10	0,71	0,22	0,15	0,10	0,20	0,50	0,33	0,36	0,60	0,34
Al ₂ O ₃	1,61	0,91	1,7	0,56	0,75	0,43	1,25	3,54	4,30	4,90	2,70	3,70	4,10	6,99	4,15	4,34	6,1
Cr ₂ O ₃	—	0,40	0,4	0,35	0,20	0,28	0,36	0,43	—	0,60	0,30	0,40	0,30	0,18	—	0,31	0,30
Fe ₂ O ₃	3,10	2,35	6,8	1,24	1,08	1,04	—	0,46	—	1,64	1,10	5,10	2,00	0,36	—	—	1,20
FeO	5,45	6,05	2,2	9,31	6,90	6,18	8,00	8,04	8,20	10,56	7,30	3,60	7,90	8,97	11,10	12,67	6,60
MnO	0,15	0,11	0,1	0,15	0,12	0,12	0,11	0,14	—	0,18	0,15	0,10	0,20	0,14	0,16	0,18	—
NiO	0,32	—	0,1	0,44	0,25	0,41	—	0,20	—	0,23	0,20	0,10	0,20	—	—	—	—
MgO	44,52	46,10	42,6	46,33	46,20	48,06	43,65	37,47	37,60	30,82	41,30	38,40	36,70	35,07	33,40	35,00	32,30
CaO	1,08	0,93	0,7	0,17	0,44	0,58	0,83	3,08	3,12	4,30	2,40	2,30	2,30	4,37	4,05	3,06	3,20
Na ₂ O	0,05	0,02	0,2	0,23	0,09	0,10	0,16	0,57	0,43	0,35	0,25	0,30	0,60	0,45	0,60	0,65	2,20
K ₂ O	0,01	—	0,1	0,03	0,11	0,03	0,12	0,13	0,03	0,04	0,02	0,10	0,02	0,03	0,08	0,10	0,07
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,06	0,02	0,02	0,06	—	0,02	—	—	0,10	—	—	0,06	0,02
Сумма	100,01	100,29	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,02	100,00	100,02	99,75	99,40	100,00	100,53

Первичные магмы и пироксеновая модель

Компонент	Первичные магмы						Пироксенитовая мантия						
	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	44,80	46,50	47,10	47,00	45,8	56,3	47,60	47,40	45,10	50,44	49,2	48,7	49,5
TiO ₂	0,20	0,20	0,30	0,20	0,70	0,1	0,25	0,50	0,36	0,16	0,62	0,4	0,25
Al ₂ O ₃	4,20	3,60	6,60	4,00	7,16	5,7	5,35	7,85	8,50	5,18	8,63	8,6	4,15
Cr ₂ O ₃	0,40	0,40	—	0,40	0,20	0,4	—	0,30	—	0,46	0,31	0,3	0,35
Fe ₂ O ₃	—	1,00	1,00	—	2,20	1,5	2,20	2,30	—	3,38	3,24	—	1,95
FeO	8,20	9,40	7,70	5,40	7,20	7,7	5,80	6,80	9,80	4,12	5,07	13,0	4,40
MnO	0,10	0,20	0,20	0,10	0,13	0,1	0,15	0,15	0,15	0,18	0,17	0,5	0,14
NiO	0,20	—	—	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08
MgO	39,20	33,00	30,20	38,9	30,0	25,1	31,70	24,50	26,50	25,39	19,2	14,0	22,80
CaO	2,40	5,10	6,80	3,10	5,42	2,3	6,40	9,20	8,20	9,95	12,3	7,2	15,70
Na ₂ O	0,20	0,50	0,20	0,50	0,95	0,6	0,40	0,95	0,70	0,39	0,9	0,3	0,42
K ₂ O	0,05	0,20	0,02	0,10	0,30	0,2	0,15	0,05	0,05	0,27	0,06	0,01	0,16
P ₂ O ₅	0,01	0,01	—	0,03	0,04	—	—	—	—	0,08	—	—	0,10
Сумма	99,96	100,11	100,12	100,03	100,10	100,00	100,00	100,00	99,36	100,00	99,72	93,11	100,00

Примечание. 1 — альпинотипный гипербазит (Лутц, 1975); 2 — гипербазиты офиолитов Куртушибинского пояса (Петрология..., 1977); 3 — гарцбургит океанов (Дмитриев, 1973); 4 — истощенная мантия (Harris et al., 1967); 5 — гарцбургиты тр. Мир; 6 — безгранатовые перидотиты вулкана Лешейн; 7 — пироповые перидотиты из трубок Южной Африки (5—7 — Глубинные ксенолиты..., 1975); 8 — пиролит III (Green, Ringwood, 1967b); 9 — пиролит, 83% гарцбургита и 17% толеита (Ringwood, 1975); 10 — гранатовый лерцолит (O_M на рис. 36) неистощенный (O'Hara et al., 1975); 11 — «неистощенная» гранат-лерцолитовая мантия (Harris et al., 1967); 12 — океанический лерцолит (Дмитриев, 1973); 13 — мантия без летучих (Nicholls, 1967); 14 — верхняя мантия под Нью-Мексико (Carter, 1970; см. табл. 11 и рис. 27); 15 — верхняя мантия под Драйзер-Вейхер (Kuno and Aoki, 1970; см. табл. 11); 16 — верхняя мантия под Гавайями (Wright, 1972); 17 — верхняя мантия под Колорадо (McGetchin, Silver, 1972); 18 — «неистощенные» перидотиты Лизард, аналогичные перидотитам Тинакилло (цит. по Ringwood, 1975); 19, 20 — коматиты из Южной Африки (Viljoen M., Viljoen R., 1969; Nesbitt, 1972); 21, 22 — средневзвешенный состав перидотитов Вуринос (21) и Куртушибинского хребта (22); 23 — магнетальные марьяниты; 24, 25 — континентальная (24) и океаническая под Гавайями (25) мантия с учетом дезинтеграции ксенолитов (Кутолин, Агафонов, 1978); 26 — мантия под Гавайями (Jackson, Wright, 1970); 27, 28 — гранатовые вебстериты под континентами и океанами; 29 — ахондриты (говардиты) (Ahrens, Danchin, 1971); 30 — верлит-пироксенитовая мантия (60% верлиты и клинопироксениты, 20% вебстериты; 20% перидотиты).

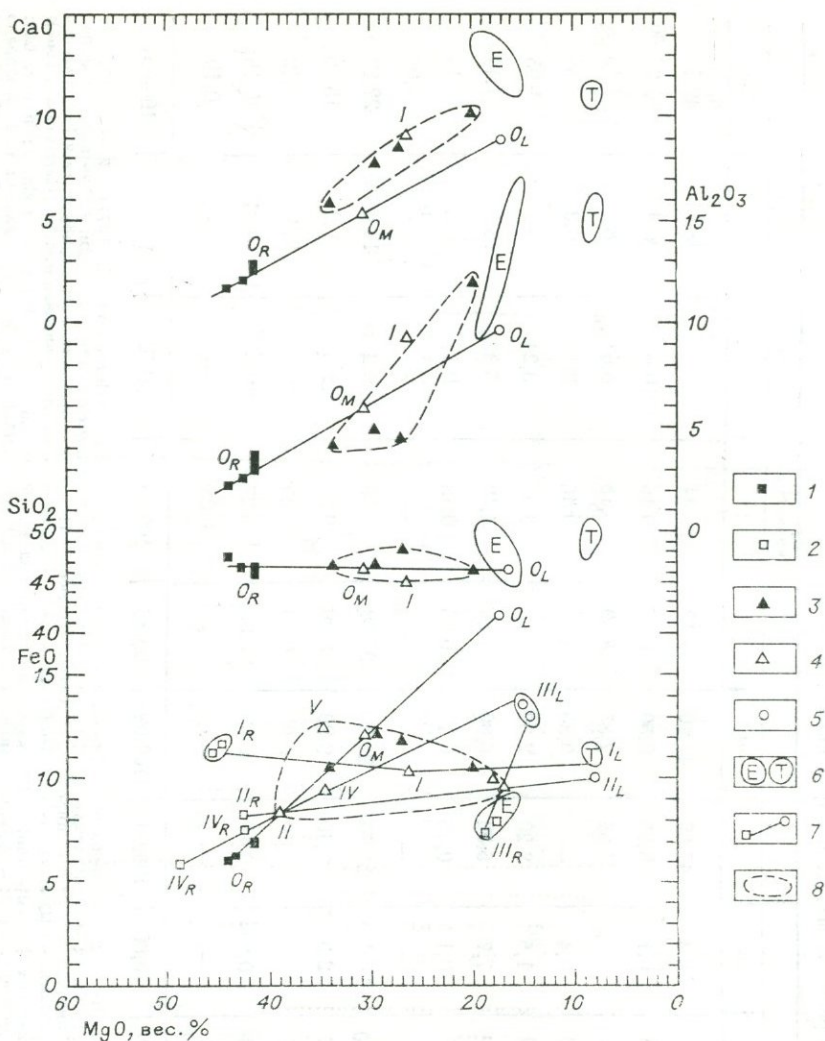


Рис. 36. Соотношение составов реститов, исходных мантийных пород и выплавок из них (O'Hara et al., 1975).

1 — средние составы типичных реститов-гарцбургитов, гранатовых гарцбургитов и гранатовых лерцолитов из Южной Африки (Carswell, Dawson, 1970); 2 — реститы в других моделях (I—IV), 3 — составы коматиитов и магнизиальных пикритов; 4 — составы исходных мантийных пород в моделях 0—V (O_M — наименее истощенный гранатовый лерцолит); 5 — составы выплавленных магм в моделях (0—V), 6 — составы наиболее обычных толеитов (T) и эклогитов (E) в мантии; 7 — линии, соединяющие реститы, исходные породы и выплавки в моделях 0—V; 8 — поля коматиитов и исходных составов. 0 — (O'Hara et al., 1975); I—III — (Jackson, Wright, 1970): I — для толеитов, II — для щелочных оливиновых базальтов, III — для меллититовых базальтов; IV — (Carter, 1970), показаны два возможных рестита, менее истощенных и сильно истощенных; V — (Wright, 1972) вероятный состав мантии под Гавайями.

Al_2O_3 (3,5—7,0%), ΣFeO (8—12,7%), MgO (41—30%) вариации несколько больше в зависимости от метода расчета. Расхождения в 3—5 раз наблюдаются в отношении Na_2O и K_2O . Среднее содержание Na_2O около 0,5%, K_2O — 0,05%, но последняя может быть повышена в 3—5 раз, если учесть содержание флогопита в верхней мантии порядка 5%.

Пироксенитовая (или эклогит-лерцолитовая, лерцолит-пироксенитовая) модель также получается несколькими способами: 1) усреднение реальных наборов глубинных ксенолитов (см. табл. 11); 2) учет избирательной дезинтеграции пироксенитовых ксенолитов во многих типах базальтовых магм (Кутолин, 1972; Кутолин, Агафонов,

1978); 3) сравнение составов пироксенитовых ксенолитов с составами «первичных» магм (некоторые коматиты, марианиты, см. заключительный раздел главы), составами хондритов и особенно ахондритов (см. табл. 15) и теоретических смесей коры и верхней мантии (см. гл. 2). От предыдущих модельных составов пироксенитовые отличаются более высоким содержанием SiO_2 (47—50%, как в базальтах и коматитах), Al_2O_3 (5—12%), CaO (5—12%) и низким — MgO (30—15%). Содержание ΣFeO во всех моделях остается примерно на одном уровне ($9 \pm 3\%$), что видно на рис. 36. Содержание щелочных элементов в пироксенитовой модели повышено незначительно, поскольку их главные концентраторы во всех случаях — флогопит и амфибол, и только в фации D калий начинает концентрироваться в пироксенах. По соотношению Al, Ca, Mg эти составы близки к пикритам, но отличаются от них более высоким содержанием SiO_2 .

Существование пироксенитовой мантии независимо от происхождения пироксенитов — реальный факт, но насколько «первична» такая мантия — особая проблема. Здесь возможны несколько вариантов:

1. Первичной мантией является только лерцолитовая (пиролитовая), а накопление пироксенитов (преимущественно кумулятов, см. табл. 14) в верхней мантии — результат дифференциации первичного вещества с обособлением (в пределе) дунит-гарцбургитового остатка, андезитовой или базальтовой коры и пироксенитового «довеска», необходимого, чтобы компенсировать нехватку CaO и Al_2O_3 при усреднении андезитов (континентальной коры) и гарцбургитов (см. гл. 2).

2. Часть пироксенитовой мантии действительно «вторична» (особенно мантия типа 30 в табл. 16), но значительная добавка пироксенитов отражает первичный состав мантии. Это в первую очередь касается мантии под океаническими островами (типа Гавайских), островными дугами и некоторыми складчатыми областями. Здесь обнаруживаются систематические отличия от континентов в составе одноименных пород (перидотитов и пироксенитов), свидетельствующие о меньшей «истощенности» мантии под океанами. По модели субдукции, как составной части глобальных геодинамических реконструкций, пироксениты и эклогиты могут поступать в мантию под островными дугами (и складчатыми областями, развившимися на их месте) в виде погружающихся литосферных плит или блоков (см. гл. 4). Здесь мантия как бы снова усредняется, выделяя лишь небольшой избыток в виде андезитового вулканизма островных дуг. Погружение литосферных плит и блоков, судя по глубокофокусным землетрясениям, возможно до глубин 650 км. Это послужило А. Е. Рингвуду основанием для разделения мантии по составу ниже и выше границы 650 км, совпадающей с важным фазовым переходом (см. рис. 32, в).

3. Лерцолитовая и пироксенитовая мантии (или мантии с лерцолитовой и пироксенитовой тенденцией) отражают первичную неоднородность мантии, различаясь, в частности, под Тихоокеанским и остальными сегментами Земли. Это подтверждается некоторыми отличиями базальтового магматизма Тихого океана от других океанов (см. гл. 5). Как известно, асимметрия Земли находит много аналогий в строении Луны, Марса и, возможно, других планет. Причиной этой асимметрии могла быть первичная неоднородность мантии, связанная с историей возникновения планет (Пушаровский, 1978; и др.).

Наиболее вероятен второй вариант (с возможными вариациями), но это не исключает дискуссию и по другим вариантам.

Таким образом, с помощью глубинных ксенолитов успешно реконструируется состав и строение литосферной верхней мантии. Литосферная верхняя мантия имеет, скорее всего, линзовидное или неоднородно-слоистое строение и обнаруживает закономерные вариации по

вертикали и латерали в зависимости от степени «истощения» (выплавления) или накопления кумулятов и реакционных продуктов. Эти вариации, а также распространенность амфибола и флогопита в верхней мантии обуславливают многие особенности мантийного магматизма, а также возможность регенерации астеносферных линз (т. е. активизации) верхней мантии. Соответственно этому выделены типы верхней мантии (см. табл. 13) и показано распространение отдельных типов мантии в разных геотекстурах (см. рис. 33—35).

АСТЕНОСФЕРА И ЕЕ РОЛЬ

В предыдущем разделе охарактеризован состав и строение литосферной (верхней твердой) части верхней мантии до глубин 70—300 км. Глубже располагается астеносфера — вероятно, важнейшая составная часть верхней мантии, строение и развитие которой определяют процессы в вышележащей твердой литосфере. Верхняя граница астеносферы располагается на разных глубинах, судя по сейсмическим данным. Как мы уже отмечали, с течением времени эта граница может меняться и глубокая часть твердой литосферы (глубже 100 км) может превращаться в астеносферу.

Следует напомнить, что астеносфера, или слой (слои) пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии — понятие геофизическое. Основные параметры этого приведены в табл. 16. Она выделяется прежде всего как волновод — слой пониженных скоростей на глубинах около 50—100 км. Это понижение наиболее отчетливое для v_s , меньше v_p , но и v_p падает в срединно-океанических хребтах от 7,9 до 7,2—7,0 км/с (Francis, 1969; Forsyth, 1977). Под остальными активными зонами мантийный волновод выражен хуже или имеет более сложное строение (под островными дугами), а под континентами может отсутствовать (Тараканов, Левый, 1969; Isacks et al., 1968; Алексеев, Рябой, 1976). Максимальная мощность волновода, достигающая 200—300 км, устанавливается под срединно-океаническими хребтами. С наличием волновода обычно коррелируется низкая сейсмическая прозрачность или «добротность» (Isacks et al., 1968), а также резкое изменение электропроводимости верхней мантии (Алексеев и др., 1977).

В последнее время астеносферу определяют также как сплошной интегральный слой пониженной добротности и, по-видимому, вязкости (Жарков, 1978). Но в настоящее время астеносфера приобрела большую роль в общегеологических и петрологических построениях. Через нее пытаются вывести корни тех физических явлений, которые управляют глобальными геологическими процессами — тектоникой, магматизмом и метаморфизмом (Белоусов, 1968; Вулканические ассоциации..., 1976; Соболев, 1973; Добрецов и др., 1974; Ботт, 1974; и др.). Достаточно упомянуть, что единственной пока движущей силой в моделях новой глобальной тектоники (или «тектоники плит») считаются астеносферные течения (Elsasser, 1971; Ботт, 1974; Ушаков, 1974; Сорохтин, 1974).

Между тем ни существование этих астеносферных течений, ни конкретные модели состава и строения астеносферы не доказаны. Существуют различные представления — от твердого слоя с аномальными концентрациями железа и (или) титана (Лутц и др., 1977) до полнотью (или сильно) расплавленного слоя. Помимо этих крайних допущений более обычными считаются модели, в которых астеносферу представляют как слой частичного плавления (Anderson, Spetzler, 1970; Соболев, 1973; Ringwood, 1975; Пузырев и др., 1974). Этот слой, по мнению многих исследователей (Ушаков, 1974; Сорохтин, 1974), более легкий, чем перекрывающая твердая и относительно жесткая литосфера. Этот тезис, как и степень или динамика плавления, состав расплава и режим летучих, конфигурация и развитие такой зоны

плавления, до недавнего времени принимались достаточно произвольно. Сейчас в эти вопросы можно внести определенную ясность, установив те разумные пределы, которые согласуются с новыми, все более обильными и точными геофизическими, экспериментальными и петрологическими данными (Добрецов, 1978).

Прежде всего отметим геологические и геофизические доказательства существования расплава в астеносфере. Данные вулканологии и палеовулканологии в сочетании с геохимическими, экспериментальными исследованиями и изучением глубинных ксенолитов показывают, что расплавы в мантии существуют практически всегда (хотя бы в какой-то части земного шара), причем глубина генерации многих мантийных магм достигает тех глубин, где по геофизическим данным устанавливается астеносфера. Глубинность генерации магм оценивается по глубинности ксенолитов в них, по минералогическим геобарометрам, температурам кристаллизации ранних фенокритов, достигающих 1500°C , и косвенным данным, учитывающим особенности состава магм в сопоставлении с экспериментальными результатами. Сами геофизические данные для тех участков, где проведены детальные сейсмические исследования (см. табл. 16), показывают, что астеносфера представляет не только и не столько слой пониженных скоростей сейсмических волн (волновод), сколько слой (слон) с заметным затуханием волн (особенно поперечных), изменением электропроводности и другими аномальными свойствами, которые лучше всего согласуются с представлением о частичном плавлении в астеносфере (Соболев, 1976, Ringwood, 1975, Крылов и др., 1975).

Изменение модуля твердости и скорости распространения сейсмических волн, как показывают теоретические оценки (Stocker, Gordon, 1975; Ботт, 1974) и экспериментальные данные (рис. 37, а), зависит не только от количества расплава, но также от структуры его распределения в породе и его вязкости, зависящей, в свою очередь, от содержания летучих. Наибольший эффект, как можно ожидать, создает связанная система пленочной жидкости, облегчающей все зерна и подобной метаморфогенному флюиду. При этом, как видно из экспериментальных данных (см. рис. 37), для достижения эффекта волновода достаточно небольшое количество «пленочного» расплава, порядка первых процентов. Заметное снижение скорости сейсмических волн (на 1—2 км/с) происходит при содержании расплава в перидотите всего 1—3%, а при содержании расплава 10—15% скорости волн оказываются такими же, как в полностью расплавленном толеите (см. рис. 37, а). Это связано, по-видимому, с тем обстоятельством, что при таких содержаниях расплава отдельные зерна породы теряют связность и порода в целом ведет себя как вязкая жидкость.

Данные по электропроводности оценены и при 1 бар, и при 15 кбар (см. рис. 37, б). Общий характер зависимости электропроводности от степени плавления одинаковый при разных давлениях, хотя в целом с ростом давления электропроводность растет. Наблюдаемая проводимость в астеносфере на глубинах 50—70 км порядка $2 \times 10^{-3} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$, что соответствует степени плавления по кривой для 15 кбар (см. рис. 37, б) не более чем 3%.

По независимым геофизическим данным (затухание сейсмических волн и др.), содержание расплава в астеносфере оценивается в пределах 1—10% (Пузырев и др., 1974; Крылов и др., 1975; Anderson et al., 1971), вероятно, ближе к 1—5%. При таком количестве расплава он будет близок к насыщению летучими даже при малом содержании флюида в исходной мантии (не более 0,1%); например, в виде флюгипита, амфибола, карбонатов (?) или в виде растворенных в силикатах H_2O , CO_2 , H_2 и др. Очевидно, такой расплав будет кристаллизоваться при значительно более низких температурах, чем «сухой» рас-

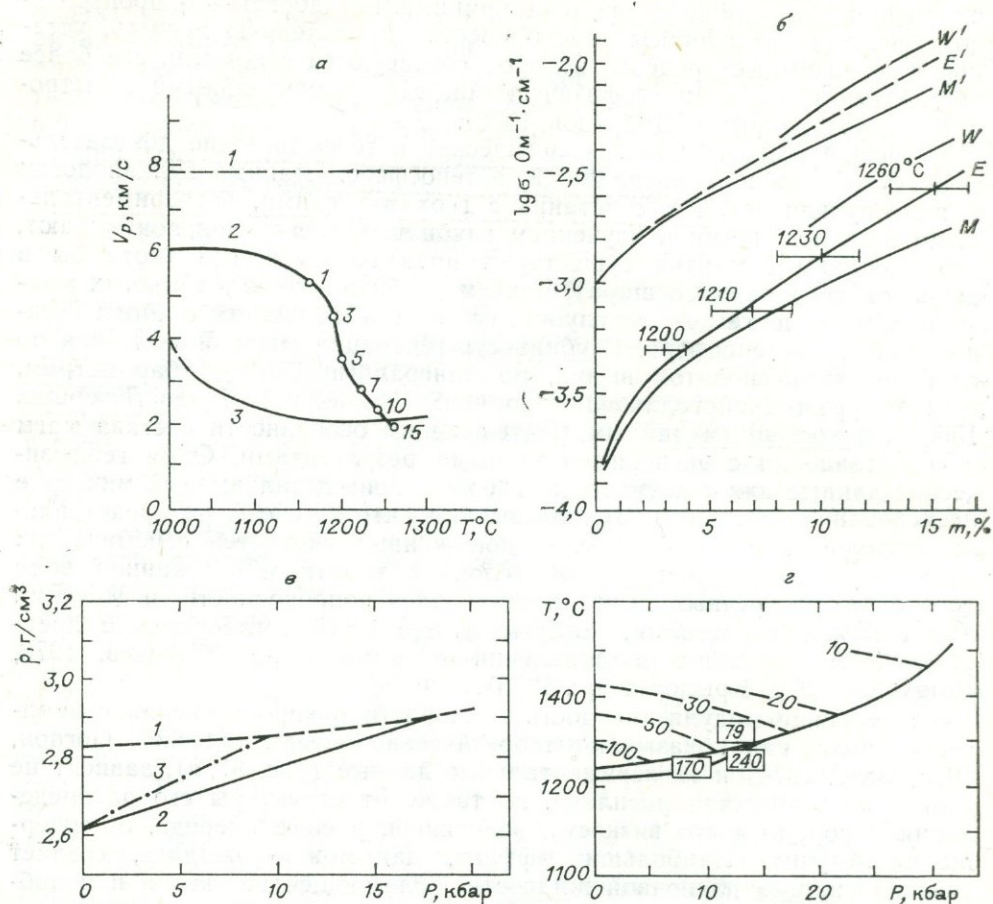


Рис. 37. Экспериментальные данные, иллюстрирующие свойства астеносферы.

a — скорости волн сжатия, для оливинового агрегата с нулевой пористостью (1), для перидотита (2) с разной степенью плавления (объемная доля расплава указана цифрами около точки) и расплавленного оливинового толеита (3) (Mugase et al., 1977); *б* — электропроводность перидотита в зависимости от степени плавления (E — экспериментальные данные (размеры отрезков указывают пределы ошибок), M и W — расчетные кривые для разных моделей при $P=1$ кбар; E', M', W' — то же, при $P=15$ кбар (Mugase et al., 1977); *в* — экспериментальная плотность стекла (1) и расплава оливинового толеита (2); 3 — теоретическая плотность расплава при предположении, что сжимаемость не зависит от давления (Fujii, Kushiro, 1977a); *г* — вязкость базальтов в паузах, указана цифрами на изолиниях для верхней кривой (толеит из Килауэа) и цифрами в прямоугольниках для нижней кривой (толеит из Срединно-Атлантического хребта) (Fujii, Kushiro, 1977a, б).

плав, причем снижение температуры может достигать 400—500°C (см. рис. 19). Это снимает возражения о «слишком низких» температурах в астеносферном слое, полученных на основании тепловых потоков.

Но такой «поровый» расплав, в малых количествах и насыщенный летучими, не способен внедряться в верхние этажи или изливаться на поверхность. При слишком малом содержании магмы и при реальных ее вязкостях порядка 10^2 пауз, а также при низких скоростях деформации твердого каркаса, она не способна дренироваться и сегрегироваться. Теоретические оценки (Frank, 1968; Arndt, 1977a, б) показывают, что проницаемость расплава через частично расплавленную астеносферу сильно зависит от степени плавления, размера зерен и в меньшей степени — от вязкости магмы. Согласно модифицированному закону Дарси объемная скорость течения магмы u и через единицу площади сечения для случая безстрессового, свободного просачивания магмы, равна:

$$u = V \Delta \rho g = \frac{m^3 a^2}{\mu x} \Delta \rho g, \quad (36)$$

где $\Delta p = \Delta \rho g$ — «движущая сила» поднимающейся магмы (для стресса $\Delta p > \Delta \rho g$); B — коэффициент проницаемости, зависящий от геометрии микроканалов.

Выражение, раскрывающее зависимость B от степени плавления m , размера зерен a , вязкости μ и безразмерного коэффициента χ (в данном случае около 145), получено (Arndt, 1977a) для экспериментально подтвержденной геометрии каналов в виде параллельных стенок (пленки между зернами, микротрещины). Если плавление концентрируется на стыках трех и более зерен, то микроканалы приобретают вид трубок и тогда

$$B = \frac{m^2 \cdot a^2}{\mu \chi} \quad (37)$$

При реальных размерах зерен $a = 0,1 - 0,3$ см, наблюдаемых в глубинных включениях, $\mu \sim 100$ пуаз (см. рис. 38), согласно выражению (36) при $m = 0,001$ $B = 7 \cdot 10^{-17}$; при $m = 0,05$ $B = 0,9 \cdot 10^{-11}$. Оценки степени драгирования магмы из астеносферы, полученные из уравнения (36) и модельных экспериментов (Arndt, 1977в), приведены на рис. 38 для случая медленно поднимающегося (со скоростью 2—50 см в год) участка астеносферы. При степени плавления менее 5% будет дренироваться менее 1% расплава, при некоторых дополнительных предположениях он вообще не будет дренироваться.

Таким образом, для вероятных условий в мантии расплав будет дренироваться и (или) сегрегироваться при его содержании более 5%. Но если даже сегрегация магмы (при ее содержании в астеносфере менее 3%) произойдет, то такая магма, насыщенная летучим, при подъеме вверх сразу раскристаллизуется, поскольку адиабатический градиент (тем более сверхадиабатический) круче или даже имеет другой знак, чем наклон линии плавления такой магмы в $T-P$ -координатах. В астеносферном интервале глубин (15—30 кбар) линии плавления водонасыщенности магм основного и ультраосновного состава будут находиться вблизи минимума (см. рис. 19, 50, 49).

Следовательно, чтобы астеносферный расплав был способен внедряться вверх, нужно «подогреть» и увеличить его количество за счет дополнительного плавления и (или) сегрегации в кровле (или выступях) астеносферы. Оценку количества расплава в таких «магмагенерирующих» линзах в астеносфере можно получить разными спосо-

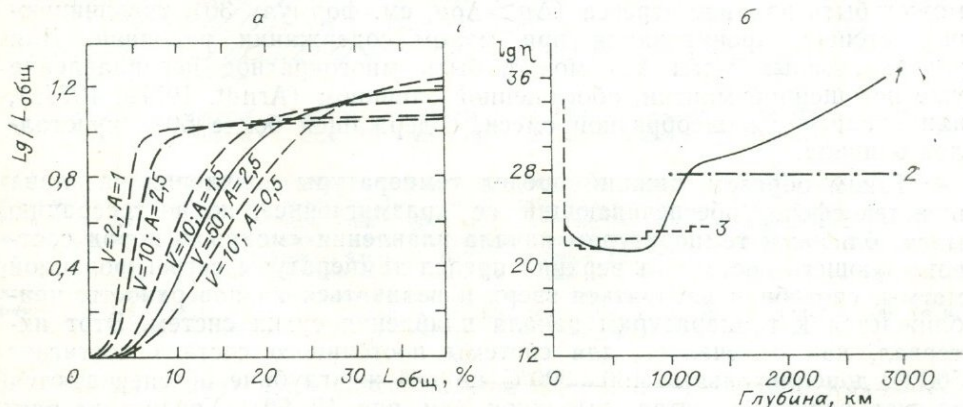


Рис. 38. Модели выплавления и вязкости в верхней мантии.

a — доля сегрегируемой и удаляемой жидкости L_g в отношении к общему количеству расплава $L_{\text{общ}}$ (объемных %) в зависимости от скорости подъема мантийного диапира V (см/год) и размера зерен в мантии, A (мм) (Arndt, 1977a), b — оценки распределения вязкости η в мантии, основанные на теоретических расчетах для диффузионной ползуемости (кривая 1), и по наблюдениям за деформацией мантии, зафиксированным в экваториальном вздутии (2) и последнем поднятии Скандинавии (3) (Ботт, 1974).

бами. Один из них использует соотношение расплава и фенокристаллов в реальных эффузивах, излившихся на поверхность. Оно достигает 80% вкрапленников и 20% стекла, т. е. количество расплава в таких линзах $\leq 20\%$. Другая оценка связана со способностью магмы дренироваться и сегрегироваться (см. рис. 38). Оптимальные условия, когда вся выплавляемая магма может быть удалена ($K_E \approx 1,0$), в зависимости от параметров модели (a и v) достигаются при содержании расплава 7—30% (в «среднем» около 20%). При степени плавления более 30% может происходить свободное осаждение или всплытие кристаллов и дифференциация магмы, т. е. излияния недифференцированных базальтов маловероятны. При степени плавления мантийного вещества более 40%, скорость отделения расплава превышает скорость расплавления мантии (Arndt, 1977a).

Содержания 20—30% (или 10—40%) больше минимального количества расплава на 1—2 порядка. Соответственно меньше на порядок содержание летучих (вероятно, P_{H_2O} уменьшается от 0,7—0,5 до 0,1 $P_{общ}$ или меньше). Эта верхняя оценка содержания летучих согласуется с оценкой содержания H_2O — 1—1,5 вес.% в изливающихся мантийных магмах, полученной прямыми измерениями в лавах и стеклах и на основе высоких температур кристаллизации фенокристов, достигающих 1500°C для пироксенов и оливинов (Бакуменко и др., 1976). Действительно, расплав, бедный водой, в астеносфере должен быть достаточно высокотемпературным (см. рис. 38).

Наконец, существуют косвенные оценки степени плавления в астеносфере при возникновении тех или иных магм, основанные на геохимических данных — сопоставление составов магм и респитов в отношении главных компонентов (см. рис. 36) и малых элементов. Оценка по главным компонентам для базальтоидных магм дает те же 15—40%, и только для ультраосновных магм (пикритовой, коматиитовой) требуется более высокая степень плавления (до 80%). Оценка по малым элементам (таким, как Rb, Sr, Th, U, лантаноиды) в сравнении с хондритами дает для щелочно-базальтоидных магм степень плавления в мантии менее 5% (Gast, 1968; Shimizu, Arculus, 1975), а для коматиитов — более 60% (Green, 1972; Nesbitt, Sun, 1976). К обсуждению этих вопросов мы еще вернемся в следующем разделе. Пока отметим, что если эти оценки верны, то они требуют предположения об особых условиях выплавления этих магм. Для щелочных базальтоидов это может быть влияние стресса ($\Delta p > \Delta \rho g$, см. формулу 36), увеличивающее степень дренирования при малом содержании расплава. Для ультраосновных магм это может быть многократное переплавление уже истощенной мантии, обогащенной оливином (Arndt, 1977a, 1977b), или внедрение кашеобразной смеси, содержащей более 50% кристаллов оливина.

Таким образом, нижний предел температуры появления расплава в астеносфере, обеспечивающий ее «размягчение», но не генерацию магм, близок к температурам начала плавления «мокрых» пород соответствующего состава, а верхний предел температуры сегрегированной магмы, способной внедряться вверх и изливаться на поверхность, приближается к температурам начала плавления сухих систем. Этот интервал, как отмечалось, для системы постоянного состава достигает 500°C, дополнительные 100—300°C на той же глубине обеспечиваются за счет вариации состава выплавов (см. рис. 19, 50). Увеличение расплава в астеносфере до 30% может вызываться конвективным переносом тепла от нижерасположенных зон плавления или даже поступлением «пузырей» расплава из нижней мантии. В пользу последнего предположения говорят некоторые геохимические сопоставления, свидетельствующие о том, что «некогерентные» элементы в земной коре (K, Rb, V, Th и др.) не могли сконцентрироваться из слоя 200—300 км,

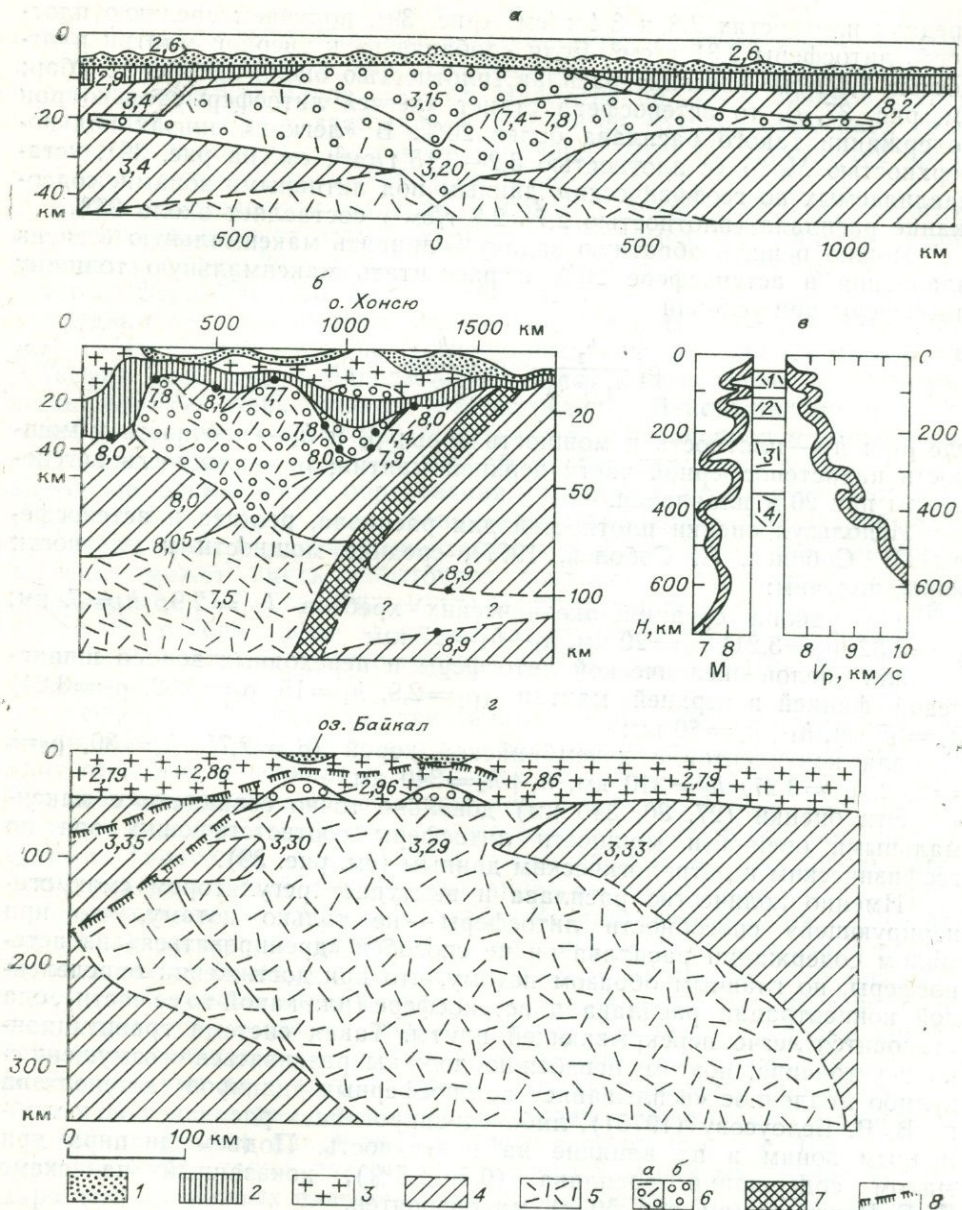


Рис. 39. Геофизические разрезы активных зон Земли с предполагаемой астеносферой. а — Срединно-Атлантический хребет (Talwani et al., 1965; вариант II с добавлениями); б — Японское море, дуга, желоб (Фотиади, Туезов, 1972; Asada, Shimamura, 1974, с добавлениями); в — полиастеносферная модель Курильской дуги (Тараканов, Левый, 1969); г — Байкальский рифт через северную часть оз. Байкал (Зорин и др., 1977).
 1 — M_z и K_z — осадки и вулканиты; 2 — второй и третий слой океанической коры, нижняя часть коры переходного типа; 3 — континентальная кора; 4, 5 — нормальная (4) и аномальная (5) верхняя мантия; 6 — линзы скопления легкого материала (расплава) с разным его содержанием (а и б); 7 — фокальная зона; 8 — верхняя кромка электропроводящих слоев.

а лишь из значительно более мощной сферы порядка 1000 км (Gast, 1960; Ringwood, 1975).

Из вышеизложенного ясно, что если в астеносфере содержится немного расплава, она не может быть легче перекрывающей литосферы, хотя такое предположение широко распространено в современных «глобальных» гипотезах (Ушаков, 1974; Сорохтин, 1975). Это подтверждается следующим простым расчетом (Добрецов, 1978). При средней мощности океанической коры 10 км, литосферной мантии 60 км и их

средних плотностях 2,8 и 3,4 г/см³ (рис. 39), получаем среднюю плотность литосферы 3,31 г/см³. Если «добавлять» к твердой мантии плотностью 3,4 г/см³ «легкий» расплав (плотностью около 2,9 при 15 кбар; см. рис. 37, в), то астеносфера станет «легче» литосферы только при содержании такого расплава более 20%. В «легких» линзах под поверхностью Мохо (с плотностью 3,2—3,15 г/см³; см. на рис. 39), устанавливаемых по геофизическим данным под активными зонами, содержание расплава (плотностью 2,7—2,8 г/см³) составляет около 35%.

Можно решить обратную задачу — принять максимальную степень плавления в астеносфере 20% и рассчитать максимальную толщину литосферы при условии

$$\rho_1 \frac{h_1}{h_1 + h_2} + \rho_2 \frac{h_2}{h_1 + h_2} = \rho_3, \quad (38)$$

где ρ_1 и h_1 — плотность и мощность коры; ρ_2 и h_2 — плотность и мощность наастеносферной части верхней мантии; ρ_3 — плотность астеносферы при 20% плавления.

Используя оценки плотностей для расплава, рестита и астеносферы (В. Соболев, С. Соболев, 1977), средние мощности и плотности коры, получим:

для района срединно-океанических хребтов ($\rho_1=2,9$, $h_1=7$ км, $\rho_2=3,32$, $\rho_3=3,21$) $h_2=20$ км, $h_1+h_2=27$ км;

для зрелой океанической литосферы и переходных зон со шпинелевой фацией в верхней мантии ($\rho_1=2,9$, $h_1=15$, $\rho_2=3,32$, $\rho_3=3,24$) $h_2=65$ км, $h_1+h_2=80$ км;

для континентов с докембрийской корой ($\rho_1=2,75$, $h_1=30$, $\rho_2=3,32$, $\rho_3=3,27$) $h_2=310$ км, $h_1+h_2=340$ км.

Эти оценки (27, 80, 340 км) довольно точно совпадают с максимальными оценками мощности литосферы соответствующих зон по геофизическим и петрологическим данным (см. рис. 39).

Именно количество расплава и выступает регулятором «магмогенерирующей» способности литосферы — не только потому, что при малом содержании расплава он не способен «дренироваться» из астеносферы, но главным образом потому, что при достижении определенной концентрации расплава в астеносфере (или какой-то ее части), она становится легче перекрывающей плиты. Такая система гравитационно неустойчива, поэтому неизбежно должны развиваться «возмущения» и либо медленное «всплывание» астеносферных диапиров (астенолитов по В. В. Белоусову (1975)), либо «дренирование» расплавов по ослабленным зонам и их влияние на поверхность. Подъем диапира при малом содержании расплава (0,5—1,5%), показанный на схеме А. Е. Рингвуда (см. рис. 50, а), маловероятен.

Дело, конечно, не в вышеприведенных ориентировочных оценках. Из самых общих соображений очевидно, что гравитационно неустойчивая система («легкая» астеносфера под «тяжелой» литосферой) не может существовать достаточно долго, во всяком случае в течение всей истории Земли. Вследствие этого возникает альтернатива: либо современная астеносфера под океанами действительно легче литосферы, но это временное неустойчивое состояние; либо система в целом остается всегда устойчивой, а временные локальные отклонения (накопление расплава) приводят к мантийному магматизму и удалению избыточного расплава из мантии. Первое предположение кажется менее вероятным, так как нет никаких доказательств, что современная эпоха характеризуется каким-либо специфическим характером или необычными масштабами мантийного магматизма. Второе предположение лучше согласуется с непрерывным (точнее, прерывисто-локальным) внедрением мантийных магм в течение всей истории Земли.

Другое дело, как и с какой скоростью реализуется локальная гравитационная неустойчивость в астеносфере. Решение задачи о плотности неустойчивости двух бесконечных слоев вязких жидкостей с одной границей раздела (Красс, Нападенский, 1972; Ушаков, 1974) показывает, что рост диапирового купола на границе этих двух сред зависит от амплитуды первичной неоднородности A_0 , плотностей сред, геометрии купола и вязкостей сравниваемых слоев.

При определенном размере купола λ диапиры растут быстрее всего, что определяет размер диапиров. Например, для куполов, изображенных на рис. 39 при $\Delta\rho=0,1-0,2$, мощности литосферы 20—40 км и астеносферы 150—300 км $\lambda \approx n \cdot 100$ км.

Одним из доказательств условия $\rho_{\text{лит}} > \rho_{\text{аст}}$ (Сорохтин, 1974; Ушаков, 1974) служит наличие срединно-океанического хребта (поднятие рельефа) там, где предполагается выход астеносферы на поверхность или ее очень близкое расположение. Действительно, в рифтовой зоне хребтов возможно временное гравитационное неравновесие, что подтверждается тем, что рельеф хребта вероятно, создан в четвертичное время после образования структуры магнитных аномалий (Грачев, 1977; и др.). Аналогичные этапы временных воздыманий рельефа характерны и для континентальных рифтов. Возможно, некоторое значение может иметь избыточное давление в восходящих струях, используемое О. Г. Сорохтиным при интерпретации гравитационных аномалий. Но в общем виде здесь достаточно предположить наличие обогащенной расплавом и относительно легкой линзы в астеносфере при условии $\rho_{\text{лит}} \leq \rho_{\text{аст}}$.

Геофизические разрезы, показанные на рис. 39, иллюстрируют наличие таких зон «размягчения» при содержании расплава менее 3% и линз «легкого» материала с вероятным содержанием расплава до 35%. Зон размягчения и линз расплавов может быть несколько, как предполагается в полиастеносферной схеме верхней мантии под островными дугами (Тараканов, Левый, 1969) и как следует из неоднородно-слоистой модели верхней мантии, основанной на результатах изучения глубинных ксенолитов (см. рис. 32—34). Возникновению слоев (или точнее линз) частичного плавления в верхней мантии благоприятствует также наличие фазовых переходов со скачком плотностей, что фиксируется по сейсмологическим и экспериментальным данным. Вблизи фазовых переходов, согласно правилу В. С. Соболева (Соболев, 1964), плавление силикатов становится инконгруэнтным с вероятным появлением минимума на кривой плавления. Это экспериментально установлено и показано на рис. 18 для кривых плавления альбита и анортита, и в разной степени для пород сложного состава (см. рис. 19). Важное значение имеет также разложение водосодержащих минералов, благодаря чему на кривых плавления также появляется локальный минимум (см. рис. 50).

На основе геофизических разрезов (см. рис. 39) и вышеизложенных петрологических соображений построена более сложная модель астеносферы (рис. 40), чем обычно ее интерпретируют. Главные ее особенности — прерывистость и невыдержанность, возможность полиастеносферного строения в участках утонения или выклинивания — создают сложную конфигурацию астеносферы, меняющуюся во времени.

Первым шагом к построению прерывистой модели астеносферы было построение сейсмического профиля Памир — Байкал (см. рис. 40, а), на котором впервые, хотя и схематично, было показано отсутствие астеносферы между активными областями (Алексеев и др., 1971). Другой крупный шаг — построение карты распространения астеносферы на территории СССР (Алексеев и др., 1977; рис. 41). На этой карте видно, что астеносфера относительно достоверно установлена только под активными областями — под Кавказом, Памиром (?), Байкальской

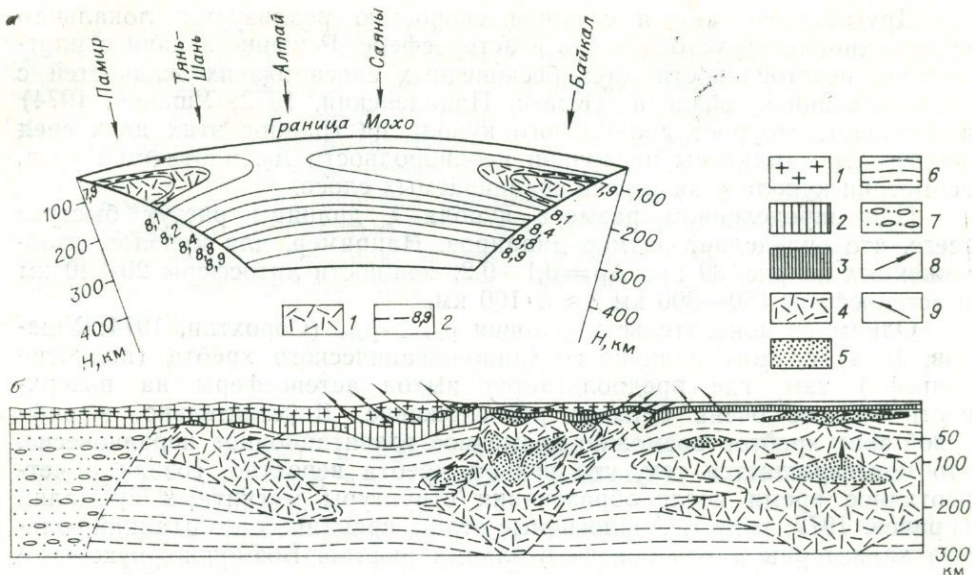


Рис. 40. Прерывистая модель развития астеносферы под активными зонами в океанах и континентах.

а — профиль Памир — Байкал (Алексеев, Рябой, 1976); 1 — астеносфера; 2 — изолинии скоростей волн V_p ; **б** — предполагаемый профиль океан — крайнее море — континент: 1 — 2 — гранитно-метаморфический (1) и гранулит-базитовый (2) слои континентальной коры; 3 — океаническая базитовая кора; 4 — аномальная мантия (астеносфера); 5 — линзы концентрации расплава в мантии и нижней части коры; 6 — нормальная неистощенная мантия; 7 — истощенная мантия под докембрийскими платформами; 8 — направление течения в расплаве и астеносфере; 9 — надвиги в коре.

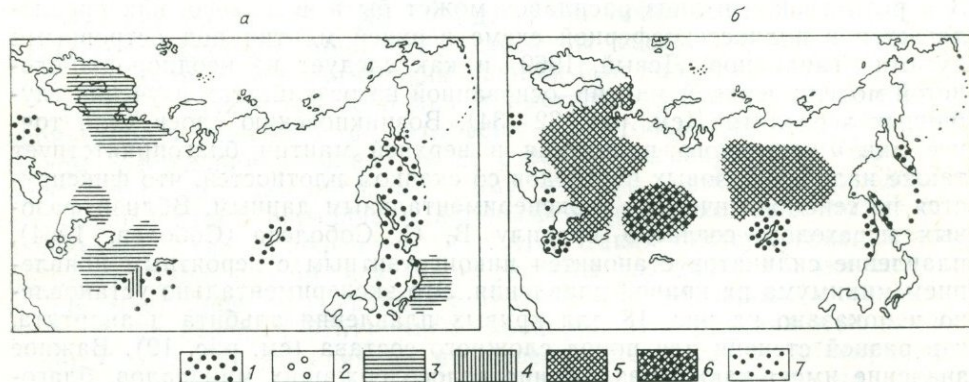


Рис. 41. Схема распределения астеносферных зон на территории СССР (Алексеев и др., 1977).

а — по данным распространения сейсмических волн; **б** — по данным изучения электропроводности. Область распространения (1, 2) и отсутствия (3, 4) астеносферных слоев по уверенным (1, 3) и неуверенным (2, 4) данным; 5 — $S < 10^8$; 6 — $3 \cdot 10^8 < S < 5 \cdot 10^8$; 7 — $S > 10^9$ (в симменсах).

рифтовой зоной, островными дугами и окраинными морями. В прилегающих частях океанической мантии астеносфера может отсутствовать (Asada, Shimamura, 1974; Алексеев и др., 1977). Распространение астеносферы, по геофизическим данным, в целом коррелируется с нашей картой типов верхней мантии (см. рис. 35), составленной на основании глубинных ксенолитов. Астеносфера в активных зонах на континентах присутствует там, где сохранилась неистощенная пироксенитовая или перидотит-пироксенитовая мантия. Например, астеносфера под областью Байкальского рифта круто выклинивается в сторону Сибирской платформы, где мантия истощенная, и распространяется далеко на юг и юго-запад, в сторону Алтая и Монголии, где мантия, судя по глубин-

ным ксенолитам, менее истощена. Аналогичная картина устанавливается для Тянь-Шаня.

Локальность астеносферы, ее отсутствие или очень глубокое залегание под платформами сейчас признается все большим числом геофизиков (Biswas, Knoroff, 1974; Gonez, 1974; Froidevaux et al., 1977). Поэтому сложная прерывистая модель астеносферы (см. рис. 40), хотя и предварительная, правильно отражает основные ее особенности не только для территории СССР, но и для всего земного шара.

Регулятором мощности астеносферы выступает не только разная теплопроводность, но и процессы в нижней мантии, связанные с выделением ядра. Более того, логично допустить локальность плавления не только во времени, но и пространстве, т. е. наличие астеносферы в одних участках мантии и исчезновение в других. Только в эпохи максимального прогрева (максимального развития астеносферы) можно допустить непрерывный (или ячеисто-непрерывный) астеносферный слой.

Эта схема (рис. 42) основана на идее конвективного самовсплывания, или «зонной плавки».

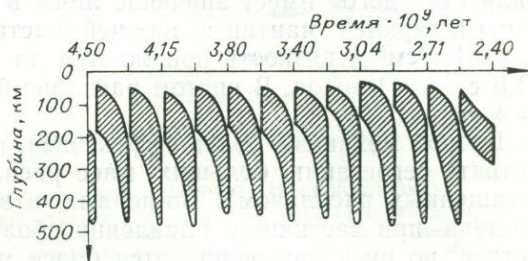


Рис. 42. Процесс периодического плавления в мантии Земли (по А. Н. Тихонову и др., 1969). Заштрихованные фигуры показывают глубину и время существования частично расплавленных зон в мантии.

ГЛУБИННАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И ПРИНЦИП ПЛАНЕТАРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Из предыдущего изложения должно быть ясно, что рождение в астеносфере и перемещение вверх мантийных магм — важнейший способ дифференциации верхних оболочек Земли (истощения и регенерации верхней мантии, обособления коры). Этот процесс регулируется составом и количеством образующегося расплава, что, в свою очередь, зависит от предыстории мантии и степени плавления, взаимосвязанных с температурой, давлением, содержанием летучих и их составом в магмогенерирующем очаге. Роль летучих (флюида) в образовании магм и дифференциации верхних оболочек представляет самостоятельную проблему, поскольку существуют альтернативные гипотезы о решающей роли флюидов в этих процессах.

Обсудим прежде всего механизмы отделения и перемещения расплава относительно твердого остатка в мантии. Такая дифференциация при $\rho_{ж} < \rho_{тв}$ возможна тремя путями:

- а) погружение твердого в жидком;
- б) всплывание капель или диапиров расплава (или частично расплавленного вещества) в твердом;
- в) вышеупомянутое конвективное подплавление кровли и перемещение расплава, сходное по своим эффектам с «зонной плавкой».

Если использовать в качестве первого приближения формулу Стокса для шара

$$v = \frac{2}{9} \cdot \frac{\Delta \rho g R^2}{\eta}, \quad (39)$$

где $\Delta \rho = \rho_{тв} - \rho_{ж}$; η — вязкость среды, в которой происходит движение; R — размер шара, то ясно, что первый процесс гораздо менее эффективен, чем второй. Для вероятных условий в астеносфере (при $\eta = 10^{20}$ пуаз

и $\Delta\rho_{\max}=1,0 \text{ г/см}^3$ (?) скорость погружения кристалла $R=1 \text{ см}$ ничтожно мала — 10^{-10} см/год . При тех же η и ρ блоки размером 10^5 см (1 км) будут тонуть со скоростью 1 см/год. Но механизм укрупнения «блоков» неясен. Как отмечено выше, а также в работах (Артюшков, 1968; Harper, Brenner, 1973), перемещение кристаллов и их «слипание» в крупные блоки возможны лишь при большом количестве расплава (не менее 30% объема).

С некоторыми оговорками можно допустить, что механизм перемещения «твердого» имеет значение лишь в отдельных очагах перегретой магмы в верхней мантии и нижней части коры, где расплава $\geq 30\%$, $\Delta\rho \geq 0,1 \text{ г/см}^3$ и вязкость понижается до $\eta \sim 10^5$ пуаз. Тогда при $R=1,0 \text{ см}$ $v=1 \text{ м/год}$. В чистом расплаве базальта при $\eta=10^2-10^3$ пуаз $v \geq 1 \text{ км/год}$.

Второй механизм более эффективен, потому что гораздо легче осуществить сегрегацию больших масс расплава (или зон, относительно обогащенных расплавом). Во-первых, в зоне, насыщенной капельками расплава при частичном плавлении, более крупные капли движутся быстрее, по пути присоединяются более мелкие капли, отчего скорость их движения еще более увеличивается. Во-вторых, расплав образуются на границах зерен (что подтверждается экспериментами по плавлению полиминеральных систем), и даже при небольшом количестве создается взаимосвязанная «поровая» (или пленочная) жидкость, которая сильно понижает вязкость среды. В свою очередь, снижение вязкости способствует сегрегации капель расплава в крупные скопления. Механизм такой сегрегации подробно рассмотрен в работах Франка (Frank, 1968) и Арндта (Arndt, 1977а, б); однако в них не учтено, что дренирование (отжимание) «порового» расплава зависит также от величины стресса и скорости деформации твердого «каркаса», от «смачиваемости», т. е. разности поверхностных энергий жидкой и твердой фаз, и, таким образом, от состава системы и содержания летучих. Но в любом случае образующиеся массы расплава достаточно крупных размеров будут двигаться с необходимой для осуществления дифференциации скоростью. Например, для верхней линзы на рис. 39, а при $\Delta\rho=0,25 \text{ г/см}^3$ и $R=70 \text{ км}$, просачивающейся через астеносферу с $\eta=10^{20}$ пуаз, $v \sim 1 \text{ м/год}$. Для линзы астеносферы на рис. 39, г при $\Delta\rho=0,50 \text{ г/см}^3$ и $R=200 \text{ км}$, всплывающей через твердую мантию с $\eta=10^{24}$ пуаз, $v=0,15 \text{ см/год}$. Выше были приняты средние скорости подъема диапиров 2—50 см/год (см. рис. 38). В астеносфере разность плотностей меньше, но вязкость ниже на 2—3 порядка, что обеспечивает большую скорость подъема магмы, причем здесь не может быть «чистого» всплывания капли, а наблюдается лишь просачивание межзерновой жидкости.

Третий механизм возникает как следствие того, что адиабатический градиент, который устанавливается в расплаве из-за конвекции, меньше градиента dT/dH вдоль линии плавления (в сухой системе!). Вследствие этого нижняя часть расплава оказывается переохлажденной относительно линии плавления и должна кристаллизоваться, а верхняя часть — перегретой и подплавляет кровлю, так что в целом расплав перемещается вверх с уменьшением его мощности (рис. 43). Как показывают расчеты (Shimazu, 1961; Ярошевский, 1968), такое вертикальное перемещение соизмеримо с первоначальной мощностью расплава.

Вслед за Магницким (1965) можно принять, что тепло q_1 , выделяемое при кристаллизации в нижней части зоны плавления, и тепло q_2 , необходимое на нагревание кровли зоны до температуры плавления, примерно равны (пренебрегая другими источниками выделения и поглощения энергии). В таком случае

$$q_1 = L \cdot \rho (l_0 - l) \approx q_2 = \int_{h_0}^h c \cdot \rho (T_m - T) dz \approx c \cdot \rho \cdot \Delta T_{\text{ср}} (h_0 - h), \quad (40)$$

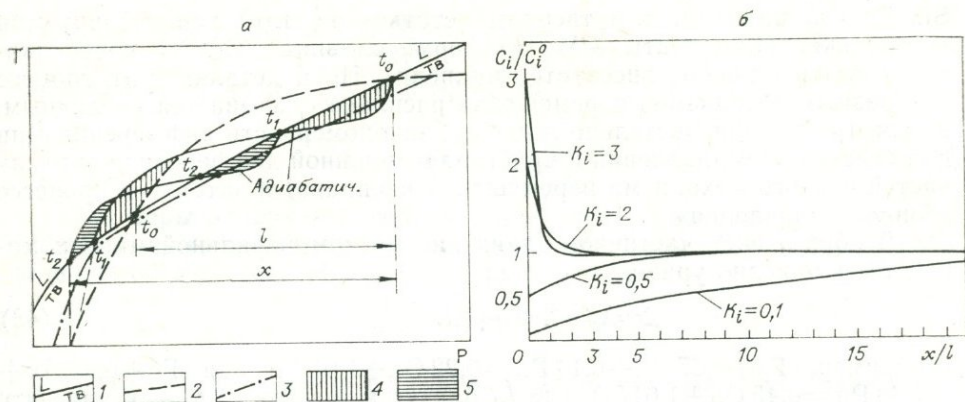


Рис. 43. Модель конвективного самовсплывания («зонной плавки»).

a — изменение размеров камеры (l — первоначальный размер зоны плавления, x — путь, пройденный расплавленной зоной в момент t_2): 1 — линия плавления, 2 — первоначальная геизотерма, 3 — окончательная геизотерма, 4 — зоны кристаллизации и плавления в момент t_1 , 5 — то же, в момент t_2 ; *b* — изменение относительной концентрации элементов C_i/C_i^0 вдоль проплавленной зоны (в приведенном масштабе x/l) для разных коэффициентов распределения $K_i=0,1; 0,5; 2; 3$ (Виноградов и др., 1970).

где L — удельная теплота плавления; ρ — плотность расплава ($L \cdot \rho \sim 300 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-3}$); c — удельная теплоемкость ($c \cdot \rho \sim 1 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-3} \cdot \text{град}^{-1}$); $\Delta T = T_m - T$ — разница между геотермой и температурой плавления; h_0 и l_0 — глубина верхней кромки и мощность зоны плавления в момент t_0 ; h и l — то же в момент t (рис. 43).

Подставляя значения $L \cdot \rho$ и $c \cdot \rho$, принимая $\Delta T_{\text{ср}} 150\text{—}300^\circ\text{C}$ (в интервале от $\Delta T=0$ до $\Delta T=600^\circ\text{C}$) и учитывая, что при исчезновении расплава $l=0$, $\Delta l=l_0$, получим

$$\Delta h = (1,0 - 2,0)l_0. \quad (41)$$

В верхней мантии соотношение второго и третьего механизмов зависит от $\Delta\rho = \rho_{\text{тв}} - \rho_{\text{ж}}$. При малом $\Delta\rho$ мал и объемный эффект реакции плавления Δv , поэтому реакция характеризуется небольшой величиной β :

$$\beta = \Delta T/dH = \rho^{-1}g^{-1}dT/dP = \rho^{-1}g^{-1}\Delta v \cdot \Delta S^{-1}. \quad (42)$$

В этих условиях может возникнуть протяженная зона плавления в верхней мантии, в которой будет более эффективен третий механизм (так как малая $\Delta\rho$ препятствует простому всплыванию по второму механизму). Однако очень малая величина $\Delta\rho$ приводит к тому, что линии плавления становятся слишком пологими, приближаясь к линии адиабатического градиента, вследствие чего и третий механизм перестает действовать. Такая ситуация имеет место в промежуточной зоне. Если зона плавления возникает в нижней части верхней мантии и имеет небольшую мощность, а также, как правило, малое $\Delta\rho$, оба механизма мало эффективны.

По мере увеличения мощности и подъема верхней границы астеносферного слоя создаются благоприятные условия для второго и третьего механизмов. На первых этапах преобладает конвективное «самовсплывание». Затем, если имеются возможности для дифференциации более легкого расплава, по мере прогрева и снижения вязкости вышележащей мантии образуются всплывающие «астенолиты» и «струи», приводящие далее к «дренированию» в ослабленных зонах и резкому усилению поверхностного магматизма.

Оба механизма перемещения расплава в верхней мантии приводят к сходному эффекту дифференциации верхних оболочек, поскольку в поднимающемся расплаве концентрируются легкоплавкие (понижающие температуру солидуса) и, как правило, более легкие (такие, как

Si, Al, Ca, щелочи), а в твердом остатке (рестите) концентрируются тугоплавкие компоненты — Mg (в форме оливина), Cr, Ni, часть лантаноидов (в оливине, энстатите, шпинели). Но в деталях этот процесс для разных механизмов перемещения расплава оказывается различным. Рассмотрим последовательно основные закономерности дифференциации при селективном плавлении и кристаллизационной дифференциации (как частей первого механизма перемещения расплава) и затем — в процессе «зонного плавления».

В общем виде частичное плавление многоминеральной мантии может быть описано уравнением вида

$$\sum \alpha_j A_j = \sum \beta_j B_j + \lambda L \quad (43)$$

(например, $\text{Gr} + 0,67 \text{Ди} + 0,14 \text{Рп} = 0,22 \text{Ол} + 1,61 L_1$ или $\text{Gr} + 0,67 \text{Ди} + 0,38 \text{Рп} = 0,45 \text{Ол} + 1,61 L_2$), где L_1 близка к толеиту, а L_2 — к андезиту (Mysen, 1977a).

Дифференциация компонентов при плавлении определяется коэффициентами распределения между расплавом и твердыми фазами, которые не остаются постоянными и зависят от состава системы и P — T -условий плавления (кристаллизации). Экспериментально показано (Arndt, 1977b), что при плавлении коматинита при 1 бар в интервале 1200 — 1500°C , коэффициент распределения Ni между Ол и расплавом сильно меняется:

$$\ln k_{\text{Ni}}^{\text{Ол-L}} = 1043/T \text{ } ^\circ\text{K} - 4,79, \quad (44)$$

где

$$k_{\text{Ni}}^{\text{Ол-L}} = \frac{C_{\text{Ni}}^{\text{Ол}} - dC_{\text{Ni}}^{\text{Ол}}}{dC_{\text{Ni}}^{\text{L}}}, \quad (45)$$

$dC_{\text{Ni}}^{\text{Ол}}$ и $dC_{\text{Ni}}^{\text{L}}$ — изменение концентрации Ni в оливине и жидкости при плавлении.

При 1200°C $k_{\text{Ni}}^{\text{Ол-L}}$ около 10, при 1500°C около 3. При высоких давлениях (15 — 20 кбар) и $T = 1000$ — 1025°C плавление амфиболсодержащего гранатового перидотита позволило получить следующие оценки (Mysen, 1977b): $k_{\text{Ni}}^{\text{Ол-L}} = 15,5 \pm 0,7 = \text{const}$ при $C_{\text{Ni}}^{\text{Ол}} \leq 1000$ — 1500 г/т; $k_{\text{Ni}}^{\text{Рп-L}} = 5,1 \pm 0,3$ при $C_{\text{Ni}}^{\text{Рп}} < 20$ г/т; $k_{\text{Ni}}^{\text{Por-L}} = 2,9 \pm 0,2$ при $C_{\text{Ni}}^{\text{Por}} \leq 300$ г/т; $k_{\text{Ni}}^{\text{Mn-L}} = 2,55 \pm 0,05$ при $C_{\text{Ni}}^{\text{Mn}} \leq 60$ г/т; $k_{\text{Ni}}^{\text{Pn-L}} = 1,10 \pm 0,05$ при $C_{\text{Ni}}^{\text{Pn}} \leq 60$ г/т. При более высоких содержаниях Ni значения k_{Ni} уменьшаются (для Ол до 2 — 5 , для Пор до $1,15$), но для гранатов и пироксенов эти изменения k_{Ni} незначительные. Далее, на рис. 46, сопоставлены изменения содержания Ni в расплаве при рестировании (осаждении) названных минералов и постоянном или переменном k_{Ni} .

Задачи перераспределения компонентов при кристаллизационной дифференциации во время подъема магмы обычно решаются упрощенно (Ringwood, 1975). Полагая, что распределяется один компонент независимо от других, получим

$$\int_0^t dP_L = F_L; \quad \int_0^L dC_i^L = C_i^L; \quad F_L^{1-k} = C_i^L / C_i^0. \quad (46)$$

При двух взаимосвязанных компонентах (например, Mg и Fe) и двух фазах (например, L и Ол) выражение (46) преобразуется (Irvin, 1977):

$$(F_L^{\text{Mg-Fe}})^{1-k} = (1 - F_{\text{Ол}}^{\text{Mg-Fe}})^{1-k} = \frac{x_{\text{Fe}}^{\text{Ол}}}{x_{\text{Fe}}^{\text{L}}} \left(\frac{x_{\text{Mg}}^{\text{L}}}{x_{\text{Mg}}^{\text{Ол}}} \right)^k, \quad (47)$$

$$\text{где } k = \frac{x_{\text{Mg}}^{\text{L}}}{x_{\text{Fe}}^{\text{L}}} \cdot \frac{x_{\text{Fe}}^{\text{Ол}}}{x_{\text{Mg}}^{\text{Ол}}}.$$

Если обозначить $R^0 = \frac{x_{Mg}^{Ol}}{x_{Fe}^{Ol}}$ в наиболее раннем (магнезиальном) оливине данной магматической серии, то

$$x_{Mg}^0 = \frac{R^0 k}{1 + R^0 k} \quad (48)$$

Для пары оливин — жидкость коэффициент распределения Mg и Fe оказался почти постоянным в широком интервале T , P и состава выплавляемой жидкости (Irvine, 1977):

$$k_{MgFe}^{Ol-L} = 0,3 - 0,36.$$

В этом случае можно рассчитать состав исходного расплава, зная K^0 (железистость наиболее раннего магнезиального оливина) и состав расплава (базальта) — деривата исходного расплава, образовавшегося в результате осаждения только (или преимущественно) оливина. Для этого можно воспользоваться графиком (рис. 44), рассчитанным при постоянном $k_{MgFe}^{Ol-L} = 0,33$ и $D = C_{изб}^{Ol}/C_{изб}^L = 0$ по уравнениям (47) — (48) таким образом, что ордината $E_x/Mg+Fe$ представляет избыточное количество любого компонента (относительно $Mg+Fe$), скопившегося в жидкости при удалении (осаждении) оливина.

Таким способом были вычислены составы примитивных (исходных) расплавов оливиновых базальтов и расслоенных интрузий (табл. 17). Надежность метода расчета подтверждается тем, что рассчитанный состав близок к составу наиболее магнезиального стекла и общему составу продуктов извержения 1959 г. вулкана Килауэа, подсчитанного разными авторами (см. табл. 17). Оказалось, что даже океанические абиссальные толеиты, которые многими авторами относятся и примитивным базальтам, в действительности — дифференциаты более ультраосновной жидкости. Все вычисленные примитивные расплавы для разных случаев в табл. 17 близки к пикритам. Оба вывода подтверждают более раннее заключение (O'Нэга, 1965, 1968а), частично продемонстрированное на рис. 36.

Эти выводы имеют важное значение при оценке состава верхней мантии и состава глубинных выплавок из нее. Действительно, по этой гипотезе все магмы при подъеме будут в той или иной мере сбрасывать оливин, в большинстве случаев главную ликвидусную фазу (рис. 45). Даже если в мантии образовалась особая магма, где ликвидусной фазой является не оливин, то все равно при просачивании такой магмы через мантию, где преобладает оливин, она будет реагировать с ним и приобретать состав с оливином на ликвидусе.

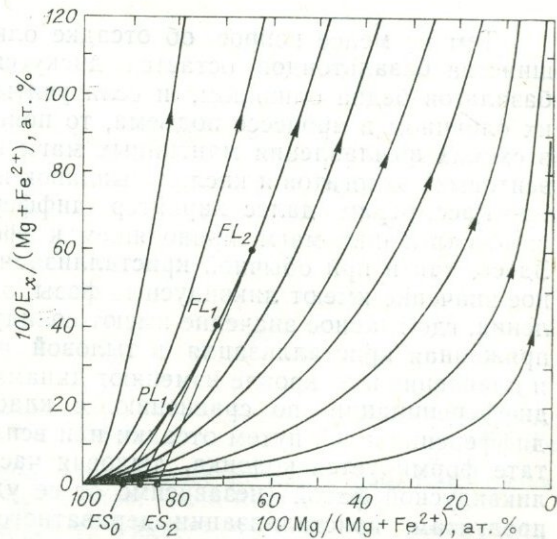


Рис. 44. Линии фракционирования оливиновых расплавов (Irvine, 1977). $E_x/Mg+Fe^{2+}$ — относительная концентрация дополнительных компонентов (Si, Al, Ca и др.) при $K_{\Pi} = \frac{(Mg/Fe^{2+})L}{(Mg/Fe^{2+})S} = 0,33$. Линии $FS_0 - PL_1$, $FS_2 - FL_2$ — касательные к линиям фракционирования.

Производные (П) и исходные (И) базальтовые расплавы (Irvine, 1977)

Компонент	Килауэа, 1959					Килауэа		Абиссальные толеиты		Интрузия Музкокс	
	1(П)	2(И)	3	4	5	6(П)	7(И)	8(П)	9(И)	10(П)	11(И)
SiO ₂	50,18	48,37	49,20	48,21	47,92	51,23	49,18	48,93	47,70	51,08	49,20
Al ₂ O ₃	13,79	11,36	12,77	11,37	10,75	14,14	11,66	16,13	13,72	13,65	11,98
Fe ₂ O ₃	1,38	1,14	1,50	1,50	1,08	1,22	1,01	0,37	0,31	0,53	0,48
FeO	10,01	10,25	10,05	10,18	10,65	9,76	10,19	9,18	9,17	9,72	10,02
MgO	7,00	14,07	10,00	13,94	15,43	7,00	13,97	9,93	15,80	9,78	14,88
CaO	11,63	9,58	10,75	9,74	9,33	11,22	9,25	11,92	10,14	11,30	9,78
Na ₂ O	2,31	1,90	2,12	1,89	1,79	2,30	1,90	2,43	2,07	1,81	1,56
K ₂ O	0,60	0,49	0,51	0,44	0,44	0,41	0,34	0,15	0,12	0,64	0,56
MnO	0,17	0,18	0,17	0,18	0,18	0,17	0,18	0,13	0,16	0,17	0,18
TiO ₂	2,77	2,28	2,57	2,24	2,16	2,44	2,01	0,74	0,63	1,07	0,93
P ₂ O ₅	0,28	0,23	0,25	0,22	0,23	0,23	0,22	0,17	0,05	0,09	0,08
Cr ₂ O ₃	0,06	0,14	—	—	0,14	0,06	0,14	0,06	0,13	0,08	0,24
Сумма	100,18	99,99	99,89	99,91	100,10	100,17	100,05	100,14	99,99	99,92	99,89
100 Mg/Mg+ +Fe	55,5	69,5	63,9	70,9	72,1	55,6	69,5	65,8	74,7	64,2	72,6
100 Al/Mg+ +Fe	86,4	45,3	64,6	45,8	39,7	88,8	46,7	84,6	51,7	70,9	46,2
F _{ол} (при k= =0,31)	—	12,0	—	—	—	—	12,0	—	9,5	—	10,5

Примечание. Все анализы пересчитаны после удаления H₂O и CO₂. 1 — средний состав летнего извержения Килауэа в 1959 г.; 2 — исходный расплав, рассчитанный по k_д-методу (см. текст); 3 — наиболее основное стекло из лав Килауэа 1959; 4 — среднезвешенный состав лав первой фазы извержения Килауэа, 1959.3—4 (Murata, Richter, 1966); 5 — то же, для всех лав Килауэа, 1959; 6 — средний состав оливиновых толеитов доисторических извержений Килауэа (Wright, 1972); 7 — рассчитанный исходный расплав; 8 — средний оливиновый абиссальный толеит из DSDP № 37 (Blanchard et al., 1976); 9 — рассчитанный исходный расплав; 10 — среднее для крайних закаленных габбро интрузии Музкокс; 11 — рассчитанный исходный расплав.

Тем не менее вопрос об отсадке оливина при образовании большинства базальтоидов остается дискуссионным. Подавляющая часть базальтов бедна оливином, и если учитывать возможность обеднения их оливином в процессе подъема, то появятся существенные изменения в схемах выплавления мантийных магм и образовании кварцевых (коэситовых) эклогитов и кислых выплавок из них.

Рассмотрим далее характер дифференциации при конвективном самовсплывании магм, приводящем к эффектам типа «зонной плавки». Здесь, как и при обычной кристаллизационной дифференциации, главное значение имеют ликвидусные фазы, в отличие от селективного плавления, где главное значение имеют солидусные соотношения фаз. Но сопряженная кристаллизация в тыловой части магматической колонны и плавление в ее кровле изменяют динамику процесса и закономерности дифференциации по сравнению с классической кристаллизационной дифференциацией путем отсадки или всплывания кристаллов. В результате формируется колонка, тыловая часть которой обогащена ранней ликвидусной фазой (независимо от ее удельного веса), а головная — продуктами кристаллизации дериватного расплава, «экстрагированного» на всем пути движения расплавленной зоны (Ярошевский, 1964, 1968, 1976).

При экспериментальном зонном плавлении (при 1 бар) силикатной фазы хондритов (Виноградов и др., 1970) получено, что тыловая зона сложена оливином (+остаточный расплав); средняя стационарная зона сложена оливином и пироксенами (+остаточное стекло) и имеет состав, аналогичный исходному (см. рис. 43, б); головная зона сложена

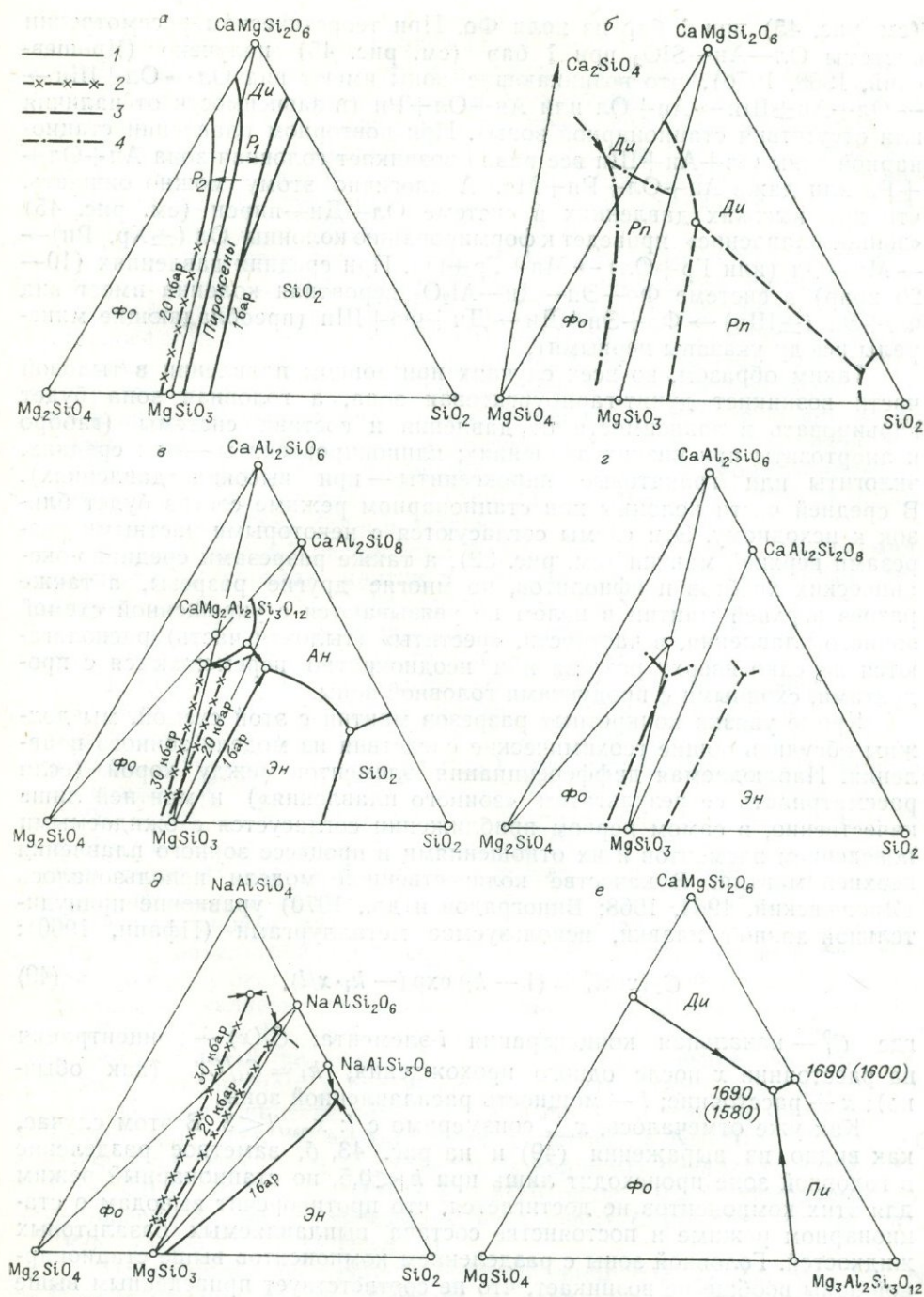


Рис. 45. Важнейшие тройные системы, моделирующие плавление мантийных систем (Kushiro, 1965, 1969; Egglar, 1974; Дэвис, Шерер, 1968). Система Фо—Ди—SiO₂: а — линии плавления в сухих условиях при 1 бар (1) и 20 кбар (2); б — линии плавления в присутствии H₂O при 20 кбар (3) и CO₂ при 30 кбар (4); система Фо—АН—SiO₂: в — линии плавления в сухих условиях при 1 бар (1) и 20–30 кбар (2); г — линии плавления в присутствии H₂O (3) и CO₂ (4) при 20 кбар; д — система Фо—Эн—SiO₂ в сухих условиях при 1 бар (1) и 20–30 кбар (2); е — система Фо—Ди—пироп при 40 кбар.

клинопироксеном и дериватным расплавом (стекло+полевые шпаты?) и обогащена SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ (кроме самой крайней зоны, где SiO₂ вытесняет Al₂O₃), щелочами, обеднена Mg, Ca, Cr, Mn. Эта зональность близка к последовательности кристаллизации в системе Фо—Ди—SiO₂

(см. рис. 45) при 1 бар из поля Φ_0 . При теоретическом рассмотрении системы Ол—Ан—SiO_2 при 1 бар (см. рис. 45) получено (Ярошевский, 1968, 1976), что возникающие зоны имеют вид $\text{Ол} \rightarrow \text{Ол} + \text{Шп} \rightarrow \text{Ол} + \text{Ан} \pm \text{Шп} \rightarrow \text{Ан} + \text{Ол}$ или $\text{Ан} + \text{Ол} + \text{Рп}$ (в зависимости от наличия или отсутствия стационарной зоны). При повторном плавлении стационарной зоны $\text{Ол} + \text{Ан} + \text{Шп}$ все равно возникает головная зона $\text{Ан} + \text{Ол} + \text{Рп}$ или даже $\text{Ан} + \text{Ол} + \text{Рп} + \text{Мп}$. Аналогично этому можно ожидать, что при высоких давлениях в системе Ол—Ди—пироп (см. рис. 45) «зонное плавление» приведет к формированию колонны $\text{Ол} (\pm \text{Хр}, \text{Рп}) \rightarrow \text{Мп} + \text{Ол}$ (или $\text{Гр} + \text{Ол}) \rightarrow \text{Мп} + \text{Гр} \pm \text{Ол}$. При средних давлениях (10—20 кбар) в системе $\Phi_0\text{—Эн—Ди—Al}_2\text{O}_3$ вероятная колонна имеет вид $\Phi_0 + \text{Эн} (\pm \text{Шп}) \rightarrow \Phi_0 + \text{Эн} + \text{Ди} \rightarrow \text{Ди} + \Phi_0 + \text{Шп}$ (преобладающие минералы всюду указаны первыми).

Таким образом, во всех случаях при зонном плавлении в тыловой части возникнет дунит-гарцбургитовая зона, а головная зона будет варьировать в зависимости от давления и состава системы (габбро и анортозиты при низких давлениях; клинопироксениты — при средних, эклогиты или гранатовые пироксениты — при высоких давлениях). В средней части колонны при стационарном режиме состав будет близок к исходному. Эти схемы согласуются с некоторыми частными разрезами верхней мантии (см. рис. 32), а также разрезами срединно-океанических хребтов и офиолитов, но многие другие разрезы, а также разрез верхней мантии в целом не увязываются с упрощенной схемой зонного плавления, в частности, «реститы» (тыловая часть) располагаются нередко вверху разреза или неоднократно перемежаются с продуктами, сходными с продуктами головной зоны.

Кроме увязки конкретных разрезов мантии с этой схемой, мы должны обсудить общие геохимические следствия из модели зонного плавления. Наблюдаемая дифференциация элементов между корой (если рассматривать ее результатом «зонного плавления») и мантией лишь качественно, в самом первом приближении согласуется с ожидаемыми поведением элементов и их отношениями в процессе зонного плавления верхней мантии. В качестве количественной модели использовалось (Ярошевский, 1964, 1968; Виноградов и др., 1970) уравнение принудительной зонной плавки, используемое металлургами (Пфанн, 1960):

$$C_i(x)/C_i^0 = (1 - k_i) \exp(-k_i \cdot x/l), \quad (49)$$

где C_i^0 — начальная концентрация i -элемента; $C_i(x)$ — концентрация на расстоянии x после одного прохождения; $k_i = C_i^s/C_i^l$ (как обычно); x — расстояние; l — мощность расплавленной зоны.

Как уже отмечалось, x_{\max} соизмеримо с l : $x_{\max}/l < 3$. В этом случае, как видно из выражения (49) и на рис. 43, б, заметное разделение в головной зоне происходит лишь при $k_i < 0,5$, но стационарный режим для этих компонентов не достигается, что противоречит выводам о стационарном режиме и постоянстве состава выплавляемых базальтовых жидкостей. Головной зоны с разделением компонентов выше стационарной зоны вообще не возникает, что не соответствует приведенным выше качественным колонкам.

Расчет по соотношению (49) при заданных k_i (из соотношения кора — базальт — хондрит) вероятной глубины дифференциации мантии (Виноградов и др., 1970, рис. 10) приводит к парадоксальному результату: дуниты и другие тугоплавкие рестины, обедненные Si, Mg, Ca, Na, Li, должны находиться на больших глубинах (≥ 500 км) при мощности зоны плавления в первые десятки километров, т. е. наблюдаемые рестины надстеносферного слоя к этому процессу отношения не имеют. В то же время для K, Rb, Ti и лантаноидов «рестины» находятся в основании астеносферы ($x \geq 300$ км), в отношении Sr, Ba, Th и U вся

верхняя мантия до подошвы коры представляет «реститы» и обеднена ими. При многократном прохождении зоны расплавления картина усложнится, но и в этом случае останутся трудно объяснимыми многие наблюдаемые соотношения между элементами. Во всяком случае количественная модель, основанная на уравнении (49), не подходит для анализа природных явлений. Учитывая поправки к хондритовой модели (см. гл. 2), усложнения при многократном проплавлении и другие, можно ожидать улучшения модели «зонного плавления», но в таком варианте она разработана недостаточно.

Из вышесказанного о возможности разных механизмов перемещения расплавов следует, что механизм конвективного самовсплывания («зонной плавки») может быть существенным только при разрастании астеносферы. При отделении и перемещении расплавов из астеносферы главную роль играет селективное плавление, просачивание расплава (паратексис) и кристаллизационная дифференциация. Как было показано в предыдущем разделе, при селективном плавлении в астеносфере большую роль играют H_2O и другие летучие, а кристаллизационная дифференциация в поднимающемся или промежуточном расплаве осуществляется, как правило, при степени выплавления $>10\%$, т. е. почти в «сухом» расплаве, бедном летучими.

С этих позиций рассмотрим более детально распределение малых элементов в породах мантии и мантийных магмах как показателей характера и путей их дифференциации. Типичные примеры приведены на рис. 46—48. На этих и аналогичных диаграммах из работы Б. Г. Лутца (1975) видны две разные группы элементов.

1. Концентрация щелочных (Na, K, Rb, Cs) и щелочноземельных (Ba, Sr) элементов, а также лантаноидов, U и Th увеличивается в менее истощенных породах мантии (от альпинотипных к шпинелевым и далее к гранатовым перидотитам) при постоянном соотношении этих элементов ($K/Na \sim 0,2$, Rb/K около 0,003, Ba/Sr около 1, Th/U около 3, La/Yb около 4). Их содержание в хондритах близко к гранатовым (Na, K, Rb) или шпинелевым перидотитам (Ba, Sr, U, Th) и во всех случаях выше их содержаний в большинстве альпинотипных гипербазитов (см. рис. 46, в) и ниже содержаний в эклогитах, наиболее обогащенных соответствующими элементами. Вариационная линия названных элементов в базальтоидах пересекает вариационную линию в базальтах, так что в ряду океанический толеит — континентальные толеит-щелочные базальты — калиевые щелочные базальты закономерно растут отношения K/Na , Rb/K , Ba/Sr , La/Yb , Th/U . Эти отношения в континентальных толеитах и части щелочных базальтов близки к вышеназванным мантийным отношениям, в океанических толеитах ниже, а в калиевых базальтах и большинстве кимберлитов выше отношений в мантийных породах (рис. 47). В океанических толеитах $K/Na < 0,1$, $Rb/K < 0,001$, $Ba/Sr \sim 0,1$, $Th/U \sim 1,0$, $La/Yb \sim 1,0$. В калиевых базальтах $K/Na \sim 3-4$, $Rb/K \sim 0,01$, $Ba/Sr \sim 3$, $Th/U \sim 5$, La/Yb около 100. В кимберлитах эти отношения близки к отношениям в калиевых базальтах или еще выше (K/Na около 5—10, Th/U до 30).

Промежуточную группу образуют элементы Ti, Zr, Hf, Ta, Nb. Их содержания во всех мантийных перидотитах близки (Ti, Zr) или выше (Nb, Ta) содержаний в хондритах, а вариационные линии в породах мантии параллельны вариационным линиям в базальтах (в мантии Ti/Zr около 2,5, $Nb/Ta = 1-5$; в базальтоидах $Ti/Zr = 50-100$, $Nb/Ta = 10-20$).

2. Вторую группу образуют элементы группы железа — Cr, Ni, Co, V (рис. 48), а также, вероятно, халькофильные элементы. Их содержания во всех мантийных и альпинотипных гипербазитах близки и равны (для Cr, V) или меньше (для Ni, Co), чем содержания в силикатной фракции хондритов. По сравнению с мантийными перидотитами содер-

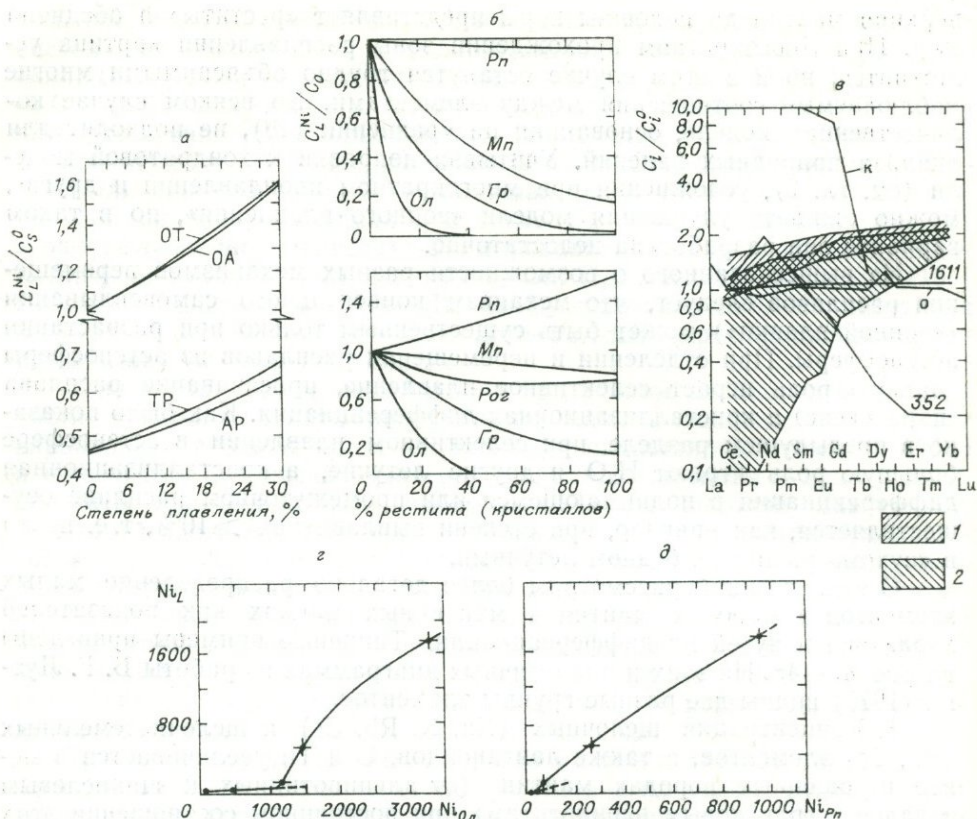


Рис. 46. Экспериментальные и расчетные данные, моделирующие поведение малых элементов при частичном плавлении.

а — расчетные содержания Ni в толеитовом расплаве (ТР), андезитовом расплаве (АР) и остаточной мантии (ОТ и ОА) при частичном плавлении гранатового перидотита (10% граната, 10% Мп, 20% Рп, 60% Ол, содержание Ni (C_s^0) = 1500 г/г (Mysen, 1977a); б — расчетные содержания Ni в остаточной жидкости C_L^{Ni} при фракционной кристаллизации Ол, Гр, Мп, Поз и Рп из расплава, содержащего 320 г/г Ni, по двум разным моделям — при постоянных (вверху) и переменных (внизу см, з и д) коэффициентах распределения (Mysen, 1977б); в — содержания редких элементов (по отношению к содержаниям их в хондритах C_i^0): в мантии после выплавления 10% расплава из гранатового перидотита (1), в альпинотипных перидотитах (2) и нодулях гранатовых перидотитов из кимберлитов № 1611 и 352 (Mysen, 1977a), перидотита (о) и кимберлита (к) из трубки Обнаженная (Лутц, 1975); з и д — распределение Ni между расплавом и оливином (з) или ортопироксеном (д) при 1025°C и 20 кбар (Mysen, 1977б).

жения Cr, Ni, Co закономерно уменьшаются, а содержания V увеличиваются в эклогитах и кимберлитах (поле II), океанических и континентальных толеитах (поле III) и щелочных базальтах (поле V); при этом отношения Ni/Co и Cr/Co убывают от 30 до 1. Распределение халькофильных элементов детально не изучено, можно лишь отметить, что Au в породах мантии и базальтоидах содержится примерно в одинаковых концентрациях (около 2—4 г/т), что на два порядка меньше содержания Au в хондритах (180 г/т).

Если сопоставить эти данные с экспериментальными по лантаноидам и Ni, Co (см. рис. 46), то видно, что все мантийные перидотиты, включая гранатовые, относятся к реститам, обедненным первой группой элементов и обогащенным второй группой (Cr, Ni, Co). Мантийные эклогиты обогащены лантаноидами в 5—10 раз, обеднены Ni в 3—10 раз, толеиты соответственно обогащены в 10—100 раз и обеднены в 30 раз, щелочные базальты — в 100 раз. По экспериментальным данным (см. рис. 46), это соответствует степени фракционного выплавления ~30%.

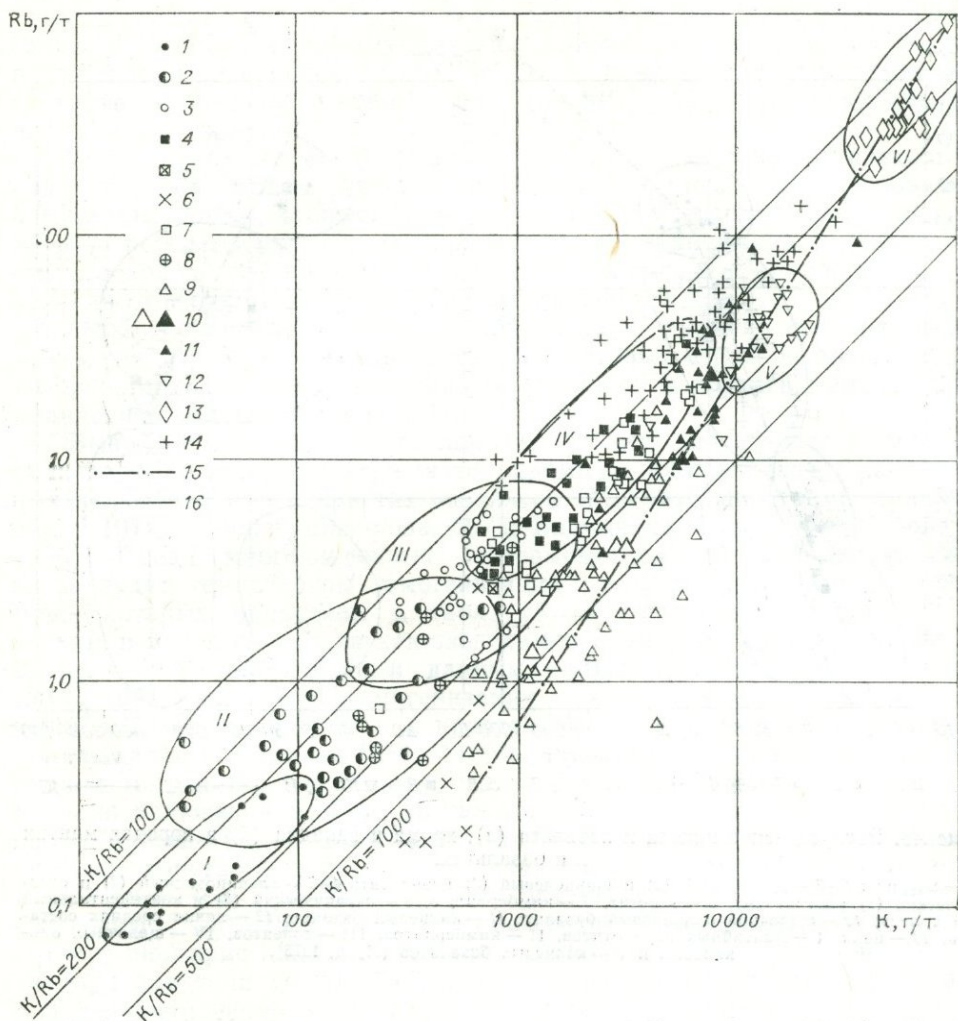


Рис. 47. Распределение калия и рубидия в породах мантии и базальтах (Лутц, 1975; Лутц и др., 1977).

1 — альпийотипные ультрабазиты; 2 — шпинелевые перидотиты; 3 — гранатовые перидотиты; 4 — катаклазированные гранатовые перидотиты; 5 — средний хондрит, 6 — ахондрит; 7 — мантийные эклогиты; 8 — океанические ультрабазиты; 9 — океанические толеиты; 10 — то же, что 9 и 11, средние для нескольких проб; 11 — континентальные толеиты; 12 — щелочные оливиновые базальты; 13 — калиевые базальты; 14 — кимберлиты; 15 — линия средних составов базальтов; 16 — поля, показывающие основную тенденцию рестрирования в мантии: I — альпийотипных ультрабазитов; II — шпинелевых перидотитов, III — гранатовых перидотитов, IV — катаклазированных перидотитов, V и VI — щелочных и калиевых базальтов.

при образовании эклогитов, 10% для базальтов и менее 5% для щелочных базальтов. Это согласуется с другими оценками для щелочных базальтов, приведенными выше, но кажется заниженным для самых распространенных базальтов (толеитов). Правда, здесь трудно отделить влияние селективного плавления от последующей кристаллизационной дифференциации. Выше мы показали, что по независимым оценкам (O'Naga et al., 1975; Irvine, 1977) для толеитов можно предположить отсадку ~30% оливина при подъеме магмы и в промежуточных очагах, так что первичный расплав был близок к пикриту, для которого степень фракционного выплавления более 10% (20—30%) в полном соответствии с вышеприведенными оценками для магмогенерирующих линз в астеносфере. Отклонения для океанических толеитов, по сравнению с континентальными, намеченное по элементам первой группы (K, Rb,

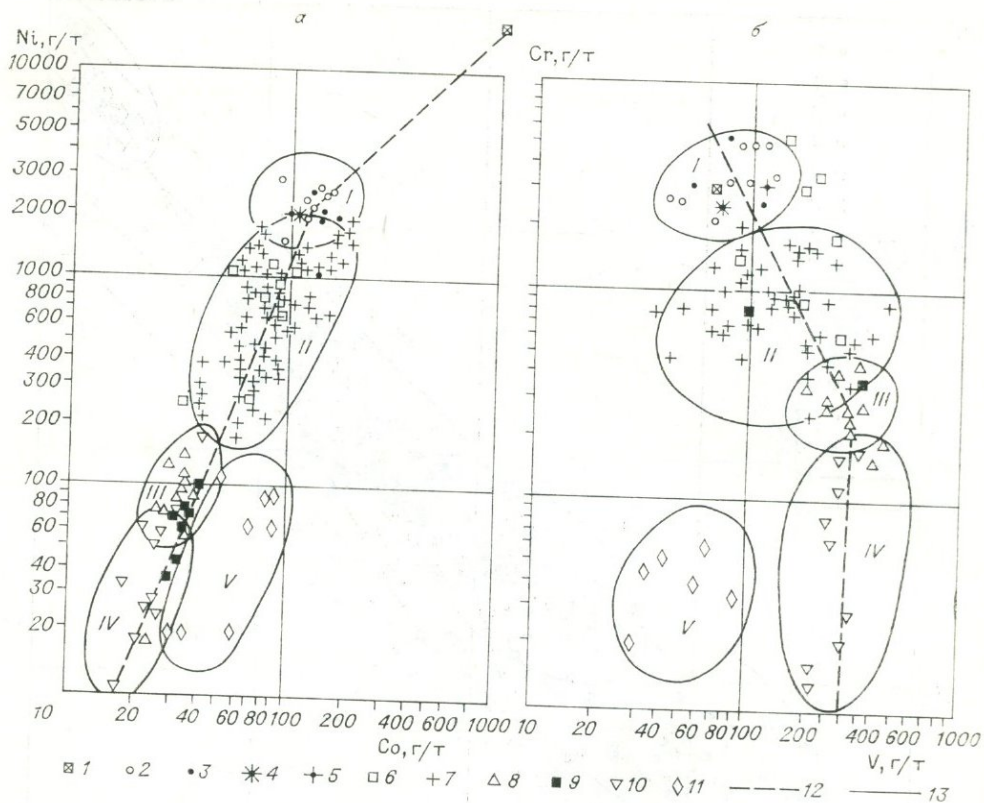


Рис. 48. Распределение никеля и кобальта (а), хрома и ванадия (б) в породах мантии и базальтах.

1 — хондрит; 2-3 — гранатовый (2) и шпинелевый (3) перидотит; 4-5 — альпинотипный (4) и океанический (5) ультрабазит; 6 — эглогит; 7 — кимберлит; 8, 9 — океанический (8) и континентальный (9) толеит; 10 — щелочной оливиновый базальт; 11 — калиевый базальт; 12 — линия средних составов; 13 — поля: I — мантийных перидотитов, II — кимберлитов, III — толеитов, IV — щелочных оливиновых и V — калиевых базальтов (Лутц, 1975).

Cs, Ba, U, Th, меньше Sr) при том же содержании Na, переходных (Ti, Zr) и сидерофильных (Cr, Ni, Co) элементов можно объяснить иным составом мантии под океанами и большим участием в процессе селективного плавления и дифференциации водных минералов — амфибола и флогопита, которые как раз концентрируют K, Rb, Cs, Ba, Sr.

Систематические отклонения от хондритов любых мантийных пород по Ni, Co, халькофильным элементам (Au, Cu и др.) и сходство по остальным элементам суже истощенными перидотитами мантии еще раз подтверждают неправомочность хондритовой модели Земли (см. гл. 2). Хондриты представляют, возможно, также реститы — например, продукты дифференциации мантии распавшегося космического тела несколько иного состава, чем Земля. Силикатную часть первичного вещества Земли, как уже отмечалось, можно получить из некоторой пропорции — мантийные перидотиты (реститы) + эглогиты и пироксениты (кумуляты или продукты кристаллизации обособившегося расплава) + породы коры — с некоторыми трудно учитываемыми поправками (поступление легкоплавкой фракции в астеносферу из нижележащих слоев; опускание части компонентов вместе с металлическими фазами в ядро?).

Из вышеизложенного следует, что среди мантийных магм можно наметить две группы:

1) коматиты, пикриты, оливиновые толеитовые базальты (океанические и континентальные), возникшие при повышенной степени плав-

ления в мантии (более 10%) и дифференцированные от пикрита до базальта при отделении преимущественно оливина. Из-за высокой степени плавления эти расплавы бедны летучими и их можно моделировать практически «сухой» системой $\text{Fo-Di-SiO}_2\text{-An}$ при разных давлениях (см. рис. 45);

2) щелочные магмы (особенно калиевые базальты), мелилитовые базальты, кимберлиты, дифференцированные щелочно-ультраосновные комплексы, образовавшиеся при малой степени выплавления (менее 5%) из астеносферы; для их образования и продвижения к поверхности необходим специальный флюидный режим и (или) специальные условия отделения расплава (типа «фильтр-прессинга»).

Особую проблему составляет образование в мантии средних и кислых магм, в первую очередь андезито-дацитовых серий островных дуг, которое также связано с флюидным режимом в верхней мантии или плавлением эклогитов (см. гл. 4).

Вывод о том, что преобладающие толеитовые базальтоидные магмы практически сухие, подтверждается прямыми наблюдениями расплавных включений в фенокристах базальтов (Магматогенная кристаллизация..., 1975; Соболев, Базарова, 1973; Бакуменко и др., 1976; Соболев, 1976). Среди многочисленных геотермометров самыми надежными здесь будут температуры гомогенизации расплавных включений, примеры которых приведены в табл. 18. Достаточная точность получаемых величин проверена как экспериментально, так и сопоставлением с другими петрологическими данными (Магматогенная кристаллизация..., 1975). Например, гомогенизация «вторичных» расплавных включений в залеченных трещинах кристаллов позволяет оценить температуру закалки в пределах 1050—1150°C, что хорошо совпадает с определением температур излившихся базальтовых лав. Температура гомогенизации включений в фенокристаллах плагиоклаза и клинопироксена на 200°C выше (1250—1370°C), что отвечает температурам их близкидусной кристаллизации в сухих базальтовых системах при давлениях 10—20 кбар (см. рис. 17, 18). Температуры кристаллизации оливина еще выше (1450—1500°C), что также соответствует температуре близкидусной кристаллизации оливина в оливиновых базальтах и пикритах при давлении до 20 кбар или температуре солидуса «пиролита» при давлении около 30 кбар (Green, Ringwood, 1967b).

В упрощенных системах Fo-Di-пироп , Fo-Di-SiO_2 , Fo-An-SiO_2 (см. рис. 45) температуры, естественно, выше. Здесь следует обратить внимание лишь на тенденции изменения состава эвтектических или перитектических выплавов с повышением давления. Перитектика Fo+Эн+Ди при повышении давления превращается в эвтектику и смещается в сторону недосыщенной SiO_2 жидкости в связи с конгруэнтным тепер плавлением энстатита. В эвтектике Ол+Эн+Ан при повышении давления плагиоклаз вытесняется гранатом и жидкость также смещается в сторону недосыщенных SiO_2 жидкостей и при 30 кбар оказывается на линии энстатит—гранат состава $\text{CaMg}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (см. рис. 45). Эвтектика Ол+Мп+Гр при 40 кбар состоит в основном из Мп (47%) и Гр (47%), что соответствует при низких давлениях содержанию $\text{Ан} = 32,4$, $\text{Ди} = 21,8$, $\text{Эн} = 23$, $\text{Fo} = 22,9\%$. В реальной системе с примесью Са, Na и Fe увеличивается содержание нормативных оливина и плагиоклаза за счет Эн и Ди. Состав эвтектоидной жидкости в реальной сухой системе при высоких давлениях, как подчеркнул О'Хара (О'Нага, 1965, 1968), близок к пикриту, а с повышением степени плавления будет стремиться к коматиниту или меймечиту, в которых хотя бы часть оливина будет захвачена в виде кашеобразной смеси.

При подъеме такой кашеобразной смеси могут наблюдаться две противоположные тенденции. Поскольку линии кристаллизации «сухих» магм круче, чем адиабатический градиент, то быстрый подъем с близ-

Максимальная температура гомогенизации первичных включений расплавов в минералах некоторых вулканических пород (Бакуменко и др., 1976)

Порода	Месторождение	Минерал	T, °C
Меймечит	Сибирская платформа	Оливин	1450
		Пироксен	1230
Пикритовый габбро-диабаз	Норильск	»	1270
		»	1290
Базальт	Камчатка, сопка Ключевская	»	1290
		»	1290
Андезит	Западная Камчатка	Плагиоклаз	1370
		»	1340
»	Вулкан Авача	»	1360
		»	1130
»	Вулкан Хангар	Рог. обманка	1130
		»	1350
Гиадодацит	Вулкан Безымянный	Плагиоклаз	1350
		»	1340
Липаритовые пемзы	Закарпатье	Пироксен	1290
		Плагиоклаз	1390
Игнимбриты	Вулкан Хангар	Кварц	1260*
		»	830**
Пантеллериты	Аляска, Котмай	»	860**
		»	1320
Кварцевый порфир	О-в Пантеллерия	»	1320
		»	1150
Липарит	Тянь-Шань	»	1150
		»	1200
Гранит-порфир	Исландия	Сандин	1200
		»	1290
Трахибазальт	Болгария	Пироксен	1220
		»	1270
Трахибазальт	Западная Камчатка	Апатит	1270
		Биотит	1220
Трахибазальт	о-в Тенериф	Калишпат	1250
		Пироксен	1200
Трахибазальт	о-в Тенериф	Плагиоклаз	1180
		Апатит	1240
Нефелиновый базальт	Венгрия	Пироксен	1280
		»	1290
Нефелиновый базальт	»	Оливин	1290
		Нефелин	1120
Эгидит	о-в Майо, Зеленый Мыс	Пироксен	1160
		Амфибол	1140
Вайомингит	США	Апатит	1180
		Пироксен	1270
Лейцитит	Руанда	Биотит	1270
		Лейцит	1250
Лейцитовый тефрит	Везувий	Пироксен	1240
		Лейцит	1220
Лейцитовый тефрит	Везувий	Пироксен	1340
		Плагиоклаз	1320

* До 740°C — в краях зерен.

** Clocchiatti (1975). Аналогичные данные получены также И. Т. Бакуменко на материале, переданном Р. Ключагги.

адиабатическим охлаждением приведет к образованию жидкостей, перегретых относительно ликвидуса оливинового базальта, т. е. к расплавлению части кристаллов оливина вплоть до гомогенных коматиитовых лав или магнезиальных пикритов (см. рис. 50). При медленном подъеме (всплывании) жидкость будет отделяться от избыточного оливина; более того, эвтектоидная пикритовая жидкость при снижении давления также будет сбрасывать избыточный оливин за счет изменения состава эвтектики с образованием толеитовых оливиновых базальтов.

Если даже базальтовая жидкость образовалась при плавлении экологитов или других дифференциатов в мантии и имеет особый состав, далекий от пикрита, то при медленном просачивании такой жидкости через оливиновый субстрат она будет приходить с ним в равновесие и приобретать состав пикрита с дальнейшей эволюцией по вышеприве-

денной схеме. По-видимому, дифференцированность мантии по составу имеет значение при быстром подъеме специфических расплавов, во всех остальных случаях она будет выступать как более однородный «пиролитовый» субстрат, влияние которого «выравнивается» через многократные реакции с жидкостью.

Для щелочных и щелочно-ультраосновных, относительно более специфических расплавов, требуется обсудить влияние флюида. Высокая концентрация флюида в расплаве возможна лишь при малой степени плавления мантийного субстрата, поскольку содержание H_2O и других летучих в мантии в постархейское время относительно невелико. Это подтверждается рядом независимых доказательств, в частности высокой температурой гомогенизации расплавных включений в фенокристах даже андезит-дацитовых серий и щелочных базальтов (см. табл. 16). Данные по глубинным ксенолитам и включениям в минералах показывают, что в постархейское время H_2O присутствует в верхней части мантии лишь в виде самостоятельных минералов — амфибола и флогопита, в более глубоких частях, вероятно, растворена в силикатах или межзерновом расплаве (Куширо, 1969; Хлестов, 1975). Растворимость H_2O в силикатах (оливине, пироксенах) достигает первых процентов при высоких P_{H_2O} (Fyfe, 1970; Sclar, 1970), во всяком случае растворение около 0,1 вес. % H_2O в силикатах на больших глубинах вполне возможно. Даже если H_2O присутствует в межзерновых растворах, при начале плавления она растворяется в расплаве и в дальнейшем носителем H_2O может выступать расплав или амфибол-флогопит.

Из самых общих соображений следует, что существует по крайней мере три уровня (барьера), в которых H_2O полностью или почти полностью растворяется: 1) астеносфера, где H_2O растворяется в межзерновом расплаве даже при его содержании менее 3%; 2) линзы пород в надастеносферной части мантии, обогащенные флогопитом и (или) амфиболом и концентрирующие в себе всю (или большую часть?) H_2O ; 3) зоны мигматизации («ультраметаморфизма»), играющие в коре такую же роль, как астеносфера в мантии (см. гл. 4). Прерывистая фильтрация растворов, обогащенных H_2O , возможна только между этими «барьерами».

В предыдущих разделах (см. рис. 19) мы уже обсудили влияние H_2O на процессы плавления в верхней мантии, в частности сильное снижение температур ликвидуса (до $600^\circ C$) при наличии избытка H_2O ; изменение характера плавления (например, сохранение инконгруэнтного плавления энстатита до давлений более 30 кбар в отличие от сухой системы, где энстатит плавится конгруэнтно, начиная с 5 кбар); изменение состава эвтектик, в частности сдвиг пикритовых эвтектоидных выплавок в сухой системе в сторону кварцевого толеита и далее до андезита в водных системах (Green, 1972; и др.). С последним обстоятельством связано и наиболее низкотемпературное положение солидуса андезит- H_2O по сравнению как с базальтами, так и более кислыми породами (см. рис. 19).

Однако для реальных систем мы должны учесть отсутствие (или редкость) свободной H_2O в мантии и наличие других летучих компонентов, прежде всего CO_2 . Как было показано впервые для гранитоидных расплавов (Wyllie, Tuttle, 1959) и подтверждено позже для основных и ультраосновных расплавов (Eggler, 1974, 1975; Eggler, Burnham, 1973; Wyllie, 1977), растворимость H_2O в силикатных расплавах существенно выше, чем CO_2 , и зависит от T и P , хотя изолинии H_2O при низком ее содержании почти не зависят от давления. Растворенная H_2O деполимеризует расплав, снижает его вязкость и температуру кристаллизации, CO_2 оказывает противоположный эффект. При плавлении пород в присутствии сложного (H_2O+CO_2) флюида из-за различной растворимости его компонентов расплав обогащается H_2O , а рстит —

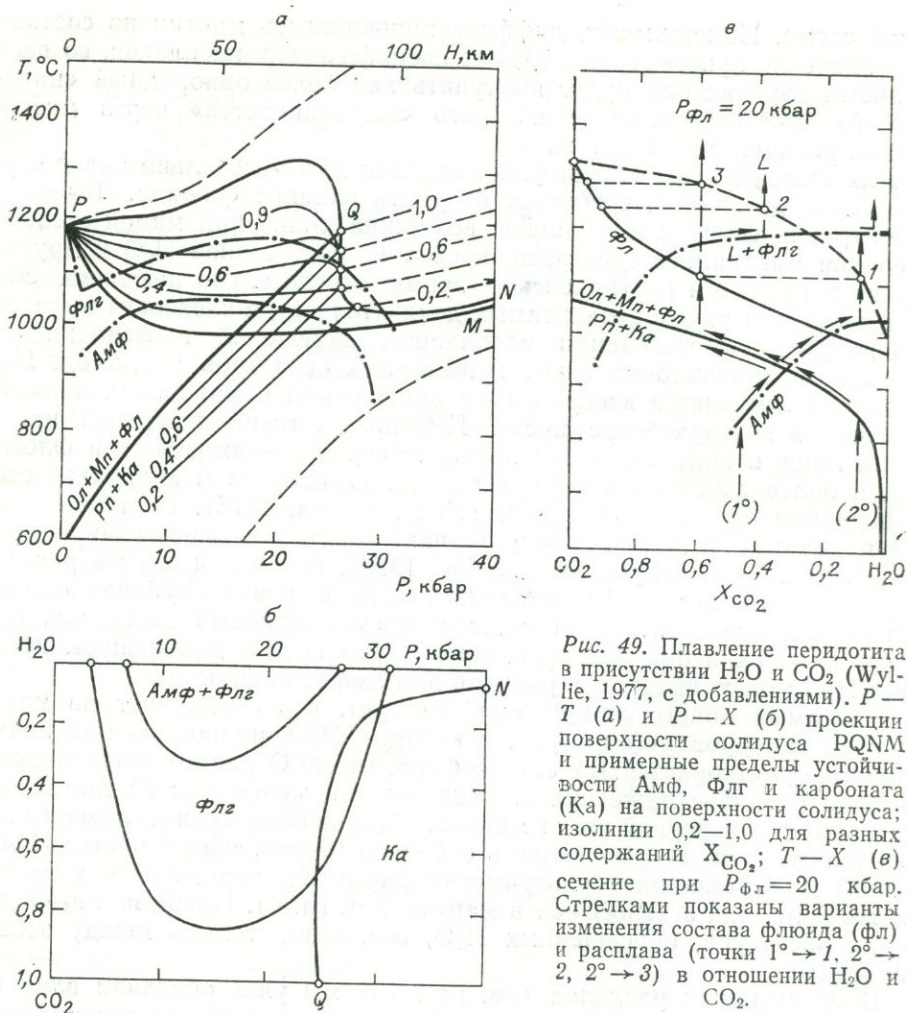


Рис. 49. Плавление перидотита в присутствии H_2O и CO_2 (Wyllie, 1977, с добавлениями). $P-T$ (а) и $P-X$ (б) проекции поверхности солидуса $PQNM$ и примерные пределы устойчивости Амф, Флг и карбоната (Ка) на поверхности солидуса; изолинии 0,2—1,0 для разных содержаний X_{CO_2} ; $T-X$ (в) сечение при $P_{Фл} = 20$ кбар. Стрелками показаны варианты изменения состава флюида (фл) и расплава (точки $1^\circ \rightarrow 1$, $2^\circ \rightarrow 2$, $2^\circ \rightarrow 3$) в отношении H_2O и CO_2 .

CO_2 . Как видно на рис. 49, в присутствии избыточного флюида солидус плавления перидотита превращается в дивариантную поверхность $PQNM$. Эта поверхность пересекается с дивариантной поверхностью реакции карбонатизации ($Ол+Мп+флюид \rightleftharpoons Рп+карбонаты$) вдоль моновариантной линии QN , так что при $P \leq 23$ кбар (Wyllie, 1977) CO_2 в рестите присутствует в виде флюида, а при более высоком давлении — в виде карбоната.

При этом же давлении (около 25 кбар) фиксируется разложение флогопита и амфибола (см. рис. 49). Поэтому плавление карбонатсодержащего перидотита происходит в присутствии небольшого количества H_2O и начинается вдоль линии QN с изменением состава флюида, в котором CO_2 возрастает от 0,1 до 0,95 при резком возрастании температуры на $200^\circ C$ (без флогопита и амфибола) или до 0,5—0,8 в присутствии флогопита и до 0,25 в присутствии амфибола. Как известно, давление около 20 кбар (70—80 км) соответствует достаточно часто верхней границе астеносферы, что согласуется с резким изгибом кривой $Q-N$ при давлении около 20—24 кбар.

Участие углекислоты в мантийном магмообразовании подтверждается также наличием ее во включениях в фенокристаллах, «вскипание» которых происходит при давлениях 5—6 кбар (Соболев, Базарова, 1973). Поэтому 20—25 км — минимальная глубина, где могут быть захвачены эти включения.

Сечение на рис. 49 при 20 кбар аналогично схематической диаграмме плавления в присутствии H_2O и CO_2 , построенной нами ранее (Соболев и др., 1967; Фации..., 1970), подтверждает наши выводы об изменении состава флюида и последовательности процессов плавления в таких системах. Так, в рассмотренном случае ($P=20$ кбар; рис. 46) при нагревании карбонатсодержащего перидотита, содержащего немного флюида состава (2°) = $(0,9 H_2O + 0,1 CO_2)$, карбонаты выше $900^\circ C$ разложатся и состав флюида будет меняться до исчезновения карбоната, например до $0,4 H_2O$, $0,6 CO_2$ при $T=1000^\circ C$. Дальнейшее нагревание до $1130^\circ C$ приведет к образованию первых порций расплава, содержащих около $0,9 H_2O$ и $0,1 CO_2$. При дальнейшем повышении T флюид будет растворяться в расплаве (с незначительным увеличением его доли) и при T около $1300^\circ C$ полностью растворится в нем при отношении H_2O и CO_2 — 40 и 60%; последние порции флюида состоят в основном из CO_2 (97%). Если в перидотите одновременно присутствует амфибол или флогопит, то при их разложении флюид будет обогащаться H_2O и полностью растворится в расплаве в точке 1 (при $1100^\circ C$ и $X_{H_2O} = 0,9$) или точке 2 (при $T=1250^\circ C$ и $X_{H_2O} = 0,6$); последние порции флюида соответственно будут содержать 60 или 90% CO_2 . При исходном флюиде состава (1°) первым будет разлагаться амфибол, а затем карбонат (см. стрелки на рис. 49, в).

Повышение доли CO_2 во флюиде в ходе такого процесса (без амфибола и флогопита) может привести к смене состава выплавки в сторону нефелиновых базальтов и нефелинитов, как, например, на Гавайских островах. В присутствии CO_2 состав эвтектики $Фо—Эн—Ди$ смещается в сторону недосыщенных SO_2 жидкостей. При селективном плавлении карбонатсодержащих перидотитов, в зависимости от давления и особенностей их состава, могут возникнуть также карбонатитовые лавы и мелилитовые базальтоиды, тесно связанные с обычными щелочными базальтами (Boettcher et al., 1975; Eggler, 1974; Wyllie, 1969, 1970).

При плавлении амфибол- или флогопитсодержащих пород расплав (при малой степени плавления) обогащен водой и щелочами (особенно K_2O). Оба фактора (H_2O и K_2O) сдвигают систему в сторону более кислых пород — базальтов с умеренным дефицитом SiO_2 , но обогащенных калием с пониженной железистостью фемических минералов типа лейцитовых базальтов. Подобный эффект, по предположению В. С. Соболева (1973), возникает также при ассимиляции флогопита. Именно этим объясняется обратная тенденция в лейцитовых базальтах по сравнению с обычными базальтами — увеличение роли K с повышением магнезиальности и приближение к составу флогопитового пироксенита и глиммерита из глубинных включений. Развивается также гипотеза об ассимиляции в мантии богатых амфиболом пород, что может привести к повышению роли Na (Соболев, 1973; Глубинные ксенолиты..., 1975).

Таким образом, существует альтернатива — либо селективное плавление пород, обогащенных флогопитом и (или) амфиболом, либо «ассимиляция» этих пород обычной пикрит-толеитовой магмой. В любом случае амфиболы, флогопит и карбонаты в верхней мантии выступают важнейшими регуляторами состава выплавки (их щелочности и степени недосыщенности SiO_2), но только при малой степени селективного плавления. Поскольку амфибол, как видно на рис. 49, будет разлагаться при более низких температурах, чем флогопит, то при нагревании и селективном плавлении мантии первым будет исчерпан амфибол, а рестины относительно обогащены K_2O и CO_2 . При повторном нагревании и плавлении натровые магмы будут сменяться калиевыми. Этот механизм объясняет базальтовый магматизм океанов и континентов и его эволюцию в ходе развития складчатой области, что было отмечено нами ранее (см. рис. 33).

Обособление и излияние магм, возникающих при малой степени селективного плавления, требует особых условий — специфических прослоев в верхней мантии и (или) фильтр-прессинга, и (или) быстрого подъема по ослабленным зонам-каналам в относительно холодной (менее пластичной) мантии. В таких условиях образуются разнообразные щелочные базальты. При повышении степени плавления (свыше 5%, как показано выше) содержание летучих в расплаве падает на 1—2 порядка и состав выплавки приближается к пикриту; из этой выплавки могут образоваться оливиновые толеиты по схеме медленного «всплывания» астенолитов. Ранние порции базальтоидов в такой эволюционирующей системе могут соответствовать щелочным оливиновым базальтам, а поздние — толеитам или слабощелочным оливиновым базальтам. Этому способствует, как было показано в цитированных работах В. С. Соболева, устранение «альбитового барьера» при давлениях выше 25 кбар, так что становится возможным непрерывный переход от базальтов с нормативным нефелином к породам с нормативным гиперстеном.

Наша модель, схематически показанная на рис. 50, б, по сравнению с моделью А. Е. Рингвуда (рис. 50, а) учитывает многообразие составов в верхней мантии и способов удаления магм. Модель А. Е. Рингвуда исходит из однообразного пиrolитового состава мантии и разнообразие магм объясняет главным образом образом разной глубиной и степенью плавления при их подъеме. В соответствии с этим при степени плавления 1—2% ($B_1, B_2, C_1, C_2, D_2, D_3$ на рис. 50, а) возникают оливиновые нефелиниты и базаниты, при степени плавления 2—5% (B_3, C_3, D_4) образуются щелочные оливиновые базальты, при степени плавления более 5% в зависимости от давления образуются оливиновые базальты (D_5), оливиновые толеиты и пикриты (D_8, D_7), высокоглиноземистые базальтоиды (C_4, D_6), кварцевые толеиты (B_4, C_5).

По нашей модели (рис. 50, б) при степени плавления до 5% в зависимости от глубины и наличия в мантии карбонатов, флогопита или амфибола формируются пикриты (1а), карбонаты (2а), щелочные базальты (3а), а также кимберлиты и щелочно-ультраосновные расплавы (4а, 6а, 7а), которые могут эволюционировать к меймечитам (4б — 1а), щелочным породам (5), интрузиям перидотитов (6, см. также рис. 50, а). При степени плавления более 5% и быстром излиянии формируются коматииты — пикриты (1), толеитовые и оливиновые базальты (2, 3) при отсадке оливина, андезиты, андезито-базальты (4) — из богатых водой участков мантии (см. гл. 4).

Вышеизложенное характеризует основные черты глубинной магматической модели. Этого материала достаточно, чтобы сформулировать основной принцип планетарной дифференциации (Виноградов, 1959; Ярошевский, 1976б): формирование внешних оболочек, и прежде всего коры, — результат выплавления легкоплавкого силикатного материала и его подъема к поверхности. Этому ведущему механизму сопутствуют подчиненные процессы — «дегазация» мантии и обособление флюида на некоторых уровнях в мантии.

В альтернативной гипотезе о ведущей роли флюидов в процессе дифференциации коры и мантии (Коржинский, 1952; Маракушев, 1965, 1968) вместо амфибола, флогопита и карбонатов, игравших роль регуляторов селективного плавления в вышеизложенной схеме, предполагаются «трансмагматические» потоки флюидов, идущие с глубин до 700 км и несущие большие запасы H_2 или H_2O, SiO_2 , щелочей и ряда других элементов. Они вызывают не только плавление, но и интенсивные метасоматические изменения мантии и низов коры, предшествующие плавлению и способствующие его интенсивному протеканию. Эти же потоки вызывают изменение состава расплавов в ходе кислотно-основного взаимодействия компонентов флюида и расплава, крайним случаем которого является «метамагматизм» (Коржинский, 1973б).

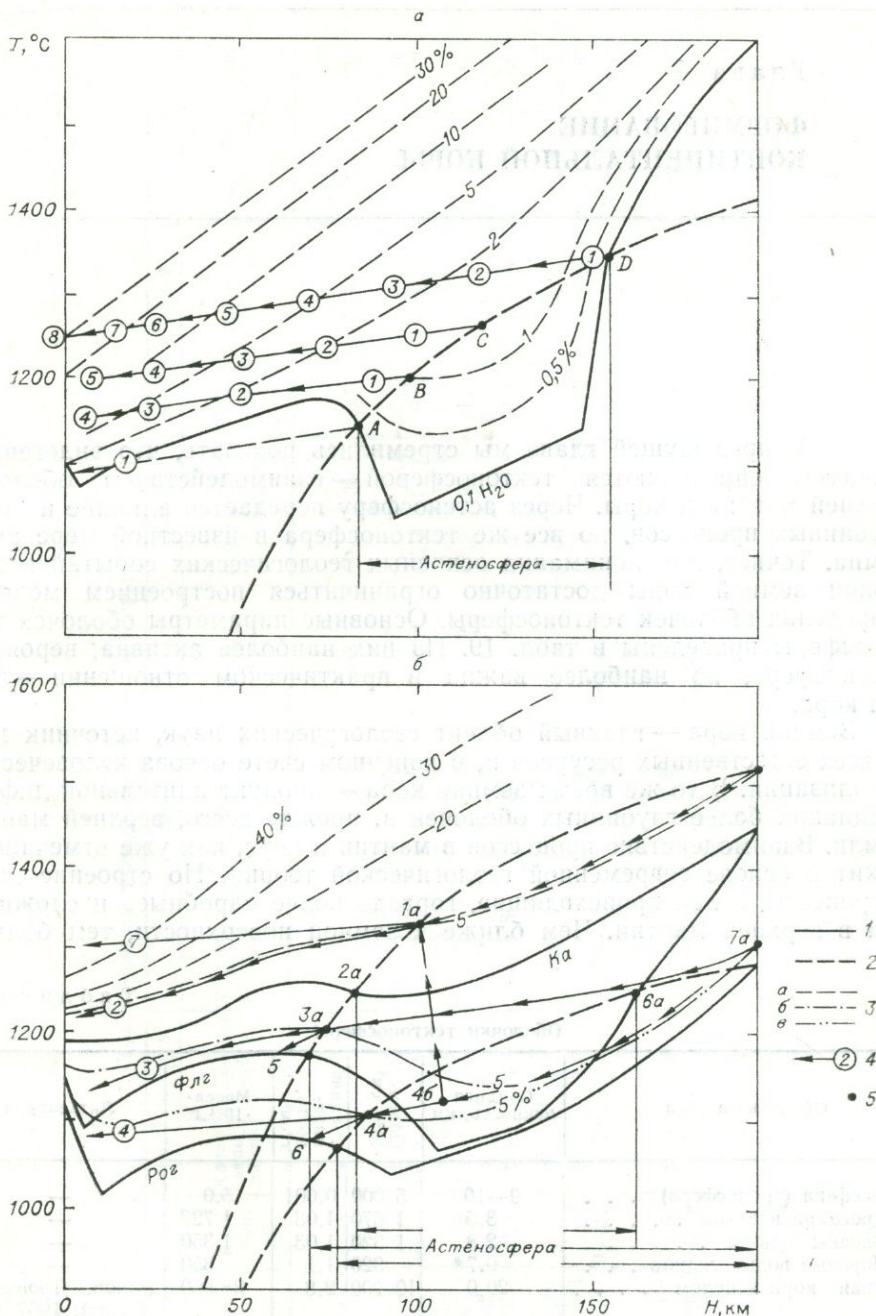


Рис. 50. Модели глубинного магмообразования (а — Ringwood, 1975, б — модель автора).

1 — кривые плавления (а — пиролита с 0,1% H_2O , б — перидотита с карбонатом (Ка), роговой обманкой (Рог), флогопитом (Флг)); 2 — геотермы; 3 — изолинии степени плавления для пиролита с 0,1 H_2O и карбонатсодержащего (а), флогопитсодержащего (б), амфиболсодержащего перидотита (в); 4 — направление подъема магм и типы магм; 5 — изменение исходного состава магм с глубиной (А—В—С—Д по модели А и 1а, 2а, 3а, 4а, 6а, 7а по модели б).

По нашему мнению, материалы, описанные в гл. 3, противоречат гипотезе о существовании такого потока растворов. В частности, необходимо слишком большое количество H_2O для сколько-нибудь заметного действия такой модели. Необходима дальнейшая разработка концепции трансмагматических потоков, магматического замещения и «метаматизма».

Глава 4

ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

В предыдущей главе мы стремились показать, что эндогенные процессы определяются тектоносферой — взаимодействием оболочек верхней мантии и коры. Через астеносферу передается влияние и более глубинных процессов, но все же тектоносфера в известной мере автономна. Точнее, для понимания основных геологических событий и эволюции земной коры достаточно ограничиться построением моделей в пределах оболочек тектоносферы. Основные параметры оболочек тектоносферы приведены в табл. 19. Из них наиболее активна, вероятно, астеносфера, но наиболее важна в практическом отношении — земная кора.

Земная кора — главный объект геологических наук, источник почти всех естественных ресурсов и, в конечном счете основа человеческой цивилизации. В то же время земная кора — продукт длительной дифференциации более глубинных оболочек и, прежде всего, верхней мантии Земли. Взаимодействие процессов в мантии и коре, как уже отмечалось, лежит в основе современной геологической теории. Но строение коры и процессы, в ней происходящие, гораздо более «дробные» и сложные, чем в верхней мантии. Чем ближе к земной поверхности, тем больше

Таблица 19

Оболочки тектоносферы

Оболочки и слои	Средняя мощность, км	Объем, $\cdot 10^{21}$, см ³	Средняя плотность, г/см ³	Масса, $\cdot 10^{21}$, г	Литература
Атмосфера (тропосфера)	9—10	5 000	0,001	5,0	—
Гидросфера в целом	3,5	1 670	1,03	1 727	—
Океаны и моря	2,8	1 320	1,03	1 350	—
Поровые воды осадков	0,7*	320	1,1	350	—
Земная кора в целом	20,0	10 200	2,8	28 560	Ронов, Ярошевский, 1967
Слои:					
осадочный гранитно-метаморфический	7,2	13 600	2,7	9 720	Там же
гранулито-базитовый и габбро-базальтовый	11,0	5 800	2,91	16 840	»
Верхняя мантия В ₁	100		3,3	15 500	Birch, 1964
Астеносфера В ₂	0—250, в среднем 55		3,3	95 000	»
Верхняя мантия В ₃	225		4,0	370 000	»
В целом	400**		—	650 290	

* Условная мощность.

** Мощность без атмосферы.

Горизонтальная неоднородность тектоносферы

Оболочки	Интервал	Океанические области			Переходные области			Континенты, включая шельф				В целом	
		В целом	Котловины, плиты	Срединные хребты	Окраинные и средиземные моря	Островные дуги и желоба	Рифты	В целом	Щиты и платформы	Древние складчатые области	Альпийские орогены	Активные области	Пассивные области
Площадь на поверхности, %	100	45	35	10	7	4	4	40	25	10	5	25	75
Гидросфера (включая поровые воды), км	0—11,0	5,2	5,7	3,3	4,5	1,5	2,5	1,5	1,5	2,0	0,5	2,25	3,8
Объем, %	100	68,5	58,6	9,9	9,2	1,8	2,9	17,6	11,0	5,9	0,7	16,5	83,5
Осадки, км	0—25	1,1	1,35	0,2	5,0	2,0	4,0	1,8	1,8	2,1	1,0	2,44	1,6
Объем, %	100	27,4	26,2	1,2	19,3	4,5	8,9	39,9	25,5	11,6	2,8	33,7	66,3
Кора, км	10—65	11,0	11,3	10,0	20	10—30(20)	25	40	37	40	55	20	25,5
Объем, %	100	20,5	16,4	4,1	5,8	3,3	4,2	66,2	38,3	16,6	11,3	35,4	64,6
Верхняя мантия:													
V_1 , км	20—350	61	70	30	150	100	30—70	≤300	300	250	150	30—150	60—300
v_p на границе Мох	7,4—8,3	8,03	8,2	7,4	8,0	7,4—8,0	7,8	8,15	8,25	8,0	7,9	7,6	8,2
Астеносфера V_2 , км	0—250	0—250	0—100	150—250	100—150*	100—200*	100—150*	0—150	0	0—100	100—150*	100—250*	0—100
Интегральные характеристики:													
поток тепла	1,0—2,7	1,6	1,3	3,65	2,0	1,8	2,5	1,3	1,0	1,5	2,0	≥2,0	1,0—1,5
аномалии Буге, мЛг	от—300 до+200	+160	+150	+200	—300	—50	—250	—75	—30	—160	—250	—	—

* Часто полнастеносферность (см. рис. 40—41).

Горизонтальная и вертикальная плотностная неоднородность тектоносферы

Оболочка, слой	Вертикальная		Горизонтальная в активных областях	
	$\Delta\rho_{\text{max}}$, г/см ³	Среднее $\frac{\partial\rho}{\partial h}$, г/см ³ ·км	$\Delta\rho_{\text{max}}$, г/см ³	Среднее $\frac{\partial\rho}{\partial l}$, г/см ³ ·км
Гидросфера	1,0	0,06	—	—
Осадочный слой	1,0—1,5	0,3	1,0—1,5	0,01—0,15
Кристаллическая кора	0,5—1,0	0,1	0,5—1,0	0,01—0,15
Верхняя мантия V_1	0,2—0,3	0,01	0,2—0,3	0,01—0,05
Астеносфера V_2	<0,1	<0,01	<0,05	<0,005

степень вертикальной и горизонтальной неоднородности. Обобщенное представление об этом дают табл. 19 и 20. Это впечатление усиливается возможностью более детального изучения и соответственно более детального расчленения самых верхних слоев — осадочного и гранитно-метаморфического. Выделение слоев, указанных в табл. 19 и 20 и на рис. 40, — лишь первая ступень построения модели коры.

Выделенные слои распространены в коре очень неравномерно. Их разная комбинация характеризует океанические и континентальные сегменты земной коры, а также переходные зоны, отличающиеся по строению и составу (см. рис. 27). В океанах отсутствует (или встречается спорадически) гранитно-метаморфический слой, остальные слои и кора в целом маломощные (см. табл. 20); габбро-базальтовый слой, подстилающий океанические осадки, отличается по составу и строению от континентального гранулитно-базитового слоя. Различие между континентальными и океаническими сегментами, по-видимому, уходит далеко в глубь мантии. Это было показано в отношении астеносферы и надастеносферного слоя в предыдущей главе и схематически отражено в табл. 20. Океаническая мантия в целом менее истощена, чем континентальная. Переходные зоны часто соответствуют активным зонам, подробно рассмотренным в конце главы.

Неоднородность состава и строения верхних оболочек Земли, усиливающаяся к поверхности, отражается и в неоднородностях геофизических полей (табл. 21). Эти неоднородности, изучаемые геофизическими методами, служат одним из основных инструментов познания глубинного строения земной коры и верхней мантии. Здесь нам хотелось бы обратить внимание еще на одно обстоятельство: плотностные вертикальные и горизонтальные неоднородности, возрастающие к поверхности (см. табл. 21), создают поле напряжений, не имеющее сферической симметрии, и предпосылки для тектонических деформаций.

В гл. 4 и 5 охарактеризованы общие проблемы петрологии, связанные с формированием континентальных и океанических сегментов, а также переходных (активных) зон, и на этой основе критически рассмотрены проблемы геодинамики.

ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ПРОБЛЕМА ГРАНИТОВ

Главная особенность коры континентального типа — наличие гранито-гнейсового (по составу андезитового или гранодиоритового) «слоя», что обуславливает удвоенную и утроенную мощность коры по сравнению с «переходной» или океанической (см. табл. 20). Поэтому проблемы формирования континентальной коры, гранито-гнейсового

слоя и гранитов тесно взаимосвязаны. Однако прямое их сопоставление — граниты формируют кору континентального типа — было бы явно упрощенным решением проблемы. Это следует из фактов, указывающих на древность континентальной коры, вторичность собственно гранитов и т. д.

Древность континентальной коры. Радиологические определения древнейших гранитоидов и эндербитов (см. табл. 2) показывают цифры порядка 3,6—4,0 млрд. лет, что близко к возрасту формирования Земли в целом. Однако далеко не очевидно — продолжалось ли образование этих пород и формирование гранитного слоя непрерывно и равномерно в истории Земли.

Ответ на этот вопрос может дать, прежде всего, сопоставление данных метаморфической петрологии с геологической картой континентов. Более 60% площади континентов (включая шельф) образуют раннедокембрийские платформы, а вместе со срединными массивами и блоками раннего докембрия в складчатых областях — вероятно, около 70—80% объема континентальной коры. Основу фундамента этих платформ и блоков слагают формации и породы двупироксеновой (гранулитовой) фации V_1 , частично C_2 (см. рис. 27, 33—35; гл. 5) древнее 2,0—2,5 млрд. лет. Эти древние и глубоко эродированные породы прикрыты маломощным чехлом осадков или в них вложены более молодые и более низкотемпературные метаморфические формации. Другими словами, породы фации V_1 формируют не менее 70% объема фундамента и раннедокембрийских блоков, а в целом в объеме континентальной коры они составляют не менее 50%, если учесть даже минимальные оценки ($0,7 \times 0,7 = 0,49$). Величина давления в породах двупироксеновой фации V_1 , обнаженных на поверхности или прикрытых маломощным чехлом, составляет не менее 6 кбар (см. рис. 24), поскольку в них почти повсеместно отсутствует ассоциация Ол+Ан (вместо них распространены шпинелевые пироксениты с ассоциацией Ди+Рп+Шп), а в ассоциации с кордиеритом и силлиманитом обычен гранат железистостью менее 65%. Согласно этим и другим геобарометрам (Хлестов, 1970; Добрецов и др., 1972), оценки давления в двупироксеновой фации колеблются от 6 кбар в ладожской до 13 кбар в чогарской субфации глубинности, т. е. в среднем можно принять 9—10 кбар при $T = 850^\circ\text{C}$ (Маракушев и др., 1971; Перчук, 1973; Добрецов и др., 1972; Фации..., 1974; Глебовицкий, 1973). Это соответствует глубине их формирования (т. е. глубине эрозионного среза) в среднем 35—40 км.

Другими словами, 50% объема континентальной коры слагают породы древнее 2—2,5 млрд. лет, а остальные 50% представляют продукты размыва, переотложения и дифференциации этих пород. Получается, что все 100% объема континентальной коры были созданы в первую половину истории Земли. Учитывая тенденцию последних лет удревять по геохронологическим данным возраст пород гранулитовой фации V_1 , вероятно, что этот объем в основном создан в первые 1,0—1,5 млрд. лет, и если к тому же принять более высокие оценки (например, $0,8 \times 0,8 = 0,64$ объема континентальной коры сложено породами фации V_1), то объем древней континентальной коры составляет около 130% объема современной. Избыточные 30% были «уничтожены» (погружены в мантию? перемешаны с основными породами с образованием коры переходного типа?) или скрыты под водами окраинных морей и океанов (особенно Индийского).

Конечно, эти оценки ориентировочные, но сама тенденция уменьшения интенсивности (или полного прекращения?) формирования континентальной коры с течением времени (рис. 51), вряд ли будет опровергнута по мере накопления новых фактов. Эта тенденция (кривая 3 на рис. 51) вступает в противоречие с моделями, постулирующими непрерывный или увеличивающийся (кроме последних 1,6—1,2 млрд. лет)

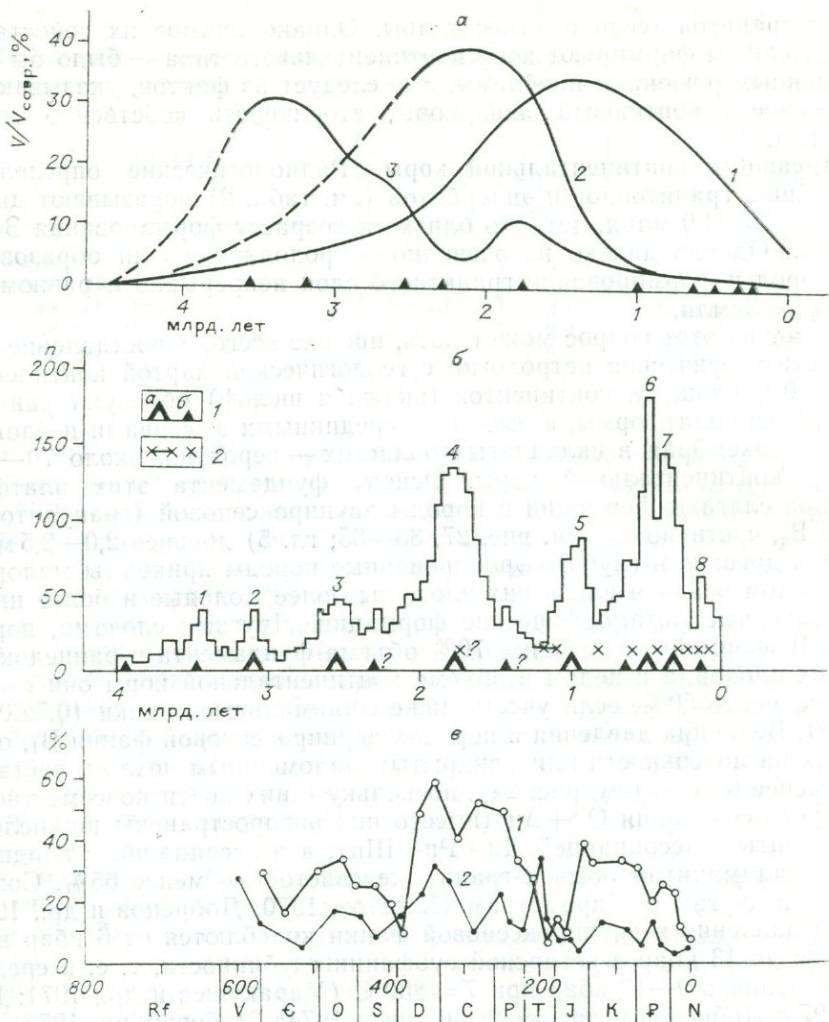


Рис. 51. Рост континентальной коры по разным моделям и периодизация тектонических событий.

a — схематические кривые роста континентальной коры по оценке: 1 — О. Г. Сорохтина (1974), 2 — Л. П. Зоненшайна (устн. сообщение), 3 — автора; *б* — суммарная кривая возрастов кристаллических пород (Gastill, 1960) с максимумами главными (1*a*) и второстепенными (1*б*) и эпохи глаукофанового метаморфизма (2) (Добрецов, 1974а, 1978); *в* — изменение площади осадконакопления (1) и интенсивности вулканизма (2) (А. Б. Ронов и др.).

рост континентальной коры в островных дугах в соответствии с гипотезой тектоники плит, в частности с моделью О. Г. Сорохтина (1974, 1975).

К аналогичным выводам совершенно независимо пришел Уайз (1978). Используя детальные палеогеографические карты Северной Америки и всего мира, он пришел к выводам об относительной постоянной высоте стояния континентов, по крайней мере в фанерозое. На основе этой модели он получил зависимости между объемом, площадью и мощностью континентов и океанов (рис. 52). При этом также использованы допущения о постоянной площади поверхности Земли (S_e), постоянной мощности океанической коры и простой изостатической связи между мощностью континентов D_c и глубиной океанов D_o (км):

$$D_o = 9,1 + 4,98D_c \quad (50)$$

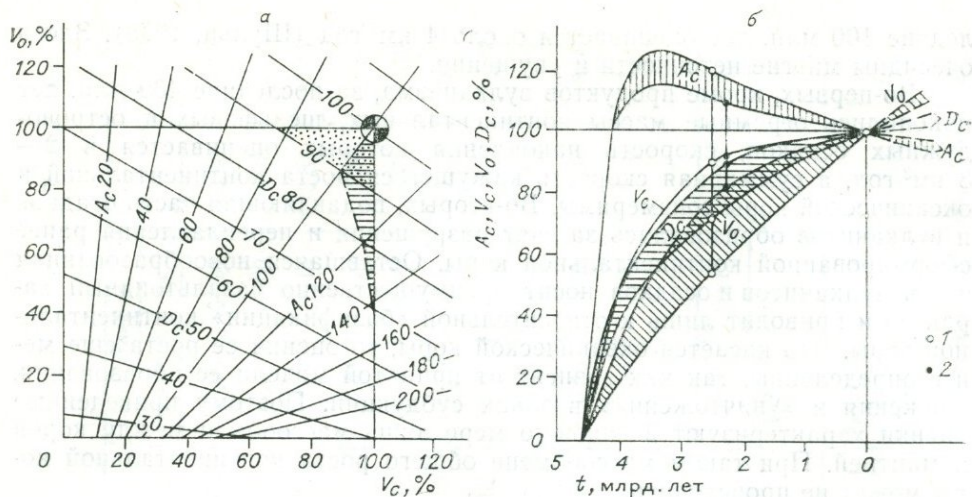


Рис. 52. Модели изменения объемов континентальной коры V_c и океанов V_o , мощности континентальной коры (D_c) и площади континентов A_c в процентах от современных. *a* — модель постоянства относительной высоты стояния континентов (Найз, 1978), точками показано положение глобальной системы в течение последних 2500 млн. лет при $D_c = 90\%$, горизонтальной штриховкой — то же, при $D_c = 70\%$ в раннем протерозое; *б* — эволюционные кривые изменения параметров при допущении неравномерного выделения V_c и D_c (1 — при $V_c = 90\%$ и $D_c = 70\%$ 2,6 млрд. лет назад; 2 — при $V_c = 90\%$ и $D_c = 90\%$ 2,5 млрд. лет назад).

и очевидные зависимости

$$\left. \begin{aligned} S_e &= S_c + S_o; \\ V_c &= S_c \cdot D_c; \\ V_o &= S_o \cdot D_o. \end{aligned} \right\} \quad (51)$$

При постоянной величине S_e независимыми могут быть лишь две величины (например, V_c и D_c). При оценке D_c был использован вывод (Condie, 1976; Windley, Davis, 1978; и др.) о том, что начиная с архея (2,5—2,6 млрд. лет назад) мощность континентальной коры составляла около 70% современной или была практически постоянной. В этом случае суммарные объемы и размеры континентов и океанов оставались практически постоянными в течение последних 2500 млн. лет.

Приняв неравномерное выделение континентальной коры (не менее 90% за первые 2 млрд. лет) и вышеприведенные оценки ее мощности к этому времени (70 или 90%), мы получим относительно равномерное увеличение объема океанов (гидросферы) и сокращение площади континентов на 15—25% за последние 3 млрд. лет (см. рис. 52, б). Последний вывод может быть уточнен, если допустить незначительное изменение уровня стояния континентов и (или) некоторое расширение Земли. Изменение этих параметров на 10—20% может означать постоянство площади континентов в течение всей геологической истории Земли. В любом случае вариации площади континентов, объема и мощности континентальной коры в течение последних 2,5 млрд. лет не превышают 20%, что соответствует точности наших знаний об этих параметрах.

Как довод в пользу равномерного роста континентальной коры в истории Земли приводится соответствие скорости накопления продуктов островного и континентального вулканизма — около $1 \text{ км}^3/\text{год}$ за последние 400 млн. лет (Ритман, 1964) — и средней скорости образования континентальной коры — $4,5 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ за $4,6 \cdot 10^9$ лет, т. е. $1 \text{ км}^3/\text{год}$ (Шульц, 1978). В то же время скорость роста океанической коры за пос-

ледние 100 млн. лет оценивается около 4 км³/год (Шульц, 1978). Здесь очевидны многие неточности и упущения.

Во-первых, кроме продуктов вулканизма, за последние 400 млн. лет накопились огромные массы континентальных, шельфовых и островодужных осадков, скорость накопления которых оценивается в 2—3 км³/год, а суммарная скорость кажущегося роста континентальной и океанической коры соизмеримы. Во-вторых, подавляющая часть осадков и вулканитов образовалась за счет разрушения и переплавления ранее сформированной континентальной коры. Оставшаяся новообразованная часть вулканитов и осадков носит преимущественно базальтоидный характер и приводит лишь к относительной «базификации» континентальной коры. Что касается океанической коры, то оценки ее роста еще менее определены, так как зависят от принятой модели ее образования, движения и «уничтожения» в зонах субдукции. Поэтому приведенные оценки характеризуют в какой-то мере лишь массообмен между корой и мантией. При таком массообмене общего роста континентальной коры может не происходить.

Как видно из табл. 22, 23, состав многих древнейших пород и гранулито-базитового слоя в целом близок к андезиту или андезито-базальту. Еще ближе к андезиту средневзвешенный состав континентальной коры в целом (табл. 22) (Taylor, 1968; Ringwood, 1975; Ронов, Ярошевский, 1967; Ронов и др., 1972). При оценке этих аналогий важно иметь в виду следующие:

1) среди наиболее древних (в ряде случаев древнейших) пород присутствуют эндербиты — прямые аналоги андезитов: в этом случае говорят об эндербитовом или трондземитовом слое (Митрофанов и др., 1976), более древнем, чем основные гранулиты и глиноземистые осадки, или об их аналогии с современными андезито-дацитовыми формациями островных дуг (Лутц, 1978).

Таблица 22

Образование континентальной или промежуточной коры в островных дугах (по моделям субдукции)

Компонент	Средний состав							Расчетные и экспериментальные составы				
	континентальной коры			вулканитов островных дуг				8	9	10	11	12
	1	2	3	4	5	6	7					
SiO ₂	61,9	58,2	66,7	57,0	56,78	61,1 ¹	63,40	57,6	59,1	46,2	50,2	49,8
TiO ₂	0,8	0,8	0,5	0,65	0,84	0,87	0,40	1,3	1,1	0,9	0,87	1,4
Al ₂ O ₃	15,6	16,0	15,2	18,2	17,98	16,0	16,09	15,2	14,5	18,2	17,5	16,1
Fe ₂ O ₃	2,6	2,8	1,5	3,58	3,43	2,68	3,10	3,5	2,1	—	—	—
FeO	3,9	4,8	3,1	4,06	4,72	4,65	2,36	6,0	4,7	13,1	11,4	10,0
MnO	0,1	0,15	0,07	0,10	0,12	0,20	0,07	0,2	0,2	0,2	0,15	0,16
MgO	3,1	5,3	2,0	3,30	4,22	2,25	2,04	4,1	5,4	9,0	7,5	8,1
CaO	5,7	6,0	3,7	7,50	7,63	4,56	4,98	8,8	10,0	10,0	8,9	11,5
Na ₂ O	3,1	3,2	3,6	2,54	3,23	4,45	3,43	2,4	2,2	2,4	2,6	2,7
K ₂ O	2,9	2,0	3,0	1,69	1,34	2,30	2,51	0,9	0,6	0,03	0,75	0,2
Сумма	99,7	99,25	99,37	98,62	100,29	99,06	98,38	100,0	99,9	100,03	99,87	99,96

Примечание. 1 — Ронов, Ярошевский (1967); О. Г. Сорохтин и др. (1971); 2, 3 — гранулито-базитовый (2) и гранито-гнейсовый (3) слой по Б. Г. Лутцу (1975); 4 — четвертичные андезиты и андезито-базальты Северных Курил, среднее из 92 анализов; 5 — андезиты Восточно-Камчатской зоны, среднее из 175 анализов; 6 — андезиты Изу-Маринской дуги, среднее из 18 анализов; 7 — вулканиты внешней зоны Суматры, среднее из 74 анализов (4—7 — Эрлих, 1973); 8 — состав коры, получаемый из модели субдукции серпентинизированной океанической коры (Сорохтин и др., 1971); 9 — то же (Сорохтин, 1974); 10 — средний состав алмазонного эклогита; 11 — состав первичной океанической коры (0,75 состава 10+0,25 состава 1); 12 — состав современных океанических базальтов. Выделены данные, значительно отличающиеся от наблюдаемых.

Составы древнейших пород и гранулитовых комплексов в целом

Компонент	Земля Эндерби					Анабарский щит					Алданский щит				Дндезит
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	6	1	2	3а	4	
SiO ₂	65,66	52,01	64,44	70,05	59,37	66,60	49,7	63,6	68,4	62,8	63,68	48,65	64,94	69,40	59,50
TiO ₂	0,58	0,92	1,01	0,56	0,79	0,40	1,20	0,5	0,5	0,6	0,63	1,27	0,60	0,48	0,80
Al ₂ O ₃	15,80	14,19	16,60	13,73	14,77	16,60	16,1	17,2	12,6	15,9	15,51	13,87	15,14	13,83	17,20
Fe ₂ O ₃	1,23	2,74	2,36	1,22	2,10	1,30	3,1	2,1	0,6	1,8	2,11	3,54	1,99	1,58	—
FeO	4,23	8,47	6,15	3,60	6,44	3,00	8,4	5,6	7,3	5,4	3,70	8,44	3,39	2,28	6,10
MnO	0,10	0,20	0,19	0,08	0,16	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,10	0,19	0,09	0,06	0,15
MgO	2,42	7,16	3,05	1,58	4,73	2,20	8,0	2,6	0,9	3,2	2,52	7,01	2,23	1,18	3,42
CaO	4,41	8,96	1,20	2,43	6,06	4,30	10,6	3,1	1,6	4,8	5,22	10,13	4,67	2,72	7,03
Na ₂ O	3,90	2,92	1,36	2,34	2,92	3,90	2,2	2,7	2,9	3,0	4,18	3,18	4,08	3,73	3,68
K ₂ O	1,27	1,28	2,76	4,31	1,89	1,20	0,5	2,5	5,0	2,1	1,41	1,03	2,00	4,09	1,60
P ₂ O ₅	0,12	0,28	0,07	0,10	0,18	0,40	0,1	0,1	0,1	0,2	—	—	—	—	—
С у м м а	99,72	99,13	99,19	100,10	99,41	100,0	100,1	100,1	100,0	99,9	99,06	97,31	99,13	99,35	99,48
Число анали- зов	12	11	5	22	50	20	20	10	5	55	18	133	33	15	—
Источник	Равич, Камнев, 1972					Лутц, 1975					Рудник, 1975	Велико- славин- ский, 1978	Рудник, 1975	Taylor, 1968	

Примечание. 1 — эндербиты; 2 — двупироксеновые сланцы; 3 — глиноземистые сланцы и мигматиты; 3а — глиноземистые чарнокиты; 4 — чарнокиты; 5 — средневзвешенный состав (в пропорции 1—25, 2—50, 3—10, 4—15%), 6 — то же (в пропорции 1—40, 2—20, 3—20, 4—20%).

2) Более основной по сравнению с андезитами состав гранулитобазитового слоя, аномальные концентрации в нем некоторых элементов, наличие специфических (высокоглиноземистых и других) пород объясняются, скорее всего, тем, что породы гранулитобазитового слоя представляют рститы, из которых в процессе анатексиса выплавлены и подняты вверх более кислые гранитоидные породы.

3) Усредненный состав пород коры (гранулитобазитовый + гранитно-метаморфический + осадочный слои) может близко отражать состав исходного вещества до анатексиса и разделения коры на слои. С учетом поправки на осадочную дифференциацию и удаления части компонентов в гидротатмосферу (H_2O и щелочи), можно заключить, что состав коры действительно близок к андезиту, насыщенному водой (см. табл. 22). Результаты экспериментального плавления модельных систем в присутствии H_2O привели к выводу, что из недифференцированной мантии, богатой водой, будут выплавляться кислые андезит-дацитовые расплавы, а не базальтоидные, как из относительно сухой мантии (Куширо, 1969; Kushiro, 1968, 1972; Green, 1972). Современные андезит-дацитовые расплавы, судя по изотопным соотношениям (Moorbath, 1977; и др.), образуются главным образом за счет переплавления древней континентальной коры (Green, 1972). Другие возможности выплавления кислых расплавов из мантии рассмотрены ниже).

4) Существует много данных в пользу «горячей» Земли на ранней стадии ее развития, когда дегазация (выделение H_2O) и плавление верхних оболочек происходили более интенсивно (см. гл. 1 и 2). Однако, независимо от этих гипотез, само существование гидросферы ставит вопрос о том, что если кора и гидросфера образовались примерно одновременно, то образование коры происходило в присутствии избытка H_2O . В пересчете на кору средней мощностью 20 км содержание H_2O в веществе «первичной коры» составляло 9%, а CO_2 — менее 1%. Поскольку континентальная кора по объему преобладает, то эти содержания можно отнести целиком к ней, причем они близки к предельному насыщению водой кислых магм.

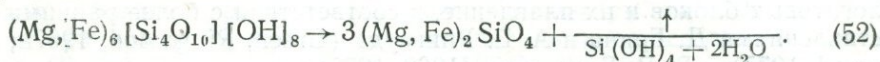
Все эти данные лучше всего согласуются в модели раннего образования сиалической коры путем выплавления из первичной недифференцированной и интенсивно дегазируемой мантии в присутствии избытка H_2O . Дальнейшая осадочная и метаморфическая дифференциация (при решающей роли анатексиса как механизма, сходного с дифференциацией мантии) привели к разделению первичной континентальной коры на гранулитобазитовый и гранитно-метаморфический слои. К обсуждению этой модели мы еще вернемся, а пока должны оценить альтернативную модель.

Одна из главных трудностей в модели раннего выплавления континентальной коры из водонасыщенной мантии, по мнению В. С. Соболева, — «локальность» этого процесса. Но это та же проблема, что и проблема локальности выплавления океанической коры в срединно-океанических хребтах, и локальности погружения ее в предполагаемых зонах субдукции. Она связана, как предполагают, с конвективными течениями в астеносфере и (или) первичной неоднородностью в мантии, хотя на ранних стадиях развития Земли локальность, возможно, была меньше.

Образование континентальной коры в островных дугах. Согласно распространенной модели тектоники плит в зонах субдукции океаническая литосферная плита погружается в мантию под действием собственного веса и (или) вследствие вязкого зацепления литосферной плиты мантийным потоком. Погруженная литосферная плита разогревается и из нее выплавляются андезитовые и (или) кислые расплавы, формирующие островные дуги и кору промежуточного, а затем континенталь-

ного типа. Другими словами, океаническая кора представляет «полуфабрикат», из которого путем фракционного выплавления образуются главные типы пород континентальной коры.

Этот процесс петрологически и петрохимически (см. табл. 22) был согласован в рамках двух моделей — «водной» и эклогитовой. В модели О. Г. Сорохтина (Сорохтин и др., 1971; Сорохтин, 1975) важная роль принадлежит воде, захваченной при серпентинизации (или других процессах гидратации) океанической коры. При погружении и дегидратации (десерпентинизации) вверх уносится вода и вместе с ней SiO_2 , глинозем, щелочи по схеме:



Вода, SiO_2 , Al_2O_3 и щелочи способствуют выплавлению из вышележащей пирилоитовой мантии толеита, добавление к которому указанных компонентов приводит к формированию андезита (графы 8—9 в табл. 22), близкого к среднему составу континентальной коры. Этот состав (графа 9 в табл. 22) получен следующим образом. Взяты 5 частей серпентинизированного среднего гарцбургита Индийского океана, из этого состава вычтен нормативный оливин, остаток (Al_2O_3 , SiO_2 , CaO , щелочи) смешан с одной частью толеитового базальта и пересчитан на 100%.

Хотя некоторое сходство составов с континентальной корой (за исключением TiO_2 , Na_2O , CaO и особенно K_2O) после этого расчета получено (см. табл. 22), петрологическая основа реакции (52) неверна — при десерпентинизации вместе с H_2O может удаляться не только SiO_2 , но также и MgO , и Fe в количествах, соответствующих равновесию флюида с серпентином и оливином; Al_2O_3 , CaO и щелочи — в количествах, соответствующих равновесию флюида с минералами — носителями этих компонентов (амфиболов, хлорита). При этом из флюида не могут кристаллизоваться фазы (и не могут выноситься соответствующие пропорции компонентов), пересыщенные относительно исходных гидратированных фаз (например, не может выноситься избыточный SiO_2 и т. д.). Кроме того, температура десерпентинизации (около 400°C) соответствует глубинам не более 40 км (см. рис. 72, б) при допускаемых скоростях субдукции, что значительно меньше, чем вероятные глубины (80—100 км) выплавления андезитовидных магм. Остаются также трудности с объяснением избытка Ti , Fe , Ca и недостатка Si , Na и K .

Более удовлетворительными представляются «водные» модели, в которых главная роль отводится плавлению амфиболитов. Последовательное нагревание гидратированной океанической коры приводит к образованию амфиболитов, прямое плавление которых дает андезитовую магму (Green, 1972; и др.). Эта модель согласуется с обилием амфибола в глубинных включениях, в лавах островных дуг (см. гл. 3) и амфибола в самих лавах. Но из амфиболита без избыточного H_2O предпочтительно выплавляются базальты, а не андезиты (Иодер, Тилли, 1965), а возможность избытка H_2O в субдуцируемой литосфере дискуссионна.

Заслуживают внимания также модели, связанные с эклогитизацией и плавлением при высоких давлениях (Грин, Рингвуд, 1968; Green, Ringwood, 1967a; Соболев В., Соболев Н., 1975; Соболев В., Соболев А., 1977). По представлению В. С. Соболева (Соболев В., Соболев Н., 1975), в ранний период развития коры на обширных площадях образуется базальтовая океаническая кора за счет выплавления из мантии на небольших глубинах в «сухих» условиях. После формирования достаточно мощной коры океанического типа на всей Земле подвиг океанических плит сопровождался образованием кислых и других магм над зонами поддвига. Эти магмы образуются путем выплавления из кварцевых эклогитов, возникших в результате эклогитизации первичной океанической коры. За счет такого эклогита может получиться до 25% гранита-липа-

рита и значительно большее количество магмы дацит-андезитового состава (Соболев В., Соболев Н., 1975) или до 30% андезит-дацитовой магмы (Соболев В., Соболев А., 1977). В древних зонах субдукции образуются таким способом зародыши континентальной коры, которые при дальнейшем разрастании привели к образованию континентов. В более позднее время такое разрастание продолжалось, но шло более медленными темпами. Современным примером нового зародыша континента может служить дуга Тонга — Кермадек, где одна океаническая плита поддвигается под другую. После образования мощной континентальной коры в ее низах происходит эклогитизация, вертикальное погружение эклогитовых блоков и их плавление, в соответствии с более ранними представлениями Д. Грина и А. Е. Рингвуда (Green, Ringwood, 1967a; Ringwood, 1975) и В. В. Белоусова (1968, 1975).

В более поздней работе (Соболев В., Соболев А., 1977) допускается, что кварцевые (коэситовые) эклогиты могут образовываться путем погружения базальтов в зонах Заварицкого — Бениоффа (т. е. зонах субдукции), при эклогитизации нижней части континентальной коры с отрывом соответствующих блоков, а также при кристаллизации на глубине некоторых расплавов. Таким образом, схема приобретает более широкое значение. Главный ее вывод в том, что «при эклогитизации обычных базальтов, в частности базальтов океанических хребтов, и при кристаллизации на больших глубинах магм соответствующего состава должны образовываться кварцевые или коэситовые эклогиты» (Соболев В., Соболев А., 1977, с. 53). При пересчете состава типичных базальтов на минеральный состав эклогитов получается от 1 до 10% нормативного кварца, за исключением собственно щелочных и щелочных оливиновых базальтов, когда получается немного нормативного оливина.

Сравнение базальтов с системой SiO_2 — пироксен — гранат при 40 кбар (рис. 53) показывает, что толеитовые базальты и базальты островных дуг превращаются в эклогиты, при плавлении которых образуется около 30% кварцсодержащей эвтектики E_1 , причем в качестве рести-та R_1 останутся пироксен-гранатовые породы с преобладанием граната

(до 75%). При плавлении эклогитов, образовавшихся за счет щелочных оливиновых базальтов, образуется немного (менее 10%) кварцсодержащей эвтектики или даже оливинсодержащая эвтектика E_2 , температура которой на 300°C выше кварцевой и мало отличается (на 20°C) от двойной эвтектики гранат — пироксен. Вероятные рести-ты R_2 обогащены пироксеном. Возможны также мономинеральные кумуляты (в первом случае — гранатовые, во втором — пироксеновые).

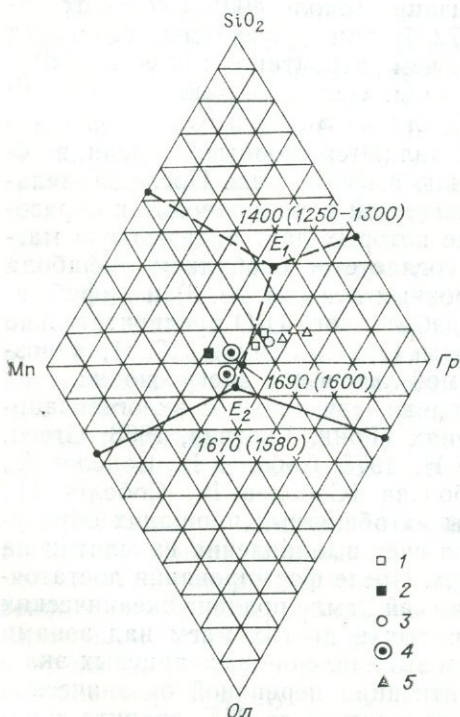


Рис. 53. Экспериментальные данные по плавлению в системе диоксид (Мп) — пироп (Гр) — оливин (Ол) при 40 кбар (Дэвис, Шерер, 1968) и ориентировочные данные по системе Мп — Гр — SiO_2 при 40 кбар (по В. С. Соболеву, 1976). Температуры эвтектики Мп — Гр и тройных эвтектик E_1 (с кварцем) и E_2 (с оливином) даны для магnezальной системы и для реальных пород (в скобках).

Средние составы: 1, 2 — толеиты континентов (1) и океанов (2); 3, 4 — щелочные оливиновые базальты континентов (3) и океанов (4); 5 — островодужные базальтоиды.

Мы дополнили эту схему следующим расчетом (см. табл. 22). Океанические толеиты — не единственный тип пород, при эклогитизации и выплавлении которых можно получить континентальную кору. Поэтому в качестве исходного (графа 10 в табл. 22) был взят состав алмазного эклогита (вероятный рестит после выплавления континентальной коры по В. Соболеву, Н. Соболеву (1975)). К нему добавлен (25%) средний состав континентальной коры (графа I в табл. 22). Полученный состав (графа 11 в табл. 22) действительно близок к толеиту, но заметно отличается от океанического толеита срединно-океанических хребтов по TiO_2 , железистости, CaO и K_2O и гораздо ближе к континентальным породам — базитам гранулитобазитового «слоя» (см. табл. 23), а также многим траппам и базальтам андезито-базальтовых ассоциаций континентов (Вулканические ассоциации..., 1976). Другими словами, погружение, эклогитизация и выплавление из континентальных (но не океанических) базитов могли служить источником образования части континентальной коры.

Но образование всей континентальной коры таким способом маловероятно. Во-первых; в континентальной мантии должно тогда присутствовать слишком много «реститовых» эклогитов — при мощности континентальной коры 40 км не менее 120 км (более половины) в ее разрезе должны представлять эклогиты. Поэтому В. С. и Н. В. Соболевы (1975) вынуждены были предположить, что часть эклогитов, не расплавившись¹, погрузилась ниже астеносферного слоя, возможно даже в нижнюю мантию. Во-вторых, остается проблема выделения гидросферы. При выплавлении в «сухих» условиях по вышеприведенной схеме H_2O не должна выделяться при образовании континентальной коры (или выделяться в незначительном количестве). Поэтому В. С. и Н. В. Соболевы (1975) допускают образование гидросферы до формирования земной коры. В-третьих, остаются необъясненными вышеприведенные факты о древности континентальной коры.

В то же время трудно отрицать полностью участие этого процесса в формировании континентальной коры. Предпочтительным представляется вариант эклогитизации и отрыва блоков в уже сформированной континентальной коре, претерпевшей дифференциацию и разделение на гранитно-метаморфический и гранулитобазитовый слои. Эклогитизация и погружение блоков более вероятны для гранулитобазитового слоя, чем для первичной «андезитоидной» или, тем более, кислой коры. В таком варианте окажется, что гранитно-метаморфический слой не комплементарен гранулитобазитовому, часть последнего погрузилась и осталась в мантии, в то же время кислые выплавки из погрузившихся блоков добавились к объему кислой коры. В таком случае либо соответствие состава континентальной коры андезиту — случайное совпадение, либо роль погрузившихся блоков невелика.

Что касается варианта преобразования океанической коры в континентальную в зонах субдукции по эклогитовой схеме, то здесь возникают дополнительные трудности. К ключевым относится прежде всего проблема концентрации калия и в меньшей мере натрия, кальция, железа, титана. Континентальная кора представляет не только и не столько «сиаль», обогащенный Si и Al, но также «калиевый сиаль», обогащенный K и родственными элементами (Rb, Li, радиоактивные элементы и др.). В более поздней работе В. С. и А. В. Соболевы (1977) отмечают эту трудность в отношении калия, так как содержание K_2O в океанических базальтах явно недостаточно для выплавления из них континентальной коры. Поэтому предполагается дополнительный привнос K_2O благодаря особой подвижности данного компонента в мантии и формирование фло-

¹ В специальной работе (Соболев В., Соболев С., 1977) было показано, что блоки эклогитов не успеют расплавиться в астеносфере при линейных размерах, превышающих десятки километров.

гопита (Соболев, 1973, 1976). По-видимому, это не относится к срединно-океаническим хребтам, где предполагается плавление мантии, не содержащей калиевых минералов — флогопита или санидина (Соболев В., Соболев А., 1977). Но в островных дугах, где предполагается формирование континентальной коры с привнесом K_2O , глубинные ксенолиты показывают полное отсутствие флогопита и широкое распространение $Na - Ca$ -амфибола.

Мы уже касались в предыдущей главе проблемы флогопита и амфибола, как главных регуляторов щелочности мантийных магм; но пришли к выводу, что их роль наиболее существенна лишь при образовании щелочных базальтоидов при малой степени плавления мантии. Образование преобладающего толеитового типа базальтоидов больше регулируется степенью плавления и степенью дифференциации по мере медленного подъема мантийного астенолита. Что касается гипотетических растворов — возможных переносчиков калия, то они могут циркулировать лишь там, где мантия предельно насыщена флогопитом и амфиболом. В астеносфере H_2O и K_2O целиком растворены в расплаве; в кровле астеносферы отделяющиеся флюиды производят флогопитизацию и амфиболитизацию прослоев, обогащенных Al_2O_3 ; выше этого «барьера» продвижение растворов маловероятно. Можно предполагать лишь особые калий-карбонатные растворы, но для доказательства их реальности нет никаких данных.

По-видимому, с помощью флогопита или гипотетических растворов в мантии проблема «добавки» K_2O к выплавке из эклогитизированного океанического базальта не решается. Косвенно с этим связана и повышенная магнезиальность океанических базальтов в контрасте с высокой железистостью выплавляемой континентальной коры, поскольку это связано с окислительно-восстановительными условиями выплавления, регулируемые флюидом и (или) окислами.

В дополнение к недостатку K_2O океанические базальты характеризуются «избытком» CaO и TiO_2 . Выплавление из них кислых пород должно сопровождаться образованием реститов или кумулятов, обогащенных CaO и TiO_2 . Такие породы среди глубинных ксенолитов известны: для CaO это пироксениты и амфиболиты, для TiO_2 — ильменитовые перидотиты, но пространственно и фациально они разобщены и не связаны с эклогитовыми реститами. Проблема еще ждет своего решения. Можно лишь заметить, что корреляция повышенного количества богатых CaO пород в мантии с островными дугами и складчатыми областями (см. гл. 3) с интенсивным развитием андезитового и гранитоидного магматизма показывает их участие в этом процессе.

Кроме геохимических и петрологических трудностей, сформулированных выше, модель образования континентальной коры из океанической по схеме субдукции зависит от доказательства реальности и глобальных масштабов последней, объяснения корреляции вероятных зон плавления с тепловым потоком и других геологических и геофизических проблем, которые, как мы увидим далее (в гл. 5), вызывают серьезную дискуссию.

Таким образом, можно заключить, что гипотеза образования всей (или большей части) континентальной коры из океанической в зонах субдукции сомнительна и, по крайней мере, требует дополнительных доказательств. Выплавление кислого материала из погружающихся эклогитизированных блоков вполне реально, но играет, по-видимому, подчиненную роль в формировании континентальной коры.

Гипотеза гранитизации и формирование гранитно-метаморфического слоя. В предыдущих двух моделях главное внимание уделялось процессам выплавления материала континентальной коры из мантии. Однако существуют гипотезы, в которых предполагается образование континентальной коры путем «гранитизации» первичной базальтоидной коры.

«Гранитизация» понимается в одних случаях как метасоматический (метаморфогенно-метасоматический) процесс (Лападю-Арг, 1950; Барт, 1956; Судовиков, 1955), в других — как магматическое замещение (Коржинский, 1952, 1953, 1968). Но в обоих случаях главная роль отводится мощному «интрателлурическому» или «трансмагматическому» потоку флюидов, идущему из мантии и пронизывающему всю земную кору.

В более ранних схемах (Лападю-Арг, 1950; Perrin, Roubault, 1949; Барт, 1956; Судовиков, 1954, 1955) предполагалось, что при гранитизации растворы приносят SiO_2 , щелочи, в некоторых случаях Al_2O_3 , и выносят CaO , MgO , FeO , которые скапливаются перед фронтом гранитизации, образуя «фронт базификации». В результате образуются метасоматические серии пород, развивающиеся из базальтоидных или осадочных пород. «Независимо от природы исходной осадочной породы, они сходятся всегда в направлении гранита» (Барт, 1956, с. 45). В более общем виде (независимо от гранитизации) эти взгляды выразил А. А. Маракушев (1965, 1971), сформулировавший гипотезу регионального метасоматоза: «метаморфизм горных пород в общем случае осуществляется с изменением содержания в породах не только воды и углекислоты, но также щелочей, нередко кальция и других компонентов» (Маракушев, 1965, с. 26).

Нам приходилось уже неоднократно критически рассматривать эти представления (Фации..., 1970; Петрология..., 1974; Добрецов и др., 1976). Доказательства в их пользу неубедительны или неоднозначны. Например, петрохимические сопоставления (Лападю-Арг, 1950; Маракушев, 1965; Маракушев и др.; 1971), на которые обычно ссылаются, допускают иное толкование в рамках модели анатексиса и не требуют привлечения соображений о региональном привносе — выносе компонентов. Главное затруднение здесь — что считать исходной породой. Сопоставляя гнейс и гнейсо-гранит, или меланосому и лейкосому мигматитов, сторонники метасоматической гранитизации считают, что вторые образовались за счет первых «исходных» пород путем привноса — выноса; сторонники анатектического происхождения считают и те и другие продуктом плавления и обособления (в разной степени) выплавки и реститов, т. е. «исходной» принимается некая сумма этих пород. Более того, статистические исследования составов метаморфических пород, проведенные в последние годы для разных толщ и в целом для земной коры (Фации..., 1970; Закруткин, 1970; Фации..., 1974; Петров, Макрыгина, 1975; Кепежинская, 1977), убедительно показали крупномасштабный (в объеме толщи) изохимический характер метаморфизма в отношении главных компонентов.

Теоретические соображения о метасоматической гранитизации в настоящее время особенно неубедительны, поскольку имеются многочисленные экспериментальные данные о плавлении горных пород (Winkler, Platen, 1961; Yoder, Tilley, 1962; Whitney, 1975; и др.) и прямые находки раскристаллизованных расплавных включений в мигматитах (Чупин, 1975; Бакуменко и др., 1976), хорошо согласующиеся с экспериментальными данными. Поэтому сейчас практически все исследователи признают решающую роль расплава в формировании мигматитов и гранито-гнейсов.

Наряду с анатектической моделью достаточно популярна модель магматического замещения, впервые сформулированная Д. С. Коржинским (1952, 1953). В этой модели главную роль играют «трансмагматические» растворы, идущие через магматическую колонну с больших глубин. Находясь в равновесии с кислым расплавом, они вызывают метасоматическое изменение кровли, привнося SiO_2 и щелочи и приближая состав пород кровли к гранитной эвтектике. Преобразованные породы затем нагреваются растворами и нижележащей магмой и плавятся. Поток флюидов, как и расплав, перегрет относительно вмещающих пород

вследствие разницы адиабатического и геотермического градиентов (см. рис. 43) и экзотермических реакций синтеза газов во флюиде (Бейли, 1972; Веригин и др., 1973).

В несколько иной форме идея «интрателлурических» потоков флюидов использована в гипотезе вертикальной миграции фронта магмообразования, призванной объяснить причины возникновения гетерогенных габбро-гранитных серий (см. гл. 5) и общей эволюции геосинклинального магматизма (Кузнецов, Изох, 1969; Изох, 1972, 1978).

Трудно отрицать полностью роль флюидного механизма при гранитообразовании в обоих вариантах. Все дело в масштабах этого процесса. Количественная оценка масштабов флюидных потоков, необходимых для реализации эффективного тепло- и массопереноса, ставит под сомнение возможность широкого проявления флюидного механизма. Уже давно было показано (Gogai, 1960; Соболев и др., 1967), что для осуществления массообмена при образовании гранитов путем магматического замещения или метасоматоза масса газово-флюидной фазы должна быть сопоставима с массой образовавшихся гранитов или быть больше ее. Например, если учесть только SiO_2 , растворимость которой в реальных водных растворах не превышает 5 вес. % (Anderson, Burnham, 1965), т. е. 50 г на 1 кг флюида, то для привноса 10% SiO_2 , необходимого для преобразования «андезитовой» коры в гранитную (или глинистой породы — в гранит), необходимо на каждый 1 кг замещаемой породы «добавить» более 2 кг флюида, а фактически даже больше в 2 раза, поскольку полная «разгрузка» флюида невозможна. По объему это может быть в 5—10 раз больше объема образовавшегося гранита. Если бы весь гранитно-метаморфический слой средней мощности 7,2 км (см. табл. 19) образовался таким способом, то мощность гидросферы составляла бы не 3,5 км (с учетом захороненной воды; табл. 19), а в 10—20 раз больше. Конечно, можно придумать специфический состав флюида, способного растворять больше SiO_2 , Al_2O_3 и других компонентов, но это трудно увязать с современным составом гидросферы. Другой возможный вариант — многократная циркуляция воды через толщу коры, но флюиды, во-первых, не будут интрателлурическими (мантийными), во-вторых, в этом случае трудно объяснить, почему Mg, Fe, Ti, часть Ca и Al сконцентрировались в основном внизу, в гранулитобазитовом слое, а не на поверхности (карбонатные осадки решают лишь частично проблему Ca и Mg, но создают еще больший дефицит Al). Это следует из сопоставления данных в табл. 23.

К аналогичным результатам приводят расчеты теплообмена. Согласно теплофизическим расчетам (Веригин и др., 1973, 1974; Golubev et al., 1978), для эффективного процесса «магматического замещения» (метасоматическая переработка пород растворами, а затем их плавление) необходим определенный перегрев расплава над $T_{пл}$ пород (ΔT), который зависит от содержания флюидов в расплаве в форме пузырьков, поднимающихся к кровле плутона. Процесс магматического замещения вероятен при содержании пузырьков более половины объема расплава, в противном случае ΔT будет выше 700°C (Веригин и др., 1973). Учитывая длительность процесса, общий объем флюидов и здесь значительно превышает объем магмы, от которой они отделились. В более поздних работах (Шарапов, Голубев, 1976; Шарапов и др., 1977) делается вывод, что магматическое замещение в рамках гипотезы Д. С. Коржинского возможно лишь на больших глубинах (более 10 км) и при больших скоростях фильтрации флюида, поэтому «исходя только из постулатов Д. С. Коржинского о магматическом замещении, не удается согласовать теорию и геологические наблюдения» (Шарапов и др., 1977, с. 3).

С нашей точки зрения, совершенно необъяснимы источники и возможности отделения огромных масс летучих на больших глубинах и причины периодичности этого явления, обеспечивающего периодич-

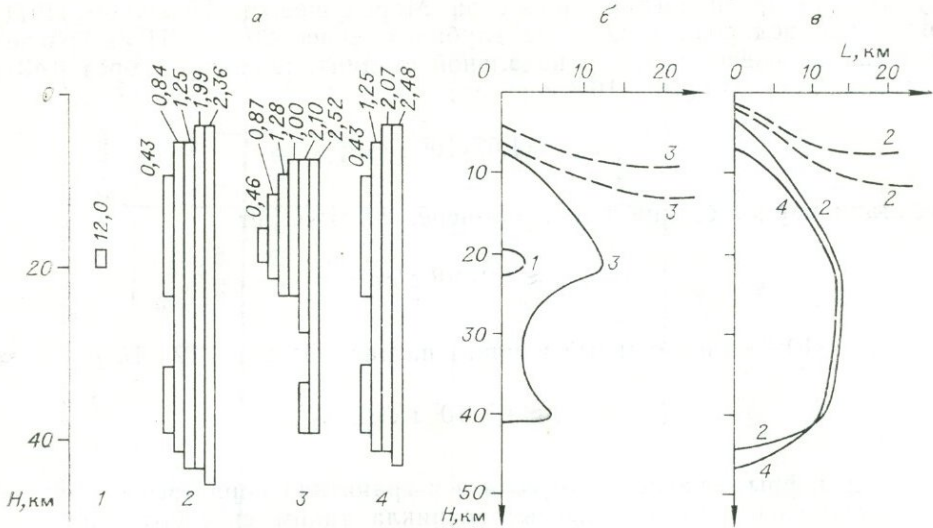


Рис. 54. Плавление в условиях возрастающего к поверхности теплопотока (Шарапов и др., 1977).

а — динамика вертикального разрастания зоны плавления (цифрами показано время в млн. лет); б и в — положение границ зоны расплавления (внизу, сплошная линия) и пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (вверху, штриховые линии). Случаи 1—4 — соответствуют разному расходу ($q_{\text{фл}}$, г/см²·с), начальной температуре (T , °С) и теплоемкости ($C_{\text{фл}}^2$ и $C_{\text{фл}}^1$) флюида: 1 — $q_{\text{фл}} = 10^{-9}$, $T_0 = 1300$, $C_{\text{фл}}^2$; 2 — $q_{\text{фл}} = 10^{-8}$, $T_0 = 1300$, $C_{\text{фл}}^2$; 3 — $q_{\text{фл}} = 10^{-8}$, $T_0 = 1300$, $C_{\text{фл}}^1$; 4 — $q_{\text{фл}} = 10^{-8}$, $T_0 = 1100$, $C_{\text{фл}}^2$.

ность магматизма. В мантии это кажется невозможным, учитывая данные, изложенные в гл. 3. Правда, в работе В. Н. Шарапова и др. (1977) сделана попытка обойти эту трудность, предположив, что флюид фильтруется по проницаемой зоне, имеющей в разрезе треугольную форму. В основании зоны шириной 100 км на глубине около 80 км от базальтоидной магмы, содержащей 1—3 вес. % летучих, эти летучие отделяются при правдоподобных расходах флюида 10^{-8} — 10^{-9} г/см²·с. Вверх проницаемая зона сужается, скорость фильтрации увеличивается. На поверхности, где ширина зоны составляет 1 км, расход флюида в 100 раз выше (10^{-6} — 10^{-7} г/см²·с), поскольку потерями на боковую фильтрацию в этой модели авторы пренебрегают. Основные результаты модели показаны на рис. 54. Они кажутся вероятными для многих частных случаев зональных «плутонометаморфических» комплексов, в ядре которых располагаются анатектиты или палингенные гранитоиды, образовавшиеся «in situ», а на крыльях — зональные комплексы регионально-метаморфизованных пород.

Однако главная проблема здесь — конечный расход флюида. Авторы предполагают два варианта состава флюида, один из которых существенно водный и характеризуется величинами $\rho \cdot c_{\text{ф}} = 0,3$ — $1,0$ кал/см³·град (в среднем 0,75), другой — «водородный» и характеризуется величинами $\rho \cdot c_{\text{ф}} = 0,4$ — $3,0$ кал/см³·град (в среднем 2,5), т. е. в 3 раза выше. Отметим, что реальность водородного флюида сомнительна, а его кажущаяся высокая теплоемкость эфемерна, так как водород даже при высоких давлениях на 1—2 порядка менее плотный, чем H₂O, поэтому придется предполагать для водорода на 1—2 порядка выше объемную проницаемость (поскольку при фильтрации важнее учитывать объем, а не массу фильтрующегося флюида). Однако для рассматриваемого вопроса это не так важно, поскольку

ку авторы предполагают (вслед за Маракушевым, Перчуком, 1971) окисление водорода в воде на глубинах менее 20 км. Итак, расход флюида на поверхности на начальной стадии плавления (через 0,43—0,86 млн. лет) при $q_{нач} = 10^{-8}$ составит

$$q_{пов} = 1,57 \cdot 10^7 \text{ г/см}^2;$$

на стационарной стадии плавления через 2,5 млн. лет

$$q_{пов} \approx 4,0 \cdot 10^7 \text{ г/см}^2;$$

при $q_{нач} = 10^{-9}$ (минимальный вариант на рис. 55) через 12—15 млн. лет

$$q_{пов} \approx 4,7 \cdot 10^7 \text{ г/см}^2.$$

Эти цифры означают, что если вся гранитная кора (все гранитные и гранито-гнейсовые комплексы) возникла таким способом, то одновременно с ней должен возникнуть слой воды мощностью 150—450 км (или около 100 км, учитывая сопоставление мощности гранито-гнейсового слоя (около 7,5 км) с мощностями зон плавления на рис. 55). Эти оценки в несколько раз больше минимальных оценок по балансу вещества. Но те и другие показывают, что путем гранитизации под воздействием флюидного механизма может образоваться не более 5% объема гранитно-метаморфического слоя. Ясно, что такие механизмы могут иметь значение при рассмотрении некоторых (особых) комплексов и массивов, но не могут приниматься во внимание при анализе происхождения всей континентальной коры.

Несмотря на дискуссионность и невысокую точность приводимых здесь расчетов, подчеркнем еще раз, что оценки по балансу масс — решающие при рассмотрении роли флюидных механизмов, и непонятно, почему в большинстве моделей гранитизации их игнорируют. Можно отметить и другие геологические противоречия с вышеприведенной схемой. Например, при любых флюидных моделях гранитизации над зоной плавления предполагается мощная колонна метасоматически измененных пород. Между тем, как уже отмечалось ранее (Соболев и др., 1967; Добрецов Г., Добрецов Н., 1974), в надинтрузивных зонах даже приразломных гранитоидов не наблюдается сопоставимых с ними по объему колонн метасоматических пород. Ссылки на некоторые примеры метасоматоза в приразломных зонах (Шарапов и др., 1977) неубедительны, поскольку они относятся к рудным узлам, тогда как преобладающие зональные метаморфические толщи, которые должны располагаться над такими зонами «флюидного плавления», не обнаруживают заметных отклонений от изохимичности (Петров, Макрыгина, 1975; Кележинская, 1977; см. также гл. 5).

Чтобы подвести итог дискуссии о глубинных флюидных потоках, рассмотрим их в наиболее общем и глобальном виде, следуя ходу рассуждений, принятому нами ранее (Фации..., 1974). Соответствующие оценки понадобятся нам в гл. 5. Для этих потоков можно предположить лишь два источника — мантийный (дегазация мантии) и метаморфогенный (дегидратация и декарбонатизация метаморфизируемых осадков). Среднюю и максимальную величину потока этих флюидов можно оценить двумя способами — по балансу масс и по проницаемости пород (табл. 24). В первом приближении можно рассмотреть только H_2O , составляющую главную массу флюида, выделившегося при дегазации Земли. Если вся масса гидросферы, включая поровые виды осадков, связанную (в виде $[OH]^{-1}$) воду в коре и вероятные потери

Расход флюидов и дополнительный тепловой поток

Источник и тип флюида	Вариант	Расход по балансу (M_{H_2O})			Расход по проницаемости D при $\rho/\eta=100\text{г/см}^3\cdot\text{пуаз}$				Дополнительный тепловой поток при $m_1=m_2$	
		M_{H_2O} , г/см ²	t , млн. лет	m_1 , г/см ² . млн. лет	D , дарси	$\frac{\partial p'}{\partial x}$ при $P=P$ лит. бар/см	m_2 , г/см ² . млн. лет	$\frac{\partial p'}{\partial x}$ при $m_1=m_2$, бар/см	ΔT , °C	Q , мкал. ·см ⁻² ·с ⁻¹
Мантийный (M'_{H_2O}) $M'_{H_2O}=M_{\text{гидр}}+M_{\text{ОН}}$ в коре + $M_{\text{потери}}$	1	$4,0 \cdot 10^5$	4500	90	10^{-11}	$2 \cdot 10^{-3}$	63	$2,84 \cdot 10^{-3}$	1100	0,003
	2	$4,0 \cdot 10^5$	4500	90	10^{-10}	$2 \cdot 10^{-3}$	630	$2,8 \cdot 10^{-4}$	1100	0,003
	3	$4,0 \cdot 10^5$	45(min)	9 000	10^{-9} 10^{-8}	$2 \cdot 10^{-3}$ $2 \cdot 10^{-3}$	9000 »	$2,8 \cdot 10^{-3}$ $2,84 \cdot 10^{-4}$	1100	0,28
Метаморфогенный (M''_{H_2O}) а) метаморфизм погружения при $H_{oc}=20$ км, $T_{20}=600-650^\circ\text{C}$, $C_{H_2O}=4,5\%$	4	$4,5 \cdot 10^4$	20	2 250	$0,5 \cdot 10^{-9}$	$2 \cdot 10^{-3}$	3150	$1,43 \cdot 10^{-3}$	600	0,043
	5	$4,5 \cdot 10^4$	20	1 100	10^{-10}	$2 \cdot 10^{-3}$	1100	$3,5 \cdot 10^{-3}$	600	0,021
б) метаморфизм с дополнительным потоком при $H_{oc}=20$ км, $T_{20}=$ $=1000^\circ\text{C}$, захороненная вода (3%); дегидратационная вода (3%)	6	$3 \cdot 10^4$	10	3 000	$0,5 \cdot 10^{-9}$	$2 \cdot 10^{-3}$	3100	$1,95 \cdot 10^{-3}$	300	0,03
	7	$3 \cdot 10^4$	10	3 000	$0,5 \cdot 10^{-9}$	$2 \cdot 10^{-3}$	3100	$1,95 \cdot 10^{-3}$	700	0,07
	8	$3 \cdot 10^4$	1	30 000	10^{-9}	$2 \cdot 10^{-3}$	6300	$1 \cdot 10^{-2}$	700	0,7
Суммарный $M(H_2O)$	6+8	$6 \cdot 10^4$	10+1	33 000	—	—	—	—	1000	0,73

за счет диссипации водорода¹ в космос, образовалась за счет дегазации Земли, получим

$$M'_{\text{H}_2\text{O}} = M_{\text{гид}} + M_{\text{ОН}} + M_{\text{потерь}} \sim 2 \cdot 10^{23} \text{ г}; \quad m_1 = \frac{M_{\text{H}_2\text{O}}}{S_e \cdot t}. \quad (53)$$

Это соответствует мощности слоя «накопленной» воды $M_{\text{H}_2\text{O}}$ около 4,0—4,5 км (выше мощности современной гидросферы, см. табл. 18). При определении скорости выделения этого слоя в качестве минимальной оценки можно принять, что он равномерно выделялся в течение всей истории Земли, в качестве максимальной — выделялся в 100 раз быстрее (или, что то же самое, выделялся в кратковременные промежутки, суммарная продолжительность которых 45 млн. лет, или выделялся с соответствующей скоростью лишь в активных зонах, составлявших в среднем около 1% площади Земли).

Тогда $m_1(\text{min}) = 90 \text{ г/см}^2 \cdot \text{млн. лет} = 2,85 \cdot 10^{-10} \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$;
 $m_1(\text{max}) = 9000 \text{ г/см}^2 \cdot \text{млн. лет} = 2,85 \cdot 10^{-8} \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Аналогичный расход $m_2(\text{г/см}^2 \cdot \text{с})$ может быть получен через проницаемость:

$$m_2 = \rho/\eta \cdot D \cdot \frac{\partial P'}{\partial x}, \quad (54)$$

где ρ — плотность; η — динамическая вязкость флюида; $\partial P'/\partial x$ — градиент давления флюида, избыточного над гидростатическим; D — коэффициент проницаемости пород, дарси; ρ/η для воды в условиях коры меняется мало и составляет около $100 \text{ г/см}^3 \cdot \text{пуаз}$, D составляет для пород верхней части коры не более 10^{-9} дарси (Пэк, 1968). Учитывая предыдущую модель, можно принять $D_{\text{min}} = 10^{-11}$, $D_{\text{max}} = 10^{-8}$ дарси. Чтобы получить $m_2(\text{min})$, равную оценке по балансу масс ($m_2 = m_1$), мы должны принять при $D = 10^{-11}$ дарси $\partial P'/\partial x = 2,8 \cdot 10^{-3} \text{ бар/см}$, что отвечает наиболее реальному случаю, когда флюидное давление равно или немного больше литостатического, или при $D = 10^{-10}$ $\partial P'/\partial x$ на порядок меньше (табл. 24).

Аналогичные оценки сделаны для метаморфогенного флюида в соответствии с оценками дегидратации осадков с исходным содержанием воды 7% и длительности метаморфизма 1, 10 и 20 млн. лет при нагревании до 400 и 700°C (рис. 55). При мощности осадков $H = 20 \text{ км}$ получим общее выделение H_2O $3,0\text{--}6,0 \cdot 10^4 \text{ г/см}^2$ и m_2 от 3000 до

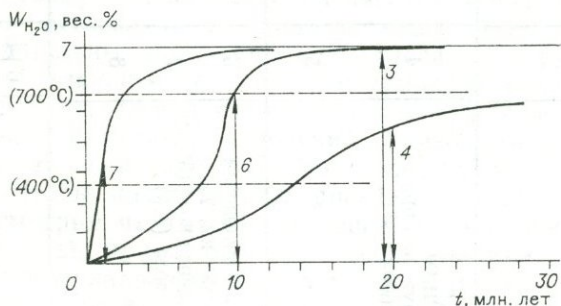


Рис. 55. Схема выделения воды в ходе прогрессивного метаморфизма для разных случаев 3, 4, 6, 7 (соответствуют номерам в табл. 24).

30 000 г/см² за 1 млн. лет (за один цикл метаморфизма). При полициклической схеме (осадки → метаморфизм → дегидратация → осадки...) общий расход, естественно, может быть больше и при 10 циклах сравниться с суммарным выделением воды из мантии. Поток воды m_1 при метаморфизме всегда будет превосходить на 1—2 порядка поток

¹ Во внешней атмосфере диссоциированная вода ($\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_2 + 1/2\text{O}_2$) теряет водород; остающийся кислород израсходован в основном на окисление минералов переменной валентности, прежде всего железа ($2\text{FeO} + 1/2\text{O}_2 \rightleftharpoons \text{Fe}_2\text{O}_3$). Считая, что вся Fe_2O_3 в коре образовалась таким способом, получим соответствующую массу H_2O (потерь).

из мантии. Соответствующие расчеты дополнительного теплопотока

$$Q_{\text{доп}} = c_{\text{ф}} \int_0^{M(t)} \Delta T m_i dm \approx m_i c_{\text{ф}} \Delta T_{\text{ср}}^0, \quad (55)$$

где $m_i = m_1$ или m_2 , $\Delta T_{\text{ср}}$ — перегрев отделяющегося флюида относительно приповерхностных пород; $c_{\text{ф}}$ около 1 кал/г·град или 10^6 мкал/г·град, дают незначительную прибавку за счет мантийного флюидного потока и более значительную — за счет метаморфогенного (см. табл. 24).

При благоприятных условиях именно фильтрация метаморфогенных флюидов обуславливает повышенный теплопоток в активных зонах (2,2—2,5 мкал/см²·с) по сравнению со среднземным (1,5 мкал/см²·с). В этом заключается одно из отличий нашей модели от вышеприведенной модели В. Н. Шарاپова и др. (1977), где исходным моментом является мантийный поток флюидов, скорость движения которых и соответственно дополнительный теплопоток по мере приближения к поверхности возрастают.

АНАТЕКСИС И ГЕНЕЗИС МИГМАТИТОВ

В предыдущем разделе подтверждается тезис о том, что анатексис и перераспределение анатектических (палингенных) расплавов — главные механизмы дифференциации коры и обособления гранитно-метаморфического слоя на континентах. Наиболее вероятной представляется точка зрения о том, что выплавление гранитного материала происходит за счет повышения температур и при участии H₂O, образующейся вследствие дегидратации породообразующих материалов. Участие мантийных флюидов (или флюидов, отделившихся от мантийных магм в коровых условиях), конечно, не исключается, но они могут играть лишь подчиненную роль, хотя и обуславливают многие мине-

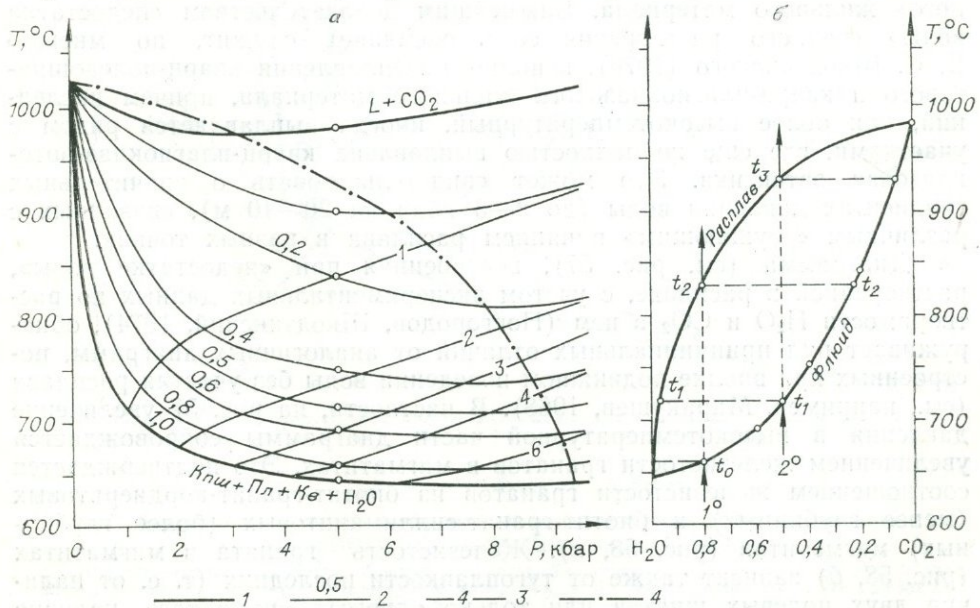


Рис. 56. Система гранит — H₂O — CO₂, иллюстрирующая условия анатексиса в земной коре. Составлено по данным Кадика и др. 1971; Добрецова и др. (Фацин..., 1974); Соболева (1973); Whitney (1975).

а — P—T проекция, б — T—X сечение при $P_{\text{фл}} = 5$ кбар; 1 — экспериментальные и расчетные линии плавления при $X_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ и 0; изолинии на поверхности солидуса: 2 — при разных $X_{\text{H}_2\text{O}}$ и 3 — $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в кбар, 4 — линия, соединяющая точки минимума на изолиниях 2.

ралогические и металлогенические особенности гранитоидов вследствие изменения режима щелочности и окислительно-восстановительного потенциала.

Общая схема анатексиса в настоящее время допускает два варианта. В обоих плавление начинается в присутствии избытка флюида, состоящего преимущественно из H_2O и CO_2 , которые выделились в ходе прогрессивного метаморфизма (дегидратации и декарбонатизации). В первом варианте (рис. 56), которого придерживается и автор (Добрецов и др., 1972; Фации..., 1970; Фации..., 1974; Соболев и др., 1967), по мере плавления и увеличения доли расплава H_2O растворяется в нем, а остающийся флюид обогащается CO_2 (вплоть до резкого преобладания CO_2). Если расплав удалить, метаморфические толщи будут «осушены» — поровый флюид в них весьма беден водой. Эта схема (см. рис. 57, б) построена на основе экспериментальных данных и сходна с разрезом $T-X$ на рис. 49, иллюстрирующем условия плавления в верхней мантии.

В другом варианте (Винклер, 1969; Robertson, Wyllie, 1971; Шкодзинский, 1973, 1976) с увеличением степени плавления в высокотемпературных условиях флюид (включая CO_2) полностью растворяется в расплаве и единственным регулятором дальнейшего плавления остаются водосодержащие минералы, преимущественно биотит. По модели В. С. Шкодзинского (1976), выплавление гранитоидной магмы в мигматитах сопровождается разложением биотита, вместо которого кристаллизуются безводные минералы (гранат, гиперстен), а освобождающаяся вода переходит в расплав. Количество этой воды при данной температуре (т. е. количество биотита в исходной породе) определяет количество образующегося расплава (рис. 57). Лишь на первых этапах из флюида, появление расплава может не сопровождаться реакциями дегидратации темноцветных минералов, что приводит к образованию лейкократового кварц-полевошпатового (аплитовидного и пегматоидного) жильного материала. Важнейшим доказательством «недостатка воды» (полного растворения ее в расплаве) служит, по мнению В. С. Шкодзинского (1976), неполнота выплавления кварц-полевошпатового и кварц-плагноклазового жильного материала, причем последний, как более высокотемпературный, иногда выплавляется рядом с участками, где еще не полностью выплавлена кварц-плагноклаз-ортоклазовая эвтектика. Это может свидетельствовать о значительных градиентах давления воды (до 2—3 кбар на 20—40 м), связанных с различным «осушающим» влиянием расплава в разных точках.

Диаграмма (см. рис. 57), построенная при «недостатке воды», растворенной в расплаве, с учетом экспериментальных данных по растворимости H_2O и CO_2 в нем (Новгородов, Шкодзинский, 1974), обнаруживает ряд принципиальных отличий от аналогичных диаграмм, построенных при вполне подвижном поведении воды без участия расплава (см., например, Маракушев, 1968). В частности, на рис. 57 увеличение давления в высокотемпературной части диаграммы сопровождается увеличением железистости гранатов в мигматитах. Это подтверждается соотношением железистости гранатов из биотит-гранат-кордиеритовых (менее глубинных) и биотит-гранат-силлиманитовых (более глубинных) мигматитов (рис. 58, а). Железистость граната в мигматитах (рис. 58, б) зависит также от тугоплавкости последних (т. е. от наличия двух полевых шпатов или только одного). Кроме того, наличие дополнительной фазы (расплава) приводит к изменению вариантности реакций, но это трудно оценить из-за наличия дополнительных компонентов (Ti , Mn и др.).

Обнаружение и исследование расплавных включений в мигматитах амфиболитовой (B_2) и гранулитовой (B_1) фациях служат прямым до-

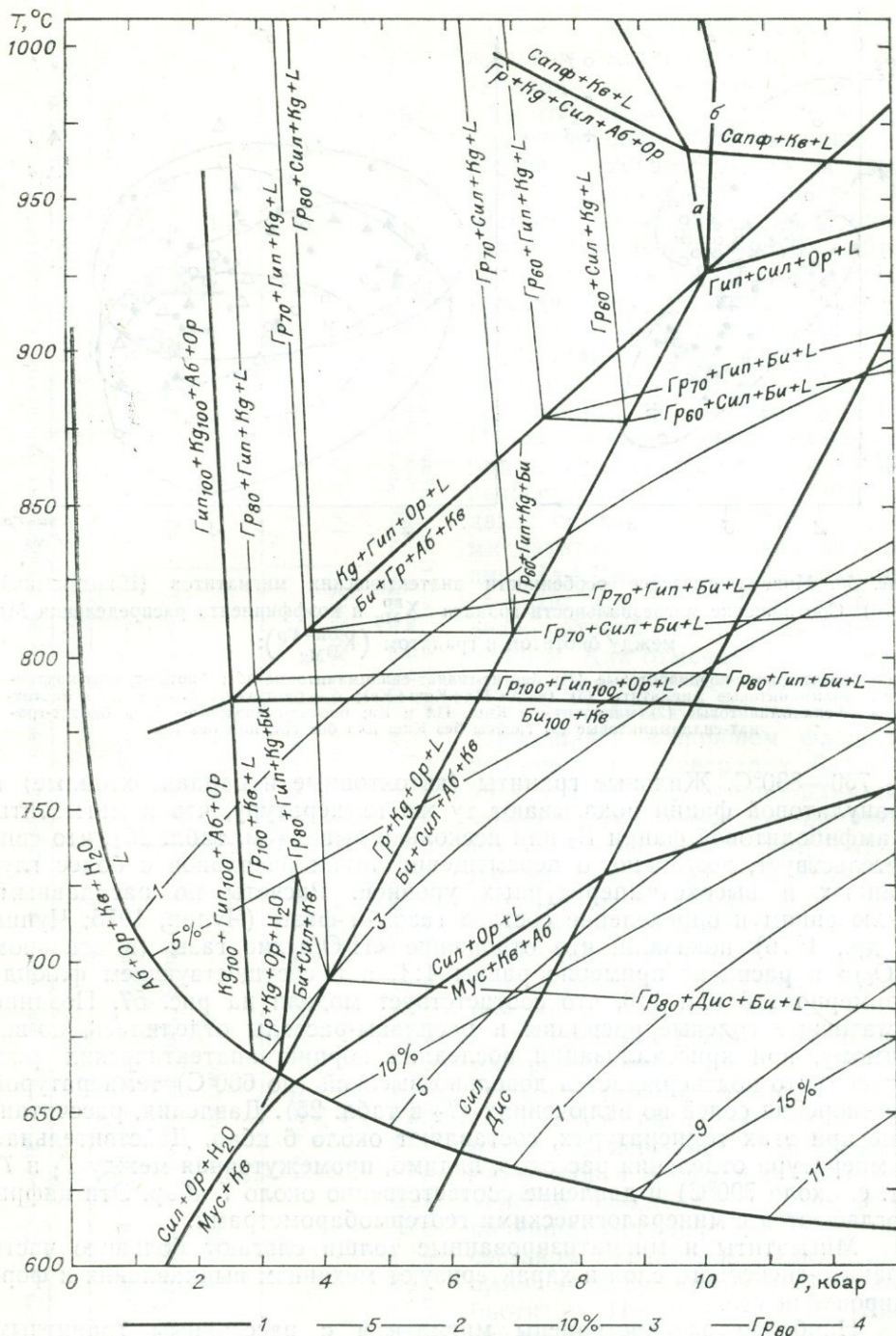


Рис. 57. Диаграмма $P_{Tв} - T$ для бедных кальцием анатектических мигматитов с ассоциацией $Ab + Kпш + Kв$ (Шкодзинский, 1976).

1 — моновариантные равновесия; 2 — изобары воды; 3 — линии равных содержаний H_2O в расплаве; 4 — линии постоянной железистости минералов, а, б — моновариантные линии $Gr + Корд + Kпш + Ab = Rп + Sil + Kв + L$ и $Gr + Корд + Kпш = Rп + Sil + Bi + Kв$.

казательством анатектического происхождения мигматитов в регионально метаморфизованных толщах и свидетельствуют, по-видимому, в пользу первого варианта. По данным В. П. Чупина и А. А. Томиленко (табл. 25), температура гомогенизации в лейкоosome мигматитов гранулитовой фации B_1 900—850°C, в лейкоosome амфиболитовой фации

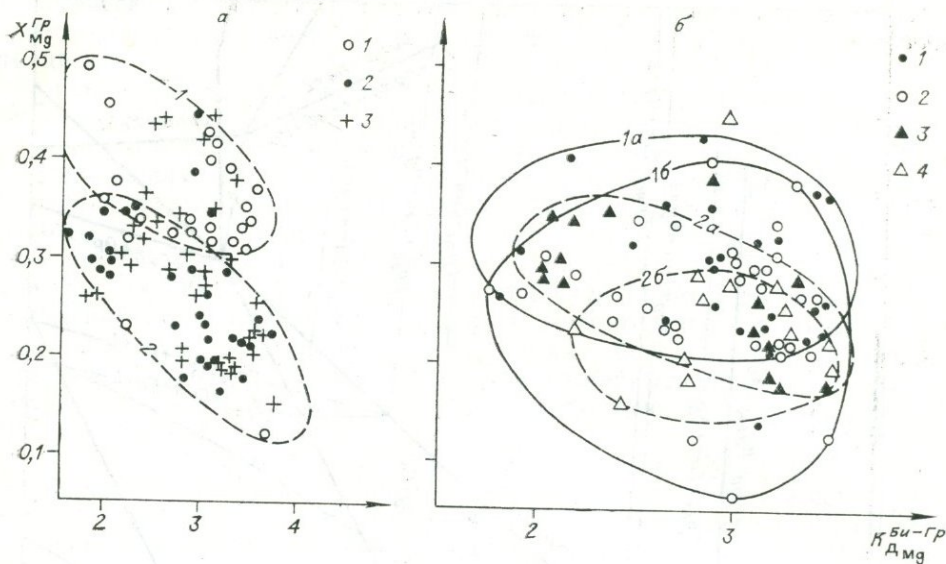


Рис. 58. Минералогические особенности анатектических мигматитов (Шкодинский, 1976). Соотношение магнезиальности граната X_{Mg}^{Gr} и коэффициента распределения Mg между биотитом и гранатом (K_{D}^{Bi-Gr}):

a — биотит-гранат-кордиеритовые (1); биотит-гранат-силлиманитовые мигматиты (2) (везде Пл+Кпш+Кв); биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовые мигматиты (3) (везде Пл+Кпш+Кв); *b* — биотит-гранатовые (1) и биотит-гранат-силлиманитовые (2) мигматиты с Кпш, Пл и Кв; биотит-гранатовые (3) и биотит-гранат-силлиманитовые (4) гнейсы без Кпш или без Пл, или без Кв.

B_2 760—830°C. Жильные граниты (автохтонные и параавтохтонные) в гранулитовой фации показывают ту же температуру, что и мигматиты в амфиболитовой фации B_2 или несколько выше (см. табл. 25), что свидетельствует, возможно, о перемещении таких расплавов с более глубинных и высокотемпературных уровней. Расчеты по расплавному включению и определение состава газовой фазы (Чупин, 1975; Чупин и др., 1975) показали, что отношение « H_2O /сухие газы (в основном CO_2)» в расплаве примерно равны 4:1, а в сосуществующем флюиде примерно 1:5 или 1:6, что соответствует модели на рис. 57. Поздние остаточные солевые расплавы и расплавы-рассолы отделились, видимо, при кристаллизации последних порций анатектических расплавов, что подтверждается довольно высокой (до 660°C) температурой растворения солей во включениях (T_2 в табл. 25). Давления, рассчитанные при этих температурах, составляют около 6 кбар. Действительная температура отделения рассолов, видимо, промежуточная между T_1 и T_2 (т. е. около 700°C) и давление соответственно около 7 кбар. Эти цифры согласуются с минералогическими геотермобарометрами.

Мигматиты и мигматизированные толщи слагают большую часть гранито-гнейсового слоя и характеризуют механизм выплавления и формирования его.

Наиболее распространены мигматиты с рассеянным гранитным материалом, составляющие до 90% всех мигматитов глубинных метаморфических комплексов. К данным мигматитам, по заключению В. С. Шкодинского (1976), относится большинство адегнейсов, артеритов, полосчатых и небулитовых мигматитов по морфологической систематике Дж. Седерхольма, послойных мигматитов и птигматитов по Н. Г. Судовикову (1955), полосчатых, тонкополосчатых, сплошных и птигматитовых мигматитов по К. А. Шуркину (1957), значительная часть полосчатых и жилковатых гнейсов, описанных во многих работах.

Минеральные парагенезисы в данных мигматитах парагенетически однородны в субстрате и жилах. Реже (13%) парагенетическая разно-

Включения раскристаллизованных расплавов и солевых расплавов-распоров в кварце из мигматитов и анатектитов

Породы	Месторождение	$T_1, ^\circ\text{C}$	$T_2, ^\circ\text{C}$	$P(T_2), \text{кбар}$	$P(T_1), \text{кбар}$	$\text{CO}_2, \text{см}^3/\text{г}$	$\text{CO}, \text{см}^3/\text{г}$
Лейкосомы мигматитов гранулитовой фации	Низовья р. Чампула, приток р. Алдан	900—850	—	—	—	0,12	0,03
Лейкосомы мигматитов амфиболитовой фации	р. Алдан, пос. Суон-Тиит	830—800	420—660	4,0—6,0	—	0,74	0,11
Анатектиты низкотемпературной амфиболитовой фации	р. Олекма	780—760	—	—	—	0,12—0,43	0,03—0,08
Автохтонные граниты: гранулитовой фации	р. Алдан; между речью Нимгер-кан и Чампула	900—840	—	—	—	—	—
амфиболитовой фации	р. Алдан, пос. Суон-Тиит	870—800	430—540	4,0—6,0	8,0—9,0	—	—

Примечание. T_1 — температура гомогенизации расплавных включений; T_2 — температура полной гомогенизации (исчезновение последнего кристаллика соли) в солевых расплавах-распорах. $P(T_1)$ — давление во включениях при температуре T_1 ; $P(T_2)$ — то же при предположении отделения распоров при T_2 ; CO_2 и CO — результаты хромографического определения в мигмандривированных кварцитах и гнейсах (Томиленко, Чулкин, 1972; Чулкин, 1975; Чулкин и др., 1975; Долгов и др., 1976).

родность сводится к тому, что в жильном материале присутствует калишпат, не отмеченный в субстрате, и отсутствует один из темноцветных минералов субстрата, чаще биотит или роговая обманка, а также нередко силлиманит. Случаи с калиевым полевым шпатом и силлиманитом естественным образом объясняются выплавлением гранитной эвтектики, а исчезновение водных минералов в жильном материале и относительное обогащение его безводными минералами обусловлены, по мнению В. С. Шкодзинского (1976), дегидратацией минералов при плавлении. Другая важная особенность — сохранение в субстрате даже самых высокотемпературных мигматитов легкоплавкой ассоциации $\text{Пл} + \text{Кпш} + \text{Кв}$ — свидетельствует о том, что выплавление кварц-полевошпатовой «эвтектики» было неполным. Как отмечалось, это может быть объяснено недостатком воды при плавлении. Как только вода, содержащаяся в поровом флюиде и темноцветных минералах, будет израсходована, дальнейшее плавление может происходить лишь при значительном повышении температуры. Другое объяснение заключается в том, что часть расплава при анатексисе не сегрегировалась и осталась в субстрате, так как абсолютно полное отделение расплава маловероятно.

Колебания состава в жильном материале мигматитов свидетельствуют о том, что он представляет собой смесь из расплава и зерен минералов. Содержание темноцветных минералов в жилах достигает 30%; нередко наблюдается избыточный калишпат по сравнению с вероятным составом гранитной «эвтектики», особенно в субстрате, обогащенном биотитом. По модели В. С. Шкодзинского (1976), дегидратация биотита не только лимитирует степень плавления, но при этом может выделяться калишпата больше, чем требуется для образования гранитной эвтектики.

В такой смеси расплава и кристаллов (с разной долей расплава) в субстрате и жильном материале состав минералов очень близок,

и только при статистическом сопоставлении выявляются некоторые различия (Шкодзинский, 1976). В частности, в рассматриваемом типе мигматитов с рассеянным гранитным материалом железистость темноцветных минералов (особенно гранатов) в субстрате на 1—3% выше, чем в жильном материале. Температуры кристаллизации в субстрате и жильном материале, судя по коэффициентам распределения, равны или несколько ниже в жильном материале (см. рис. 58).

Все эти данные хорошо укладываются в модель частичного плавления кварцсодержащих пород с анатектической дифференциацией, т. е. тонким обособлением субстрата и жильного материала (Менерт, 1971; Шкодзинский, 1976). Плавление носит характер сложных инконгруэнтных реакций и в значительной мере контролируется количеством воды, выделяющейся в ходе одновременной дегидратации биотита или других водосодержащих минералов. В то же время полное растворение флюида в расплаве при таком процессе совершенно необязательно. При сложном составе флюида в расплаве всегда можно найти такие компоненты (например, инертные газы), коэффициенты распределения которых между флюидом и расплавом очень велики, так что какое-то количество флюида должно остаться. Даже при упрощенном составе ($H_2O + CO_2$) флюид не растворится до $T \geq 850^\circ C$, если в исходном флюиде $X_{H_2O} \geq 0,75$ (см. рис. 56). При очень малом (менее 0,01%?) содержании флюида он изолируется в мелких порах и практически не участвует в реакциях. Гипотетический флюид из мантии, если он поступает в зону мигматизации, практически полностью растворится в анатектическом расплаве (с увеличением его массы) и выше не пройдет.

В этом отношении зоны мигматитообразования в коре для флюидов будут таким же барьером, как и астеносфера в верхней мантии. Более того, процесс частичного плавления в коре, наблюдаемый в мигматитах, в главных чертах очень сходен с процессом частичного плавления в астеносфере верхней мантии, хорошо изученным экспериментально (см. гл. 3). Здесь также маловероятен заметный привнос флюидов и других компонентов, поскольку наблюдается четкая зависимость степени выплавки и состава выплавки от состава пород и содержания в них водосодержащих минералов. Те же минералы выступают регуляторами частичного плавления и в мантии, и в коре.

Таким образом, нагревание и региональный метаморфизм первичной кварц-диоритовой (андезитовой) коры или толщи приводят к ее мигматизации и постепенному «всплыванию» анатектического расплава до глубины не более 10—12 км, благодаря чему обособляется гранито-гнейсовый и гранулитобазитовый, реститовый по своей природе слой. Обогащение его реститами, дополняется первичной спецификой состава нижней части протокоры. Такое разделение, естественно, будет более полным при длительном или многократном проявлении высокотемпературного регионального метаморфизма. Геологические материалы показывают, что это было характерно преимущественно для раннедокембрийского этапа на древних платформах (древнее 2000 млн. лет). Длительность и многократность метаморфизма здесь доказываются различными (в том числе геохронологическими) методами (Глебовицкий, 1973; Рудник, 1975; и др.). Преобразование уже созданной и дифференцированной коры с гранито-гнейсовым слоем, а также эволюция более молодой коры переходного типа связаны с повторным ее плавлением (палингенезом) и внедрением палингенной магмы в верхний осадочно-метаморфический слой, который под воздействием внедренных гранитов и регионального метаморфизма преобразуется в гранитно-метаморфический.

Для палингенеза и внедрения гранитов нужны дополнительные причины. Возможный вариант — повторное плавление континентальной коры при ее утолщении и погружении в мантию, изложен в гл. 5 при обсуждении проблем глобальной геодинамики и гипотезы тектоники плит.

ФОРМИРОВАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ

ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА И ОФИОЛИТЫ

Океаническая кора отличается от континентальной малой мощностью (6—18 км), отсутствием гранитно-метаморфического слоя, преобладанием базальтоидов и габбро в ее составе. Название «океаническая кора» достаточно условно, так как сходная кора наблюдается в окраинных (Японское, Филиппинское и др.) и средиземных морях (большая часть Средиземного моря, Черное море, южная часть Каспийского моря), в некоторых рифтах (Красное море), а в океанах, наоборот, наблюдаются участки с «континентальной» корой (особенно в Индийском). В континентальных складчатых областях на ранних стадиях их развития устанавливаются или предполагаются зоны с корой океанического типа. На этом основании многие ученые (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971, 1976; Dewey, Bird, 1970) выделяют раннюю «океаническую стадию» как обязательный элемент развития любой складчатой области.

По мнению другой части ученых (Белоусов, 1975; Кузнецов, 1973), складчатые области достаточно часто закладываются на раздробленной континентальной коре, которая, как мы видели в предыдущем разделе, могла возникнуть как «первичное» образование в раннеархейскую эру. Кроме того, термин «океаническая стадия» применительно к геосинклиналям не означает полной аналогии с океаном, здесь больше сходства с окраинными морями или рифтами. Поэтому часть исследователей предложили различать «ортоокеаническую» кору открытых океанов и «параокеаническую» кору окраинных морей и других активных зон, наибольшие различия в которых касаются верхнего вулканогенно-осадочного слоя. Кроме того, выделяется кора переходного (между океанической и континентальной) типа, которая отличается промежуточными параметрами и для более глубоких частей разреза. Устанавливается заметная гетерогенность внутри океанов и между разными океанами и морями.

Сейсмические параметры в океанах (мощность H и средняя скорость продольных волн коры \bar{v} , скорость волн ниже Мохо v_m) статистически значимо разбиваются на два интервала каждый, что позволяет по их комбинации выделить восемь групп сейсмических разрезов (табл. 26), каждый из которых сопровождается определенными значениями гравитационных аномалий Δg в редукции Буге (Клушин, 1978). Судя по величине $\Delta g' = \Delta g_{\text{ср}} - \Delta g_{\text{пост}}$ ($\Delta g_{\text{пост}} \sim 250$ мгал), изостатически скомпенсированными являются группы 2 и 8 при плотной мантии ($v_m = 8,30$ км/с) и слабо некомпенсированными — группы 1, 5б и 7б при менее плотной мантии ($v_m = 7,93$ км/с). Наибольшие положительные аномалии характеризуют разрезы 3 и 4 (при малой мощности H и большой плотности коры $\bar{v} = 5,85$), наибольшие отрицательные аномалии — разрезы групп 5 и 6 (при повышенной мощности коры $H = 18,3$ км и малой ее плотности $\bar{v} = 5,29$), откуда следует, что эти параметры (мощность

Группировка сейсмических и гравитационных

Группа	Параметры				Океаны					
	H, км	v, км/с	v _н , км/с	Δg', мгал	1		2		3	
					n _i	v _i	n _i	v _i	n _i	v _i
1	11,9±0,35	5,29±0,05	7,93±0,03	+30	15	28	1	2	1	6
2	»	»	8,30±0,04	0—+10	8	15	2	4	—	—
3	»	5,85±0,06	7,93±0,03	+50—+60	6	12	12	25	3	18
4	»	»	8,30±0,04	+60—+70	10	18	15	31	8	46
5б	18,34±0,5	5,29±0,05	7,93±0,03	-30	4	8	2	4	—	—
6	»	»	8,30±0,04	-60	—	—	3	6	1	6
7а	»	5,85±0,06	7,93±0,03	-40—50	6	11	—	—	1	8
8	»	»	8,30±0,04	-50	—	—	3	6	1	6
Итого . . .					53	100	49	100	17	100

Примечание. Океаны: 1 — Атлантический, 2 — Тихий, 3 — Индийский; моря: 4 — Черное море, 5 — Мексиканский залив, 6 — Чёрное море, 7 — Флорес, Каспийское

и плотность коры) играют главную роль в объяснении локальных гравитационных аномалий в океанах (Клушин, 1978).

Важную роль играет также взаимоотношение плотности мантии и коры (по величинам v_m и \bar{v}), анализ которого на примере Мексиканского залива, Баренцева, Каспийского и Черного морей показывает, что в участках опускания, созданных локальным уплотнением мантии, в окраинных или средиземных морях, накапливаются мощные толщи легких осадков (группа 6), тогда как в зонах поднятий (срединно-океанические хребты, вулканические архипелаги или особые зоны окраинных морей) накопление плотных базальтоидных толщ сопровождается разуплотнением мантии (группы 1 и 3) вследствие подъема астеносферного вещества, которое с течением времени исчезает (группы 4 и 8). Уплотнение или разуплотнение верхней мантии фиксируется и по положению глубинной сейсмической границы, характеризующейся скачком плотности 8,2 → (8,6—9,0) км/с.

Наиболее важны в океанах их активные зоны — срединно-океанические хребты (рис. 59), входящие в мировую систему рифтов. Сама рифтовая долина в отличие от континентальных рифтов здесь часто отсутствует (Грачев, 1977). Для разных хребтов, в частности Срединно-Атлантического и Восточно-Тихоокеанского, устанавливаются существенные отличия в рельефе и геофизических параметрах (Le Pichon et al., 1973; Anderson, Noltimer, 1973; Rea, 1975, 1976). С петрологической точки зрения существенно, что в Срединно-Атлантическом хребте характерны большая выдержанность магматизма, состав которого заметно меняется около Исландии и Азорских островов, а также более сильная гидратированность базальтов и наличие метаморфических пород, объясняемые высоким теплотокотом и гидротермальной циркуляцией (Le Pichon et al., 1973; Wolery Sleep, 1976). В Восточно-Тихоокеанском хребте, для которого характерны не рифты, а осевые горсты, отмечаются более железистый состав базальтов и слабая их измененность, что можно объяснить высокой скоростью спрединга (см. рис. 58), хотя этого объяснения явно недостаточно.

Все эти осложнения не отрицают главного факта — наряду с «кон-

данных в океанических сегментах (Клушин, 1978)

Моря										Всего	
4		5		6		7		8		n _i	v _i
n _i	v _i	n _i	v _i	n _i	v _i	n _i	v _i	n _i	v _i		
—	—	2	40	2	8	—	—	—	—	23	15
2	33	—	—	2	8	—	—	1	25	15	9
2	33	2	40	—	—	—	—	—	—	25	16
—	—	—	—	3	13	—	—	—	—	36	21
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	4
—	—	—	—	2	8	3	50	—	—	9	5
—	—	—	—	1	4	2	33	3	75	13	8
—	—	—	—	5	21	1	17	—	—	10	6
1	17	1	20	3	12	—	—	—	—	10	6
1	17	—	—	6	26	—	—	—	—	19	11
6	100	5	100	24	100	6	100	4	100	166	100

4 — Японское, 5 — Охотское, море Богда, Бискайский залив, 6 — Карибское, 7 — Флорес, Каспийское

тинентальной» корой с мощным гранитно-метаморфическим слоем существует маломощная существенно базитовая кора, наиболее распространенная в океанах.

В «ортоокеанической» коре, по геофизическим данным, отчетливо устанавливаются три слоя: первый осадочный мощностью до 1 км (обычно первые сотни метров), второй базальтовый и третий, наиболее мощный, предположительно габброидный (см. рис. 60). Первый слой и верхняя часть базальтового слоя разбурены многочисленными скважинами по программе «Джондес» (см. рис. 59) и изучены достаточно детально, с учетом результатов других исследований (опробованные осадки, драгирование, акустическое сейсмопрофилирование). Формации океанического осадконакопления и исключительной выдержанностью при малой мощности. Некоторые горизонты при мощности в несколько метров прослеживаются на тысячи километров. Это свидетельствует об исключительно устойчивом режиме осадконакопления и, как следствие, тектоническом режиме (хотя последнее не всегда очевидно). В этом отношении океанические плиты имеют наибольшие аналогии с платформами — стабильными плитами на континентах — и даже превосходят их. По данному признаку формации параокеанической коры и древних эвгеосинклиналей резко отличаются пестротой и невыдержанностью фаций, нередко большой мощностью осадков и переходом к компенсированному осадконакоплению.

В распределении осадков в океанах устанавливается важная закономерность — по удалении от срединно-океанических хребтов возраст наблюдаемых осадков удвояется, причем возраст, определенный палеонтологическими методами, хорошо согласуется с «возрастом коры», определенным по полосовым магнитным аномалиям, и с возрастом базальтов по геохронологическим данным. В области хребтов (с отчетливыми полосовыми магнитными аномалиями) обнаружены осадки не древнее палеогена, меловые и юрские осадки найдены лишь по окраинам океанов, осадков древнее юры (древнее 150 млн. лет) в океане не обнаружено (см. рис. 60).

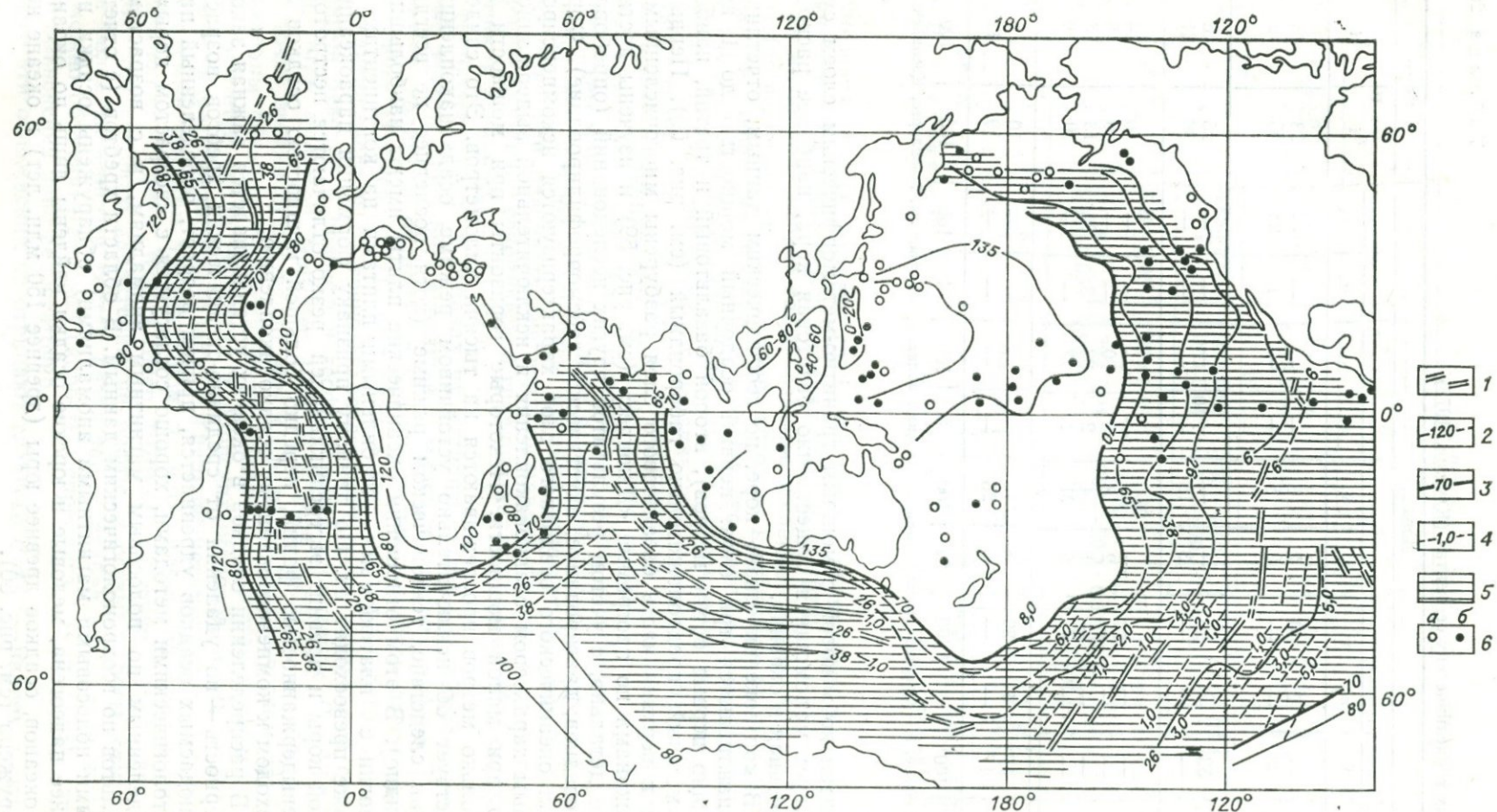


Рис. 59. Карта возрастов океанической коры, определенных по данным бурения и полосовым магнитным аномалиям (Монин, 1977).
 1 — рифтовые зоны; 2 — изохроны в млн. лет; 3 — граница кайнозойской океанической коры; 4 — магнитные аномалии и их номера; 5 — кайнозойская океаническая кора; 6 — скважины, достигшие (а) и не достигшие (б) базальтов.

Установленная закономерность служит одним из важнейших доказательств гипотезы расширения «океанического дна» — океаническая кора формируется на гребне срединно-океанического поднятия и отодвигается в обе стороны подобно корке на спине астеносферных течений (Hess, 1962; Dietz, 1961). Хотя эта гипотеза довольно хорошо обоснована, возраст осадков даже в скважинах определен здесь только для верхних слоев — до первых базальтовых покровов. Нет никаких доказательств, что под ними отсутствуют более древние (юрские — меловые или даже палеозойские) осадки как в центре океана, так и на окраинах. Точно так же возраст базальтов (изотопный или «магнитный») соответствует не возрасту океанической коры, а возрасту последних

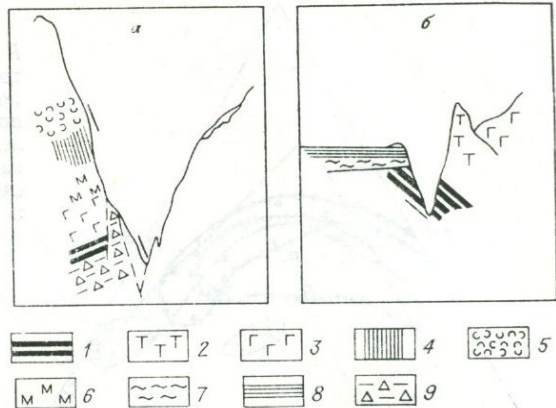


Рис. 60. Разрезы океанической коры по данным драгирования.

а — Марианский желоб (Геология..., 1979); б — разлом Вима (Bonatti, 1978); 1 — серпентиниты; 2 — шпинелевые перидотиты; 3 — габброиды; 4 — дайковый комплекс; 5 — базальты; 6 — марьяниты; 7, 8 — осадки с разной степенью слоистости; 9 — брекчи.

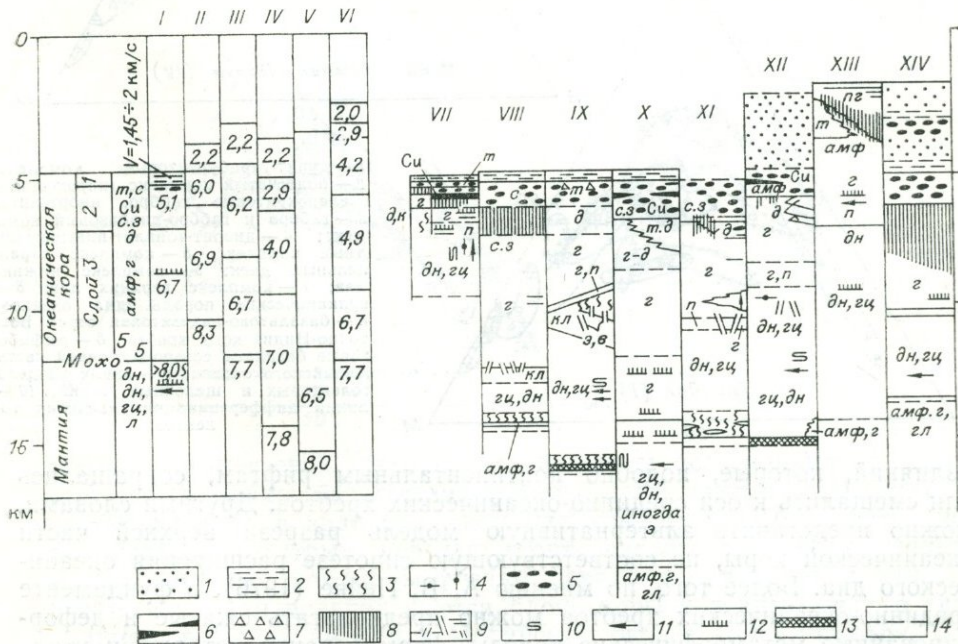


Рис. 61. Разрезы океанической коры и верхней мантии (I—VI) и разрезы офиолитовых комплексов (VII—XIV).

I — типовой разрез океанической коры; II — Южно-Фиджийский бассейн; III — Японское море; IV — Алеутский бассейн; V — Охотское море; VI — Амарский бассейн; комплексы: VII — Тродос, Кипр, VIII — Семайл, Оман; IX — Вурниос, Греция; X — Папуа, Новая Гвинея; XI — Каньон Маунтин, Орегон; XII — Бей-Айлендс, Ньюфаундленд; XIII — Войкаро-Сынйинский массив, Полярный Урал; XIV — Кургушбинский пояс, Западный Саян;

1 — вулканогенный флиш и туфы; 2 — кремнистые сланцы, аргиллиты и известняки; 3 — серпентиниты; 4 — хромититы; 5 — шаровые базальтовые лавы; 6 — массивные базальты; 7 — андезито-базальты; 8 — дайки; 9 — жилы; 10 — изоклинальная складчатость; 11 — расчлененность течения; 12 — кумулятивная расчлененность; 13 — меланж; 14 — тектонические контакты.

Породы: а — андезиты, амф — амфиболиты, амф. г — амфиболиты гранатовые; б. щ — базальты щелочные; в — вебстериты, г — габбро, троктолиты, нориты; гц — гарцбургиты, д — днориты, кварцевые днориты, дн — дуниты, с. з — сланцы зеленые, к — кварцевые кератофиры, альбититы, кл — клинопироксениты, л — лерцолиты, п — пироксениты, пл — плагиограниты, с — спилиты, т — толеиты, э — энстатиты, Си — медное оруденение (Coleman, 1977; Шульц, 1978, с дополнениями).

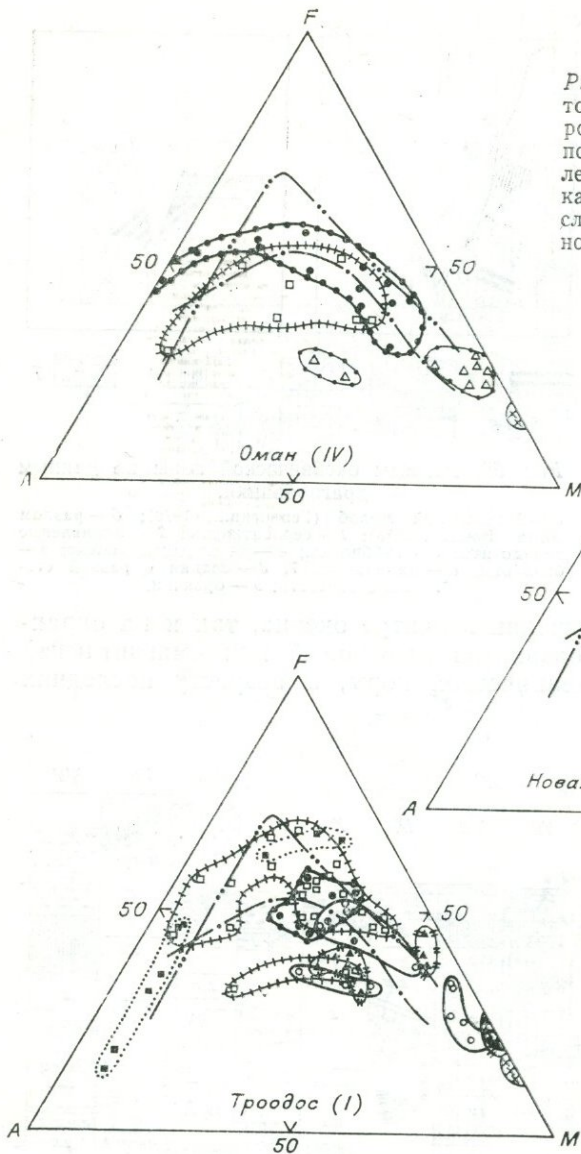
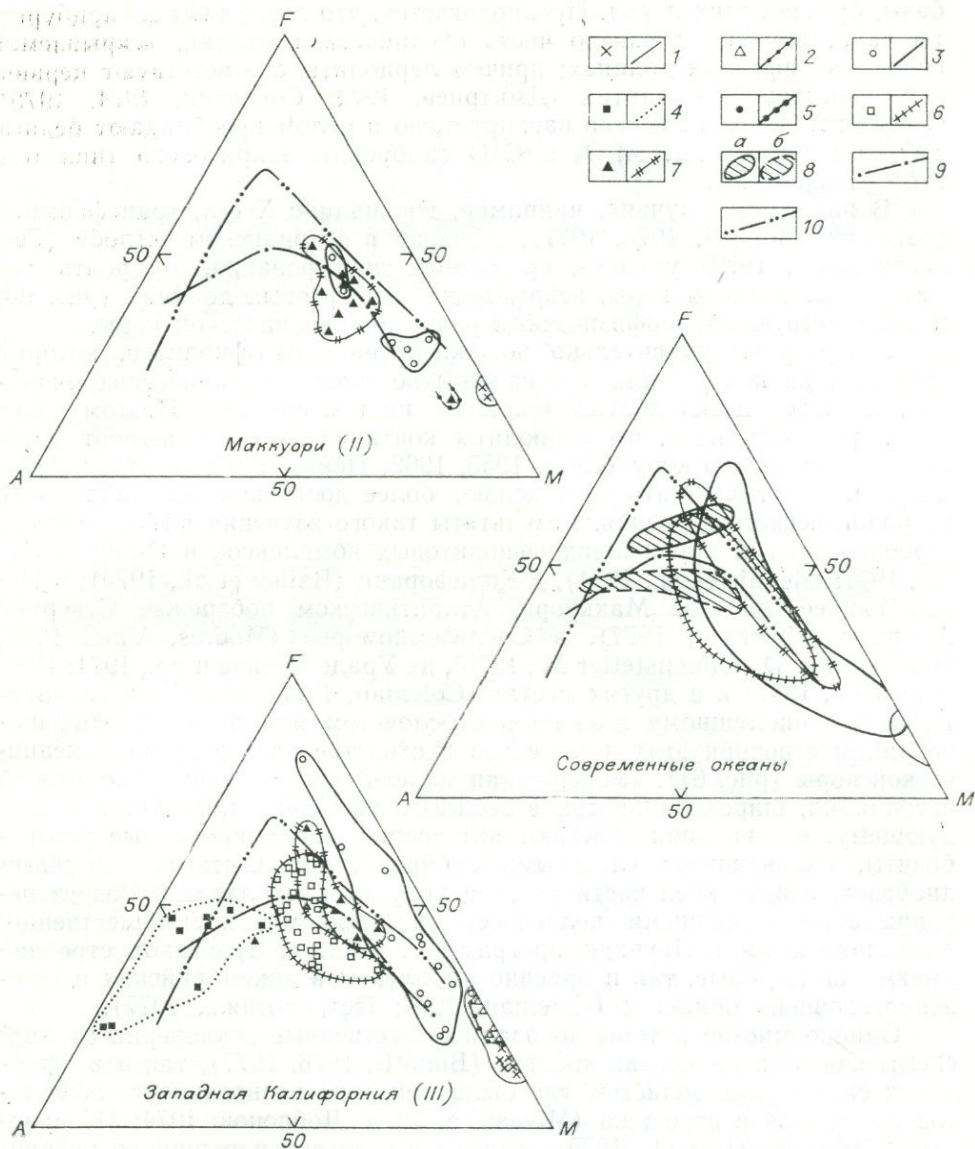


Рис. 62. Диаграммы АФМ для офиолитовых ассоциаций и магматических пород современных океанов. (Значками показаны отдельные составы пород комплексов, линиями — поля составов пород каждого комплекса). Цифры I—IV после названия комплексов соответствуют номеру петрохимических типов по работе М. С. Маркова и др. (1977).

- 1 — дунит-гарцбургитовый комплекс;
 2 — полосчатый комплекс (пироксениты, меланократовые габбро, анортозиты);
 3 — габбро и габбро-диабазовый комплекс; 4 — диорит-тоналит-плагιοгранитный комплекс; 5 — комплекс параллельных даек; 6 — комплекс нижних лав; 7 — комплекс верхних лав; 8 — вулканические породы дна океанов; а — базальтово-андезитовая серия Восточно-Индийского хребта, б — амфиболовые базальты северо-восточной части Индийского океана; 9 — линия раздела толентовых и щелочных серий; 10 — линия дифференциации гавайских толентов.

излияний, которые, подобно континентальным рифтам, сокращались или смещались к оси срединно-океанических хребтов. Другими словами, можно представить альтернативную модель разреза верхней части океанической коры, не соответствующую гипотезе расширения океанического дна. Более того, по мнению А. В. Пейве (1976), в фундаменте срединно-океанических хребтов можно предполагать сжатые и деформированные метаморфические породы, формирование которых и утолщение коры предшествовали раздвижению срединно-океанического хребта. Наконец, природа полосчатых магнитных аномалий выяснена недостаточно, о ней продолжают появляться самые различные мнения (Шейнман, 1973; Белоусов, 1975; Биргер, 1978).

Состав базальтов второго океанического слоя довольно однороден лишь в пределах срединно-океанических хребтов, хотя и здесь отмечаются вариации по их простиранию (Miyashiro, 1974). В фундаменте вулканических поднятий типа Гавайских островов, а также в западной части Тихого океана широко распространен другой тип океанических базальтов — более титанистый и менее глиноземистый, чем базальты



срединно-океанических хребтов. Эти базальты ассоциируют со щелочными оливиновыми базальтами (обычно завершаются ими), которые можно встретить в виде вулканических конусов в любой части океанов. Наиболее пестрые, нередко «континентального» типа базальты, андезиты и даже кислые эффузивы появляются в океанах там, где присутствуют или предполагаются блоки коры континентального типа, например, в Исландии или в Индийском океане (о-ва Реюньон, Сейшельские о-ва, хребет 90-го градуса и др.). Косвенно о заметной пестроте состава и внутреннего строения глубинных слоев океанов говорят и геофизические данные (см. табл. 26).

Однако прямых данных о составе и строении третьего (преобладающего) слоя океанической коры немного. В основном это данные по драгированию рифтовых долин срединно-океанических хребтов и трансформных разломов. Насколько они характеризуют всю океаническую кору, сказать трудно. В их составе установлены в разной мере серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты, различные габбро и их метаморфизованные (в условиях низких давлений) эквиваленты, диа-

базы, брекчии этих пород. Предполагается, что лерцолиты и гарцбургиты характеризуют верхнюю часть океанической мантии, вскрываемой кое-где в рифтовых долинах; причем лерцолиты соответствуют первичной, неистощенной мантии (Дмитриев, 1973; Сорохтин, 1974, 1975). Состав габброидов заметно варьирует, но в целом преобладают бедные TiO_2 и FeO , богатые Al_2O_3 и CaO габброиды эвкритового типа (см. табл. 27 и рис. 62).

В некоторых случаях, например, во впадине Хесса, трансформных разломах (Bonatti, 1976, 1977), а также в Марианском желобе (Геология dna..., 1979) удалось, по данным драгирования, построить схематические разрезы коры, вскрываемые в рифтовых долинах (рис. 60) и соответствующие геофизическим разрезам океанической коры.

Эти разрезы удивительно похожи на разрезы офиолитов, которые выведены на поверхность и обнажены во многих океанических окраинах, а также в складчатых областях на континентах. Поэтому уже давно родилась идея, что офиолиты континентов представляют древнюю океаническую кору (Hess, 1955, 1962; Пейве, 1969; Coleman, 1977; и др.) и могут служить ее моделью, более доступной для детального петрологического изучения. Результаты такого изучения в 1968—1975 гг. строения многих крупнейших офиолитовых комплексов в Омане (Gealey, 1977; Glennie et al., 1974), в Калифорнии (Bailey et al., 1970); в Новой Гвинее, на о-ве Маккуори, Атлантическом побережье Северной Америки (Coleman, 1977), в Средиземноморье (Mooges, Vine, 1971; Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., 1976), на Урале (Пейве и др., 1971; Петрология..., 1977) и в других местах (Coleman, 1977) привели исследователей к единодушному мнению о субслонстом или псевдостратифицированном строении этих комплексов и сходстве их с разрезом океанической коры (рис. 61). «Упрощенная модель стратиграфии офиолитовой ассоциации, широко принятая в геологических кругах, сводится к следующему: в основании залегают интенсивно деформированные ультрабазиты, сменяющиеся слоистыми габбро, трондjemитами, дайками диабазов, а в верхней части разреза подушечными лавами. Разрез перекрывается типичными пелагическими осадками, преимущественно радиоларитами» («Научная программа», 1974, с. 1). Такое строение имеют как молодые, так и древние комплексы в докембрийских и нижнепалеозойских областях (Coleman, 1977; Петрология..., 1977).

Однако многие авторы доказали существенные отклонения от этой схемы как в океанических хребтах (Bonatti, 1976, 1977), так и в офиолитах складчатых областей, где была показана разнотипность офиолитов по составу и строению (Miyashiro, 1975; Добрецов, 1974; Петрология..., 1977; Rossi et al., 1975). Более того, до сих пор широко распространена прежняя точка зрения о том, что офиолиты представляют магматические субвертикальные тела, последовательно сформированные в зонах глубинных разломов: первоначально сформировались интрузии (или протрузии) гипербазитов, а затем интрузии габброидов с широким метасоматическим ореолом или полностью метасоматической «габброизацией» (Велинский, 1976; Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Пинус, 1974). Фактически сейчас термин и модель строения офиолитов понимают по-разному, общепризнанным остается лишь парагенетическое единство гипербазитов, габбро и кремнисто-базальтовых толщ и закономерности их состава (рис. 62). Надо заметить, что в океанической коре этот же набор формаций тоже может иметь различные соотношения, а не только упрощенную стратифицированную последовательность (Bonatti, 1977).

Из вышеназванных примеров крупных ненарушенных разрезов офиолитов наибольший интерес представляют первые три (Оман, Папуа, Маккуори). Имеются доказательства, что эти разрезы действительно характеризуют океаническую кору. В качестве примера на рис. 63 при-

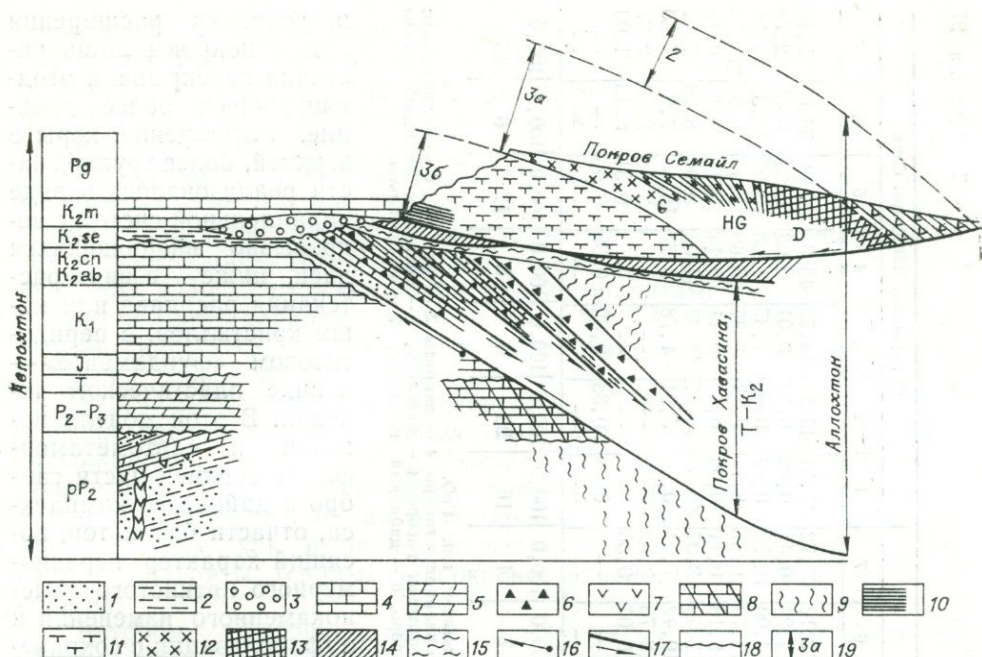


Рис. 63. Обобщенная структура надвига офиолитов в Омане (Glennie et al., 1974; Gealey, 1977).

1 — песчаники; 2 — глинистые сланцы; 3 — турбидиты с линзами конгломератов; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — кремнистые породы (черты); 7 — базальты и metabазальты; 8 — мраморы; 9 — метаморфические породы; 10 — серпентиниты; 11 — перидотиты; 12 — габбро (G) и верхние габбро (HG); 13 — диабазовый дайковый комплекс; 14 — экзотические блоки Омана (P-T); 15 — Оманский «меланж», 16—18 — поверхности обдукции (16), надвигов (17), несогласий (18); 19 — сопоставление со слоями океанической коры.

веден разрез офиолитов Омана, надвинутых со стороны Индийского океана на краевую часть Аравийской платформы (Glennie et al., 1974; Gealey, 1977). Нижний покров комплекса Хавакина состоит из серии чешуй глубоководных осадков. Покров Семайл состоит из серпентинизированных и тектонизированных гарцбургитов (мощностью более 3 км), переходной зоны (0,5 км), полосчатых кумулятивных габбро (0,8 км), верхних массивных габбро с жилами плагиигранитов (около 1 км), дайкового диабазового комплекса (1 км), андезитобазальтовых вулканитов с редкими осадочными прослоями сеноман-коньяского возраста (1,5 км). Состав этих пород охарактеризован в табл. 27.

Сходный разрез имеют офиолиты Папуа на Новой Гвинее (рис. 62, табл. 27). Они представляют крупную пластину суммарной мощностью более 15 км, надвинутую со стороны Соломонова моря (Coleman, 1977). Главное отличие от Омана заключается в отсутствии дайкового комплекса и наличии крупных масс тоналитов и диоритов, внедрившихся несколько позже.

Комплекс параллельных даек характерен для многих офиолитовых разрезов и служит важнейшим доказательством непрерывного расширения океанической коры во время формирования офиолитовых разрезов. Как и в покрове Семайл, и на о-ве Маккуори, дайковые комплексы обычно состоят на 90—95% из параллельных даек диабазов, редко кислых даек, между которыми зажаты ксенолиты вмещающих габбро, пироксенитов (внизу) или базальтоидов (вверху разреза). Дайки имеют нередко закаленную корку только с одной стороны, т. е. внедрялись параллельно стенке еще горячей предыдущей дайки. Они несколько варьируют по составу и текстуре, но в целом близки к перекрывающим базальтам и служили, по-видимому, подводными каналами при их излиянии. Базальтовая кровля осталась относительно тонкой, так как

Составы типичных офиолитов

Компонент	Семайл, Оман						Папуа, Новая Гвинея							Куртушба, Западный Саян						
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	41,95	42,69	46,56	48,34	53,34	57,39	40,93	43,15	55,52	50,56	51,12	52,12	61,72	41,54	43,25	44,57	43,3	48,08	56,67	52,19
TiO ₂	0,10	0,10	0,10	0,10	1,28	1,31	—	0,02	0,05	0,11	0,13	1,24	0,41	0,02	0,02	0,01	0,03	0,31	0,63	2,28
Al ₂ O ₃	0,49	7,82	16,95	23,87	15,44	15,76	0,54	0,23	1,13	16,38	18,51	14,00	16,23	0,62	0,92	1,37	1,68	19,07	14,38	14,88
ΣFeO	9,86	11,95	5,25	2,82	10,05	8,95	7,82	7,41	9,62	5,26	6,47	11,70	6,87	8,1	8,24	8,47	6,66	7,41	9,9	12,36
MnO	0,11	0,20	—	—	0,13	0,13	0,11	0,10	0,19	0,11	0,13	0,18	0,11	0,09	0,1	0,11	0,14	0,11	0,1	0,18
MgO	45,40	28,46	14,26	5,19	6,12	6,47	49,86	48,46	31,77	12,26	9,15	7,49	3,37	48,67	46,17	43,37	44,07	8,91	8,20	7,11
CaO	0,75	8,02	15,46	17,38	9,43	5,46	0,73	0,55	1,62	14,55	12,95	10,42	7,21	0,58	0,91	1,78	3,77	13,56	7,9	7,60
Na ₂ O	0,16	0,40	1,20	2,10	3,91	3,94	—	0,07	0,05	0,73	1,51	2,78	3,52	—	—	—	—	2,18	2,09	2,37
K ₂ O	—	—	—	—	0,26	0,59	—	0,01	0,04	0,04	0,03	0,07	0,56	—	—	—	—	0,31	0,13	1,03
Cr ₂ O ₃	0,67	0,13	0,10	0,08	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	0,38	0,38	0,32	0,35	0,06	—	—
NiO	0,61	0,23	0,12	0,03	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Число анализов	2	3	3	3	6	6	2	3	4	12	6	7	4	16	29	7	8	17	6	45

Примечание. Все анализы приведены к 100% после удаления CO₂, H₂O и пересчете всего железа как FeO.

Оман (Giennip et al., 1974; Soleman, 1977): 1 — перидотиты, 2 — кумулятивные габбро, 3 — оливиновые габбро, 4 — эвкриты, 5 — диабазы, 6 — пиллоу-лавы; Папуа (Soleman, 1977): 1 — дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — ортопироксениты, 4 — габбро, 5 — верхние офиловитовые габбро, 6 — базальты, 7 — тоналиты; Западный Саян (Петрология..., 1977): 1 — дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — лерцолиты, 4 — верлиты, 5 — габбро, 6 — дайковый комплекс, 7 — метабазальты.

в условиях расширения новые покровы лишь частично перекрывали отодвинувшиеся более древние. Расширение коры в верхней, более хрупкой части реализовалось в виде параллельной системы непрерывно внедряющихся даек, ниже — в виде растекания расплава или каши кристаллов, в перидотитовом «фундаменте» — в виде пластического течения. В этой модели понятен и «автометаморфизм» верхней части габбро и дайкового комплекса, отчасти базальтов, носящий характер неравномерного пятнистого зеленокаменного изменения и амфиболитизации с сохранением исходных структур и текстур (Сапп, 1970; Петрология..., 1977).

Аналогичны разрезы офиолитов в складчатых областях разного возраста, в том числе позднедокембрийского. Примером может служить разрез офиолитов Куртушибинского хребта в Западном Саяне (Добрецов, Пономарева, 1976; Петрология..., 1977). Этот разрез, как и в Омани, представлен покровом с меланжем в основании, содержащем блоки гранатовых амфиболитов, а в подстилающих покровы метаморфических сланцах — протяженная и широкая полоса глаукофановых сланцев, в том числе с лавсонитом (Петрология..., 1977).

Приведенные примеры показывают определенные различия в составе и структуре офиолитовых комплексов при существенных чертах сходства (см. рис. 62 и 61). Иногда офиолиты, различающиеся по составу, строению и характеру метаморфизма,

совмещены в одном офиолитовом поясе, например на Полярном Урале (Добрецов, 1974; Петрология..., 1977). Но гораздо чаще разные офиолиты пространственно разобщены и приурочены к разным структурам или разным частям крупной складчатой области. Например, в восточной части Альпийского пояса (массивы Трудос, Кипр, Вуринос, Греция; массивы Анатолии и Ирана) распространены офиолиты, сходные с вышеприведенными (см. рис. 61). Внизу располагаются тектонизированные гарцбургиты, сменяемые дунит-перидотит-пирксенитовой переходной зоной и далее габбро (типа оливиновых габбро и габбро-норитов). Верхняя часть разреза сложена диоритами и тоналитами (вплоть до гранофириров) и (или) дайковым комплексом с Ca—Al тенденцией, вытесняющими друг друга (см. рис. 62). В западной же части Альпийского пояса (Корсика, Альпы, Югославия) распространены другие разрезы (Rossi et al., 1975; Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., 1976). Ультраосновная зона сложена преимущественно лерцолитами, переходная зона — плагиоклаз-содержащими перидотитами и троктолитами; габбро — клинопироксен-анортитовые, часто феррогаббро; плагиограниты отсутствуют; вместо дайкового комплекса и лав известково-щелочного (андезито-базальтового) состава, как в западной части пояса, распространены массивные долериты (силлы) и покровы базальтов оливин-толеитового состава.

Автором (Добрецов, 1974; Петрология..., 1977) и А. Мияширо (Miyashiro, 1974, 1975) примерно одновременно были выделены три сходных типа офиолитов, причем использовались при этом, кроме общего разреза офиолитов, данные об их метаморфизме и метасоматозе и петрохимические сопоставления. Первые два типа сходны с двумя классами офиолитов, выделенными позже Рокси и др. (Rossi et al., 1975) в Альпийской области, а в третий тип включает офиолиты, превращенные в эклогиты и глаукофановые сланцы, и отличающиеся наиболее щелочным характером метагаббро и metabазальты. Таким образом, разные исследователи пришли к представлению о разнотипности офиолитов, отличающихся по строению, составу и тектонической позиции. Эти представления суммированы в табл. 28. Цель такой типизации — выявление гетерогенности офиолитов и сопоставляемой с ними океанической коры и построение более обоснованных генетических моделей для каждого типа.

Исходная тектоническая позиция для разных типов офиолитов определяется пока в значительной мере гипотетично, но само выявление разнотипности будет способствовать обоснованию разных тектонических обстановок формирования офиолитов. В результате последних обобщений по этому вопросу (Coleman, 1977; Петрология..., 1977; Книппер, 1975, 1978) возникло представление о том, что большинство изученных офиолитов и сопряженных с ними олистостромовых фаций осадков характеризуют обстановку окраинных и средиземных морей (включая желоба, вулканические дуги, палеорифты), а не открытых океанов. Наиболее распространенный первый тип офиолитов (см. табл. 28) соответствует, вероятно, первичному фундаменту островных дуг или иных вулканических поднятий в окраинных морях и палеорифтах, а третий тип — фундаменту глубоководных желобов (или впадин в асимметричных рифтах). Второй тип может соответствовать ложу окраинных морей или фундаменту островных дуг, выдвинутых в океан. Не исключено, конечно, что первый тип может соответствовать и срединно-океаническим хребтам атлантического или индийского типа, которые представляют, по существу, осевые зоны крупнейших рифтовых систем.

Дополнительные петрохимические сопоставления (Марков и др., 1977) подтвердили разнотипность офиолитов складчатых областей и срединно-океанических хребтов (см. рис. 62). Указанные авторы пришли к выводу, что можно выделить даже четыре (а не три) петрохи-

Типизация офиолитов

Признаки	Тип		
	первый	второй	третий
Общий состав: Гипербазиты	Дуниты-гарцбургиты (иногда с Пл)	Гарцбургиты-лерцолиты	(Гранатовые) перидотиты
Переходный слой	Дунит-пироксениновый	Троктолитовый	Гранатовые пироксениты
Габбро и тоналиты	Эвкриты, олив. габбро, габбро-амфиболиты + тоналиты, диориты	Габбро-нориты, феррогаббро	Эклогиты, гранатовые амфиболиты
Гипабиссальные породы	Комплекс параллельных даек	Массивные диабазы (изредка)	Массивные metabазиты (?)
Стратификация	Хорошая	Часто нарушенная	Неясная
Петрохимический тип (см. рис. 63) Состав габбро	Чаще разновидность 1, частично 2 Са—Al (эвкритовый)	Разновидность 3; частично 2 Fe—Ti или переходный	Чаще разновидность 4 Fe—Ti щелочной
Состав вулканитов	Сходен с андезитобазальтами островных дуг	Платобазальты, реже андезитобазальты	Щелочные базальты и авгититы
Метаморфизм («внутренний»)	Слабый и (или) низких давлений	Средних давлений (гранат-амфиболитовый)	Высоких давлений (эклогит-глаукофановый)
Метасоматоз	Кальциевый (роднититы)	Кальциевый и натриевый	Натриевый (альбититы, жадеититы)
Исходная позиция	Фундамент вулканических поднятий (части островных дуг срединных хребтов?)	Ложе окраинных морей и палеорифтов или переходных фронтально-дуговых зон	Фундамент желобов и глубоких котловин в окраинных морях; Красное море(?)
Примеры	Семайл, Оман; о-в Маккуори; Войкаро-Сыншинский (восточный), Полярный Урал; Восточно-Альпийские (Трудос, Вуринос и др.); Куртушибинский, Зап. Саян; Ньюфаундленд, Аппалачи	Яп, Филиппинское море; Сьум-Кеу и Войкаро-Сыншинский (западный), Полярный Урал; Западно-Альпийские (Корсика, Альпы (частично), Югославия); Борусский, Зап. Саян; Лабрадорский трог, Канада; Зап. Калифорния	Марун-Кеу, Пол. Урал; Пенжинская зона, Камчатка; Центральные Альпы; Марианский желоб (переходный второй—третий); Красное море (?)

мические разновидности офиолитов, но их петрологическое значение выявлено недостаточно. На рис. 62 к первому полнодифференцированному типу относится комплекс Тродос, ко второму неполнодифференцированному типу — Папуа и Маккуори, к третьему контрастному типу — Западная Калифорния, к четвертому щелочному типу — Оман. Породы океанического дна петрохимически разнотипны. В их составе присутствуют аналоги всех петрохимических разновидностей офиолитов континентов (см. рис. 62; Марков и др., 1977).

Вероятно, петрохимическая типизация только на основании АФМ-диаграмм неоднозначна, в частности различие Тродоса, Папуа и Омана

на рис. 62 не слишком существенно. Поскольку океанической корой обладают по крайней мере пять классов структур (рифты, окраинные и внутренние моря, часть островных дуг, океанические хребты и котловины), существует важная задача их диагностики в палеоструктурах по особенностям офиолитов (Пейве и др., 1977).

Важно подчеркнуть, что во всех типах ассоциация тектонизированных гипербазитов, габброидов и вулканитов не случайна и образовалась почти одновременно. В более ранних представлениях об интрузивном внедрении гипербазитов и габбро в зонах «глубинных разломов» считалось, что офиолитовая триада образуется в последовательности: базальтоиды → гипербазиты → габбро. Важнейшим связующим звеном между габбро и базальтами, не позволяющим значительно отрывать их друг от друга, является комплекс параллельных даек или силлы диабазов, в которых наблюдается тесное переплетение габбро и диабазов. Часть даек пересекает габбро, другая их часть пересекается или резорбируется габбро, вследствие чего возникает резкая нижняя граница дайкового комплекса. Диабазы, в свою очередь, тесно связаны по составу и структурно с перекрывающими базальтами. Более сложные случаи не меняют принципиально общую ситуацию, хотя они, как подчеркнули недавно А. В. Пейве и др. (1977), показывают сложность и многоэтапность формирования реальных разрезов офиолитов. В частности, характерны примеры формирования «офиолита в офиолите», которые автору приходилось подчеркивать неоднократно (Добрецов, 1974; Фации..., 1974; Петрология..., 1977; Dobretsov, 1978) и, которые, по мнению А. В. Пейве и др. (1977), свидетельствуют о формировании неоофиолитов на месте раздвинувшихся повторно океанических пластин.

Связь гипербазитов и габбро менее тесная, гипербазиты часто отделены структурным несогласием от габбро, последние нередко пересекают гипербазиты в виде отдельных тел и даек, переходная зона иногда имеет отчетливый реакционный характер, например, в Куртушибинском поясе или на о-ве Маккуори. Тем не менее общая отчетливая стратификация (гипербазиты, как правило, ниже габбро) и ряд петрологических и петрохимических признаков (микрокомпоненты в клинопироксенах, редкость жил габбро в гипербазитах, ареалы жил дунитов и пироксенитов, полосчатость и деформации гарцбургитов) позволили предположить, что гипербазиты — этот тот «губчатый» фундамент, через который просачивался базальтоидный расплав (Петрология..., 1977).

Полное «рестирование» с возникновением дунитов и гарцбургитов, бедных пироксенами, маловероятно при простом «отжимании» базальтоидного расплава и, скорее, происходит при «промывании» верхней зоны перидотитов просачивающимся расплавом. В этом убеждают зоны вторичных дунитов и гарцбургитов вокруг даек габбро, описанных в лерцолитах Ланцо (Nicolas, Boudier, 1972), Войкаро-Сыннинском (Петрология..., 1977) и в других массивах. Модель просачивания первичной базальтоидной (пикритовой) жидкости через ультраосновной субстрат с возникновением стационарного режима и стационарного состава выплавов мы уже обсуждали в предыдущей главе.

Общая схема формирования наиболее распространенных офиолитов первого типа показана на рис. 64. Она сходна с известной моделью Канна (Cann, 1970, 1974) формирования океанической коры на гребне срединно-океанических хребтов. В основе ее лежит допущение о непрерывном расширении коры и верхней мантии над восходящей ветвью астеносферных течений или над поднимающимся астеносферным диапиром. В последнем случае модель применима и к локальным зонам расширения типа рифтов, не связанных с глобальными перемещениями плит. Расширение в верхней части мантии и нижней части коры реали-

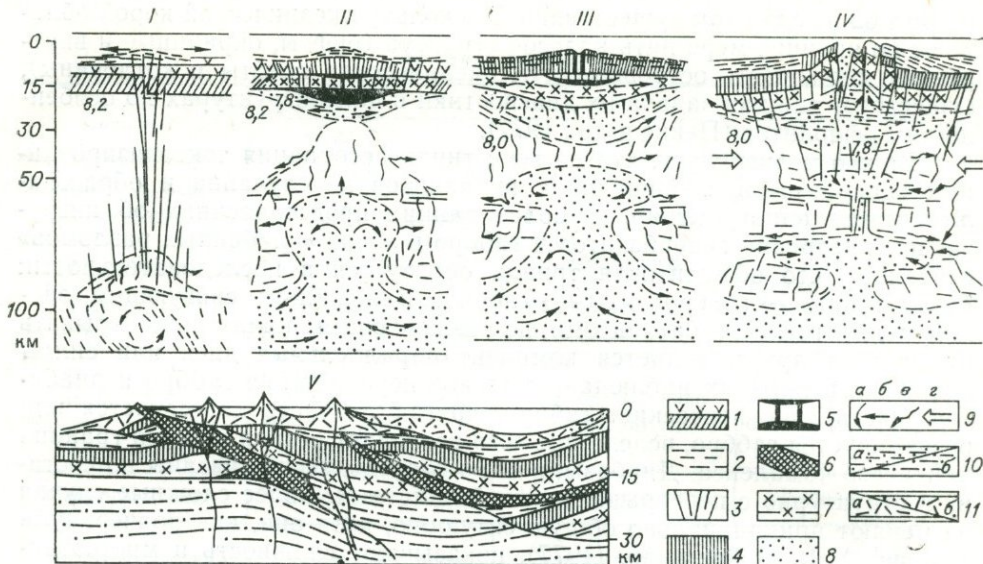


Рис. 64. Гипотетическая модель формирования (стадии I—V) офиолитов 1а (Петрология..., 1977). Цифры — скорость продольных сейсмических волн, км/с.

1 — «первичная» двуслойная океаническая кора; 2 — новообразованные покровы, силлы базальтов; 3 — трещины и дайки; 4 — «слой» даек (дайковый комплекс); 5 — габброидный расплав; 6 — серпентиниты; 7 — полосчатые габбро и растекающаяся «каша» кристаллов; 8 — зоны частичного плавления в мантии; 9 — направление движения в них (а — конвекционное, б — растекание расплава, в — пластическое течение в твердом состоянии, г — направление общего сжатия); 10 — деформированные (полосчатые) перидотиты (а — горячие и б — после остывания); 11 — островодужные вулканы (а) и осадки (б).

зуется в виде пластического или «жидкого» (в слоях, обогащенных расплавом) течения и компенсируется формированием комплекса параллельных даек и излияниями базальтов в верхней части коры.

Стадии этого процесса показаны на рис. 64 схематично. На стадии 1, на месте раскола еще холодной плиты, формируются серия даек и покровы щелочных или субщелочных базальтов, которые могут сохраниться на флангах формирующейся коры. На стадии 2 подъем астеносферного вещества приводит к разогреву плит, усилению магматизма и формированию промежуточной камеры (или цепочки камер), где накапливаются кумуляты, благодаря которым формируются стационарные толеитовые (или субщелочные) серии и облегчаются горизонтальные движения. На стадии 3 этот процесс достигает кульминации; формируется полный разрез офиолитов с деформированными реститами (гарцбургитами) в основании, кумулятивными (нижними) и эвтектоидными (верхними) габбро, а также комплекс параллельных даек с резкой нижней границей. На стадии 4 начинается регрессивная ветвь процесса — отмирание и опускание диапира (или восходящей ветви течений), общее остывание системы, отмирание промежуточных камер, пересечение сформированной последовательности дайками габбро и диабазов регрессивной ветви, разломы, облегчающие циркуляцию морской воды и «автометаморфизм» верхней части разреза, а также диапиризм серпентинитов. Дальнейшее остывание и (или) формирование центра расширения в соседней зоне приводят к заключительной стадии 5 — общему сжатию, «скупиванию» сформированной океанической коры с помощью крупных надвигов, которые выводят на поверхность части офиолитовых пластин. Утолщение и метаморфизм коры могут привести к преобразованию ее в кору переходного типа, а плавление ее нижней части — к появлению дацито-андезитового вулканизма.

В аналогичных моделях были сделаны некоторые количественные оценки, основанные на корреляции с геофизическими данными и морфометрией современных океанических рифтов (Сапп, 1974; Daignieres et al., 1975). Существенное значение здесь имеет ширина тектонически активной зоны (или зоны внедрения даек) x_1 и ширина слоя «одноактно» излившихся лав x_2 , которые с учетом изостатической компенсации определяют толщину второго слоя океанической коры и характер остаточной намагниченности. Размеры магматического резервуара оцениваются приблизительно как $h \approx l \geq x_1$ и поддерживаются на стадиях 2 и 3 на стационарном уровне. Увеличение скорости спрединга приводит к уменьшению x_1 и увеличению разности $x_2 - x_1$, а также к увеличению h и уменьшению мощности второго слоя, поскольку магматический резервуар приближается к поверхности и быстрее исчерпывается. С этим связан и разный характер «автометаморфизма» и гидротермальных изменений. Максимальная скорость раздвижения, необходимая для существования такой модели, оценивается как 0,5—0,7 см/год (Сапп, 1974; Walery, Sleep, 1976).

В происхождении и развитии океанической коры еще очень много неясного и дискуссионного, и изложенная офиолитовая модель также далека от окончательного решения. В альтернативных (или дополнительных) моделях главное внимание уделяется анализу вязких течений в канале осевой зоны хребта (Ушаков, Галушкин, 1978). Мы упоминали также осложнения, связанные с многостадийным и длительным развитием офиолитов, сопровождаемым «срывами» на разных уровнях субслоистого разреза океанической коры (Пейве и др., 1977). Возможны большая роль нормального внедрения основной и ультраосновной магмы и вертикальные движения при формировании океанической коры (Bonatti, 1977). Неясны многие проблемы выведения офиолитов на поверхность и сохранения реликтов океанической коры в структуре сформированных складчатых областей. Предполагается, что подавляющая часть новообразованной океанической коры бесследно исчезает в зонах субдукции и только незначительная часть (возможно, менее 0,001%) сохраняется в особых условиях благодаря обдукции — надвиганию сорванных верхних частей океанической литосферы на островную дугу или пассивную окраину континента (Coleman, 1977). Однако действительное соотношение гипотетической субдукции и реально наблюдаемой обдукции могут быть совершенно иными. Кроме того, предполагаются и иные механизмы внедрения офиолитов типа диапиризма (Maxwell, 1974) или многократных магматических и диапировых процессов в «зонах глубинных разломов» (Пинус, 1974; Велинский, 1976).

С петрологической точки зрения кажется наиболее вероятным, что в формировании офиолитов и моделируемой ими океанической коры ведущую роль играет просачивание базит-ультрабазитового расплава, сопровождаемое рестированием верхней части мантии и кумулятивными процессами в промежуточных очагах. В формировании окончательного облика офиолитов большую роль играют метаморфические процессы — «внутренний» метаморфизм офиолитов (ранняя серпентинизация, зеленокаменное изменение) и «внешний» метаморфизм, сопровождающий процессы надвигания и выведения офиолитов на поверхность (Coleman, 1977). К числу последних относится бластомилонитизация офиолитов в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, а также эклогит-глаукофансланцевый метаморфизм офиолитов и осадков в подошве крупных надвигов (Hess, 1955; Ernst, 1970; Coleman, 1977; Бейли, Блейк, 1969; Добрецов, 1974; Фации..., 1974, 1978 б).

В заключении этого раздела коротко остановимся на гипотезе «океанизации» — образовании океанов и океанической коры путем преобразования ранее существовавшей континентальной коры (Белоусов,

1968, 1975). По мнению многих противников этой гипотезы, «в современной океанической коре и верхней мантии нигде нет ни малейших следов процесса ассимиляции континентальной коры» (Хаин, 1978, с. 6).

Гипотеза океанизации, как и резкие возражения против нее, не вызвали обстоятельной дискуссии у петрологов, так как не наблюдались конкретные петрологические процессы, соответствующие «океанизации». В этом одно из главных отличий ее от гипотезы «гранитизации» при образовании континентальной коры — здесь объект и вероятный процесс ясен (мигматиты, гранито-гнейсы и мигматизация), и проблема заключалась лишь в неоднозначности многих соотношений в самих мигматитах и масштабах этого процесса. Косвенные соображения, которые привлекались В. В. Белоусовым (1968), в частности примерное равенство теплового потока в океанических и континентальных плитах (с уточнением — вне зон спрединга), не могут служить достаточным основанием, так как свидетельствуют лишь о разном вкладе теплового потока из мантии (см. гл. 3).

В качестве возможных механизмов «океанизации» привлекались: 1) «базификация» или «дегранитизация» как метасоматическое преобразование гранитной коры в основные породы (Белоусов, 1968; Рудич, 1962; Жданов, 1975); 2) изменение толщины коры вследствие серпентинизации (на континентах) и десерпентинизации (в океанах) ультраосновных пород (Резанов, 1974); 3) катастрофический базальтоидный вулканизм и связанное с ним частичное замещение первичной коры глубинным веществом — продуктом дифференциации мантии Земли (Белоусов, 1975; Жданов, 1975). Важную роль здесь могли играть процессы эклогитизации и опускания в мантию тяжелых эклогитизированных блоков без плавления.

Все такие процессы слишком гипотетичны и не увязаны (или увязаны недостаточно) с конкретным петрологическим (в том числе экспериментальным) и геофизическим материалом. В частности, метасоматическая модель имеет гораздо меньше оснований, чем в случае гранитизации, а модель серпентинизации — десерпентинизации еще менее обоснована фактическим материалом.

По нашему мнению, заслуживает внимания и обсуждения третий вариант применительно к некоторым структурам, например к Индийскому океану. Этот океан, возникший в результате распада Пангеи в мезозойское время, со всех сторон окружен выходами древнейших и наиболее глубинных пород гранулитовой фации. Этот факт можно интерпретировать как наличие длительного куполообразного поднятия, предшествовавшего образованию океана. Многочисленные микроконтиненты и рифты между ними позволяют предположить наряду с растяжением определенную роль обрушения и эклогитизации сильно эродированных и потому базитовых по составу блоков этого купола, сопровождаемых массовым базальтоидным вулканизмом. В формировании (или обновлении) таких океанов, как Атлантический или восточная часть Тихого океана, несомненно, главную роль играл спрединг как проявление глобального рифтогенеза.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ

Создание тектоники плит, или новой глобальной тектоники, считается многими исследователями важнейшим теоретическим достижением геологии последних лет, сопоставимым по своему значению с открытием эволюционной теории Ч. Дарвина. Она тесно связана с успехами в изучении геологии дна океанов, с такими новыми и важными

фактами, как наличие полосовых магнитных аномалий, параллельных осям срединно-океанических хребтов, близкого совпадения возраста осадков и возраста магнитных пород по магнитным аномалиям (трактуемым как возраст океанического дна), трансформных разломов, концентрации сейсмической активности в зонах островных дуг и желобов и в трансформных разломах между осями хребтов. Основоположники гипотезы или теории — морские петрологи, геофизики и геологи (Hess, 1962; Dietz, 1961; Wilson, 1965; Isacks et al., 1968; Sykes, 1967; Vine, 1966, 1970; Le Pichon, 1973). В то же время, по мнению других геологов, эта гипотеза недостаточно учитывает опыт континентальной геологии, опирающийся на более детальные наблюдения, позволяющие проследить историю Земли в течение 4,0—3,5 млрд. лет, тогда как возраст современных океанов и возрастная датировка фактов океанической геологии не превышает 150 млн. лет (Белоусов, 1968, 1975; Шейнман, 1973).

Основные положения тектоники плит и факты, приводимые в подтверждение или опровержение этих положений, сформулированы в табл. 33. Обращает на себя внимание, что одни и те же факты нередко используются в противоположных целях. По В. Е. Хаину (1978), основные положения тектоники плит сводятся к пяти пунктам, но в целом они представляют несколько иную формулировку трех тезисов в табл. 29. Важнее общая оценка В. Е. Хаина современного состояния тектоники плит, которая кратко отражена в названии его статьи: от тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза. К подобному, но, пожалуй, еще более альтернативному выводу приводит и настоящая работа.

Аргументация или критический разбор главных фактов и положений новой глобальной тектоники приводится во многих работах (Новая глобальная тектоника..., 1974; Зоненшайн и др., 1976; Хаин, 1973, 1978; Ботт, 1974; Ушаков, 1974; Ушаков, Галушкин, 1978; Сорохтин, 1974; Белоусов, 1968; 1975; Шейнман, 1973). Подробный их разбор занял бы слишком много места. Части вопросов мы уже касались в предыдущем изложении.

Переходя к конкретному петрологическому обсуждению некоторых геодинамических проблем, отметим прежде всего основные особенности активных зон. Современные активные зоны Земли подразделяются на несколько типов: 1) срединно-океанические хребты; 2) внутриконтинентальные рифты; 3) окраинные и срединные моря; 4) островные дуги и желоба (западно-тихоокеанского типа); 5) желоба и кордильеры (андийского типа); 6) орогенные зоны гималайского типа; 7) зоны сдвиговых дислокаций и активизации (а — внутриокеанические, например трансформные разломы, б — внутриконтинентальные, например сдвиговые зоны Калифорнии или Монголо-Охотского пояса).

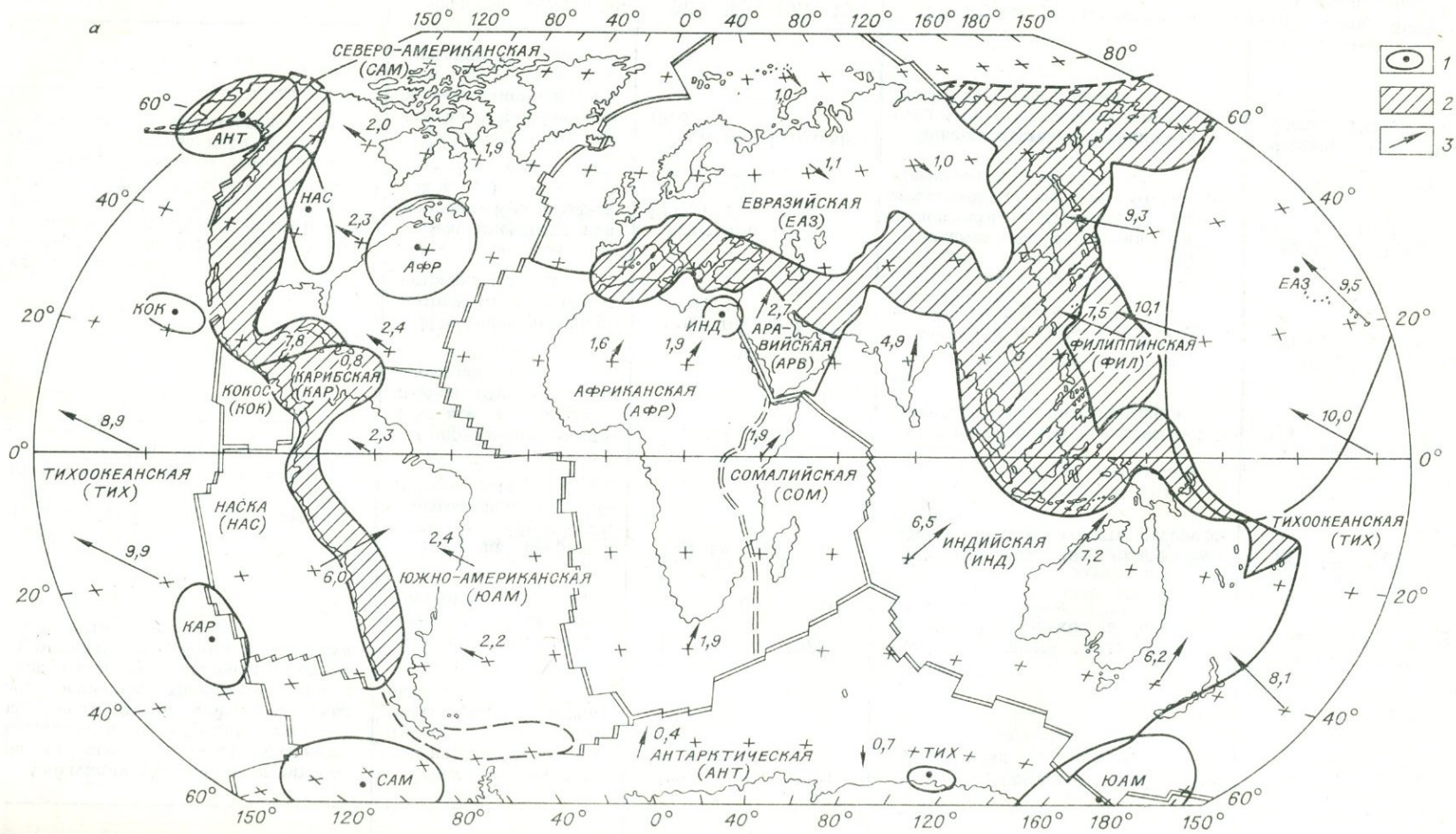
С тектонической точки зрения, первые три случая представляют собой зоны растяжения и пространственно переходят друг в друга (например, Срединно-Индийский хребет переходит в зону растяжения Аденского залива и далее в Красноморский рифт, который сочленяется со Средиземным морем с одной стороны и зоной Восточно-Африканских рифтов — с другой). Есть основания полагать, что все они объединяются в мировую систему рифтов (см. рис. 59, 65). Из них Атлантический океан — наиболее крупный рифт, наследовавший древний шов на месте Палеоатлантики, а Восточно-Африканские или Байкальские рифты — более мелкие зоны растяжения внутри континентов. Менее ясны соотношения окраинных морей и рифтовой системы.

Активные зоны типов 4—6 представляют собой зоны сжатия. Отчетливых зон перехода между ними не установлено, исключая Зондскую дугу и желоб, которые переходят в горные цепи Бирмы и далее в Восточные Гималаи.

Основные положения тектоники плит

Основные тезисы	Доводы «за»	Литература	Доводы «против»	Литература
<p>Расширение океанического дна. Новая океаническая кора образуется на гребне срединного хребта (в результате поднятия нагретого мантийного вещества, выплавления из него и кристаллизации базитов) и отодвигается в сторону в результате растекания астеносферы</p>	<p>Полосовые магнитные аномалии Распределение осадков — молодые около хребтов, древние на периферии Соответствие возраста по аномалиям и осадкам</p> <p>Трансформные разломы Сейсмичность рифтов и трансформных разломов между ними Зависимость рельефа и теплового потока</p>	<p>Vine, 1966, 1970 Le Pichon et al., 1973; Хаин, 1978 Там же</p> <p>Wilson, 1965 Isacks et al., 1968; Isacks, Molnar, 1971 Сорохтин, 1974, 1975</p>	<p>Неясность природы аномалий Возможность древних осадков под молодыми осадками и лавами Распределение осадков и лав в хребтах «елочкой», возраст верхних осадков и лав — не возраст океанического дна Неясность природы магнитного поля и неоднозначность палеомагнитных данных</p>	<p>Шейнман, 1973 Белоусов, 1968, 1975 Пейве, 1976 Шейнман, 1973; Биргер, 1978</p>
<p>Независимые движения жестких литосферных плит, увлекаемых астеносферными течениями (вращение плит по сфере вокруг неподвижных осей)</p>	<p>Концентрация землетрясений по границам плит Согласованная кинематика движения плит Объяснение горообразовательных и магматических процессов</p>	<p>Isacks et al., 1968; Ушаков, 1974 Ушаков, Галушкин, 1978; Chase, 1978 Dewey, Bird, 1970</p>	<p>Наличие поясов землетрясений внутри континентальных плит Разломы и деформации в плитах, указывающие на всеобщий характер деформаций и относительную «мягкость» плит. Необходимость продолжающегося выделения новых плит, дискредитирующая основную идею жестких плит Доказательства утолщения плит вследствие деформации Отсутствие астеносферы под преобладающей частью земной поверхности Устойчивость структурных элементов, начиная с раннего докембрия</p>	<p>Зоненшайн и др. 1976; Хаин, 1978 Шульц, 1978; Кашникова, Магницкий, 1978; Хаин, 1978 — Пейве, 1976; Пейве и др., 1971, 1972 Алексеев и др., 1977, 1971 Белоусов, 1975, 1978</p>

<p>Субдукция. Океаническая литосфера поглощается в зонах субдукции, поддвигаясь под островную дугу или континент вдоль сейсмофокальных зон Бениоффа, трансформируясь в эклогиты и переплавляясь; выплавки формируют в островных дугах новую континентальную кору</p>	<p>Сейсмофокальные зоны, падающие под континент, сопряженные зоны излома в сторону океана</p>	<p>Isacks et al., 1968; Сорохтин, 1976</p>	<p>Сложное чередование зон сжатия и растяжения</p>	<p>Аверьянова, 1975</p>
<p>Ориентировка напряжений в очагах землетрясений</p>	<p>Isacks et al., 1971</p>	<p>Неоднозначность механизма землетрясений, возможность сдвиговых и иных дислокаций</p>	<p>Fedotov et al., 1970; Балакина и др., 1972</p>	
<p>Аномалии скоростей волн и добротности, указывающие на «холодную» плиту</p>	<p>Там же</p>	<p>Сложное строение скоростного разреза, неоднозначность распределения Q</p>	<p>Там же</p>	
<p>Сопряженные изостатические (положительные и отрицательные) аномалии</p>	<p>Ушаков, 1974</p>	<p>Неоднозначность сейсмических и гравитационных интерпретаций</p>	<p>Артемьев, Бодин, 1978</p>	
<p>Изменение теплового потока от желобов к островным дугам</p>	<p>Сорохтин, 1974, Ушаков, 1974</p>	<p>Максимум теплового потока в тылу островной дуги</p>	<p>Там же</p>	
<p>Закономерности вулканизма (K_2O в базальтах и др.)</p>	<p>Hatherton, Dickinson, 1968; Dickinson, 1970</p>	<p>Сложные распределения K_2O и щелочности (с минимумом); зависимость кислых выплавков от «микроконтинентов»</p>	<p>Эрлих, 1973; Попеко и др., 1979</p>	
<p>Складчатость и продвиги в островном склоне и дуге по геологическим (7а) и сейсмоакустическим (7б) данным</p>	<p>Ушаков, Галушкин, 1978</p>	<p>Доказательства обдукции (а не субдукции) по особенностям метаморфизма и деформаций</p>	<p>Фации..., 1974; Добрецов, 1978б</p>	
<p>«Парный» метаморфизм</p>	<p>Miyashiro, 1973, 1978</p>	<p>Недеформированные осадки в желобах и глаукофансланцевых поясах</p>	<p>Богданов, 1975; Добрецов, 1976</p>	



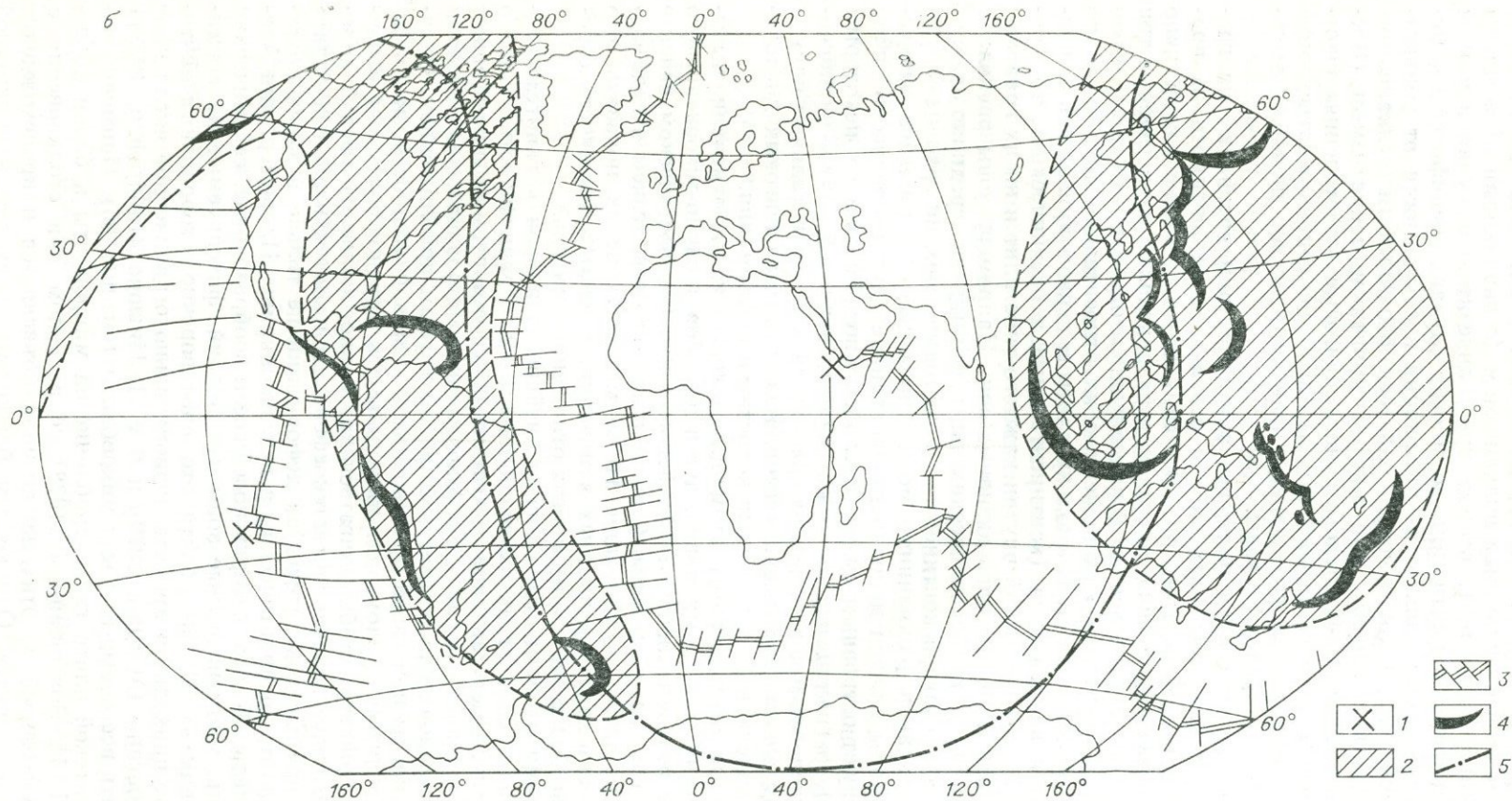


Рис. 65. Литосферные плиты и их положение в структуре конвекционных течений.

a — кинематическая картина современного абсолютного движения литосферных плит (Ушаков, Галушкин, 1978): 1 — положение полюса вращения плиты и 95%-ный доверительный эллипс; 2 — Циркум-Тихоокеанский и Альпийско-Гималайский пояса планетарного сжатия; 3 — вектор абсолютной скорости перемещения, см/год; *b* — схема мантийных течений (Сорохтин, 1974): 1 — центры восходящих потоков; 2 — области нисходящих потоков; 3 — рифтовые зоны; 4 — современные желоба — зоны субдукции; 5 — экваториальная линия по отношению к центру восходящего потока в Афаре.

С петрологической точки зрения важно, что первые три типа зон сопровождаются базальтовым вулканизмом (с вариациями от толеитов до щелочных базальтов), вторые три — андезитовым вулканизмом и (или) гранитным магматизмом, во многих случаях специфическим метаморфизмом. Зоны сдвиговых дислокаций в зависимости от конкретной ситуации могут либо сопровождаться базальтовым вулканизмом (трансформные разломы), или андезит-гранитным магматизмом (Восточная часть Монголо-Охотского пояса, сдвиговые «ответвления» Охотско-Чукотского вулканического пояса), либо не сопровождаться магматизмом вообще. Самостоятельное значение этих зон начинает выявляться только в последние годы.

По теории тектоники плит, все активные зоны возникают на границах жестких литосферных плит в результате независимого их вращения по астеносфере (рис. 65). Все семь типов активных зон логично и просто объясняются либо расколом и раздвижением плит (первые три типа), либо их столкновением и поддвижением одной плиты под другую (зоны типов 4—6), либо скольжением их относительно друг друга по сколовым зонам (тип 7). Поскольку плиты в первом приближении подразделяются на два типа (континентальные и океанические), то формально три типа движений внутри каждого типа плит и на их границах должны дать $3 \times 3 = 9$ типов активных зон. Например, зоны раскола и раздвижения внутри океанических плит формируют срединно-океанические хребты, внутри континентов — рифтовые зоны, на границе континентов и океанов — окраинные моря (последнее утверждение дискуссионно). Зоны сжатия и поддвига на границе двух океанических плит соответствуют островным дугам и желобам (по крайней мере, некоторым их типам), на границе океанической и континентальной плит — андийскому типу желобов и кордильер, на границе двух континентальных плит — орогенным зонам гималайского типа. Разные зоны сдвиговых дислокаций объединены в один тип из-за недостатка информации.

Главные затруднения в этом объяснении, как мы отмечали, вызывает система окраинных морей, дуг и желобов западно-тихоокеанского типа и ее резкое отличие от андийского типа. В теоретическом аспекте наиболее спорны, по мнению большинства критиков, тезисы о недеформируемых плитах и субдукции. Ниже мы постараемся показать, что они не носят характер частных замечаний, а дают возможность строить новую, более гибкую во многих отношениях модель.

Другими словами, одной из важнейших поправок к гипотезе тектоники плит следует признать, по-видимому, ограниченность тезиса о «плитности». Представление о жестких недеформируемых литосферных плитах, ограниченных снизу и с боков границами раздела, как отмечали многие исследователи, является слишком грубым приближением. Океанические плиты при своей протяженности и малой мощности, разбитые многочисленными разломами, должны иметь труднодопустимые реологические свойства, чтобы двигаться как единое целое на тысячи километров по более пластичной астеносфере. Для континентальных «плит» имеются прямые доказательства деформаций не только в зонах столкновения плит, но практически на всю их ширину. Например, для Азиатской плиты об этом говорят новейшее горообразование, сейсмическая активность, многочисленные зоны дислокаций, фиксируемые на космических снимках. Чтобы обойти это противоречие, сторонникам тектоники плит приходится дробить первоначально ограниченное число плит (10 у Моргана (Morgan, 1970) и 6 у Ле-Пишона (Le Pichon, 1968)) и выделять все новые плиты и микроблоки (см. рис. 66). Применительно к Азиатской плите такое дробление на микроплиты и блоки объясняется Л. П. Зоненшайном (1978) ее расколом при столкновении с Индийской плитой. С этих же позиций объясняется и происхождение Байкальского рифта. Однако чем ближе мы переходим к конкретной

геологии, тем меньше оказываются размеры «жестких» блоков, т. е., по существу, надо говорить о дискретно-непрерывной деформации значительной части Азиатского и других материков.

Ограниченность плит снизу одной границей раздела также не подтверждается — скольжение, как и следовало ожидать, происходит по несложным границам, а нередко во всей массе деформируемой плиты (Книппер, 1975, 1978; Пейве и др., 1977). Очень важно подчеркнуть, что зоны деформаций на «границах» плит во многих случаях очень широки и значительно превосходят мощность литосферных плит (например, вышеупомянутая система окраинные моря — дуги — желоба). Относительную жесткость и деформируемость литосферных плит признают самые горячие сторонники теории тектоники плит, но оценивают ее иначе (как правило, лишь как незначительные). Здесь важны прямые экспериментальные оценки, такие как сопоставление скорости раскрытия океанов и скорости движения сопряженных континентальных плит. Например, по оценке сейсмических данных (Molnar, Tarponier, 1975), скорость движения Индийской плиты при столкновении с Азиатской на 30% меньше ожидаемой из векторов скорости раскрытия соседних океанов. Это пропорционально «деформируемости» плит на 30%.

Другие оценки, исходящие, например, из параллельности трансформных разломов вектору вращения соответствующих плит, менее убедительны, поскольку эта параллельность и сами трансформные разломы существуют только в центральных частях океанов, составляющих примерно 50% площади океанов. Именно для этой части океанов можно допустить однородное течение с тонкой относительно жесткой коркой. Остальная часть океанов (собственно «плиты») деформируется таким образом на 60%, если признать справедливой вышеприведенную оценку 30%. По-видимому, можно найти все переходы деформации от 0 до 300%, соответствующей предельно «пластичной» плите.

Подобное сочетание относительно жестких блоков и сложных, длительно развивавшихся зон деформации характерно не только для границ плит и внутренних частей континентов, но и для океанов, например для всей западной половины Тихого океана (см. рис. 74).

Но главное доказательство и одновременно важнейшее следствие деформируемости плит — тектоническое утолщение коры и литосферы в целом в результате сжатия. Идею утолщения или «скупивания» коры в результате деформаций, высказанную еще в конце прошлого столетия, применительно к новой теории последовательно развивают А. В. Пейве и его ученики (Пейве, 1969, 1976; Книппер, 1970, 1975; Руженцев и др., 1977; Пейве и др., 1977). А. В. Пейве (1976), в частности, считает, что даже утолщение срединно-океанических хребтов произошло в результате предшествующего сжатия и деформаций.

Не касаясь сейчас всех деталей, заметим, что деформации и утолщение коры примерно пропорциональны утолщению всей литосферной плиты и происходят многообразно: в форме изоклиальной или менее интенсивной складчатости осадочной оболочки; пластического течения и «глубинной складчатости» в метаморфизируемой толще, сопровождаемых перетеканием расплава в зонах частичного плавления; глубинных сколов на серию чешуй в более холодных частях континентальной коры; многослойных надвигов в областях с океанической и переходной корой.

Но, как показано на рис. 66, все это многообразие можно аппроксимировать в простейшем варианте для предельно «пластичной» плиты, сжатой изоклиальной складчатостью однородной пластины с мощностью h первоначальной коры. Тогда при мощности утолщенной коры H тектоническое утолщение пропорционально сокращению ширины деформируемой пластины $K_T = \frac{H}{h} = \frac{L}{l}$, где L — первоначальная ширина; l — ширина пластины (зоны) после деформации и утолщения. Тогда

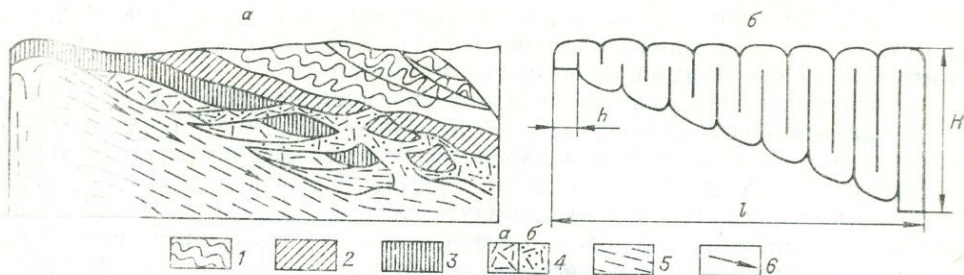


Рис. 66. Модель деформации и утолщения океанической коры. Составил автор.
 а — схематический разрез деформированной и утолщенной океанической коры: 1 — деформированные осадки и вулканиты, 2—3 — древняя (2) и молодая (3) океаническая кора, 4 — литосферная мантия недеформированная (а) и преобразованная (б), 5 — астеносфера, 6 — направление астеносферных течений, б — геометризованная схема деформации.

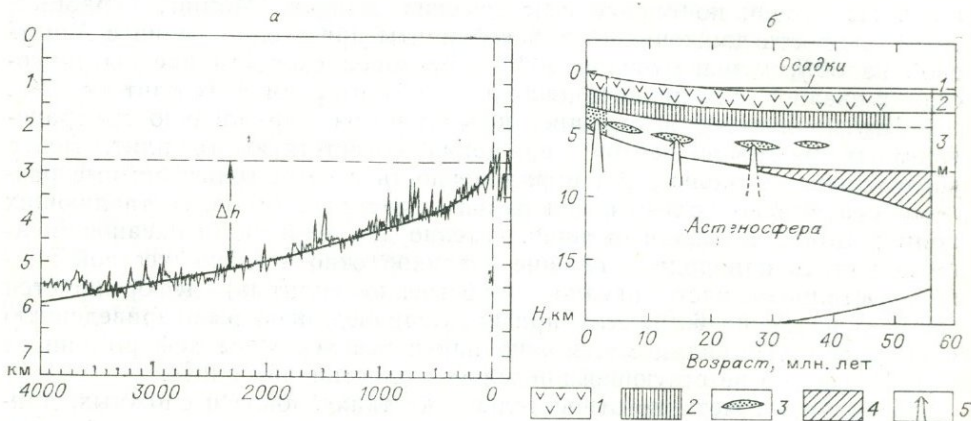


Рис. 67. Океаническая кора.

а — аппроксимация рельефа Восточно-Тихоокеанского поднятия зависимостью толщины коры от скорости кристаллизации (Городницкий, Сорохтин, 1977); б — происхождение и эволюция океанической коры (Christiansen, Salisbury, 1975).
 1 — вулканиты слоя 2; 2 — дайковый комплекс слоя 3, формирующийся в срединно-океаническом хребте, остальная часть слоя 3 утолщается за счет внедрения и кристаллизации интрузий мантийной магмы (3) и деформаций (?); 4 — ультраосновные породы; 5 — направление подъема новых порций магмы.

при «утолщении» океанической коры в континентальную при $K_T=4$ примерно в 4 раза сокращается и ширина зоны. Действительное сокращение ширины будет много больше, учитывая еще большее утолщение мантийной части литосферной плиты (за счет ее большей пластичности) и возможность «растворения» нижней части утолщенной коры или литосферы в целом. В частности, мы уже упоминали о возможности эклогитизации нижней части коры, отрыва от нее блоков и погружения в мантию. Утолщенная мантийная часть литосферы может поглощаться астеносферой или «стачиваться» астеносферными течениями; возможны ассимиляция расплавленных ее частей и другие процессы, приводящие к частичной гомогенизации (на фоне общей дифференциации всегда наблюдаются частные явления гомогенизации, что особенно наглядно проявляется при высокотемпературном метаморфизме).

Независимые оценки сокращения ширины складчатых зон, основанные на «развертывании» складок и покровов, дают оценки K_T 5—10, но здесь надо учитывать возможность «соскальзывания» осадочного чехла с кристаллического цоколя, так что действительное сокращение всей литосферной плиты происходит, вероятно, в 3—5 раз.

Ясно, что отдельные участки или плиты будут деформироваться меньше и вести себя как относительно «жесткие» включения, причем

с течением времени и изменением обстановки ситуация может меняться. Но если признать в целом возможность тектонического утолщения деформируемых литосферных плит и блоков, то отсюда следует несколько важных следствий. В частности, действительное вращательное движение плит по поверхности геоида и соответствующий дрейф континента окажутся много меньше. Например, если открытие Атлантики произошло 100 млн. лет назад, то при гипотезе недеформируемых плит Африка и Южная Америка отодвигались в среднем на 3 см в год от первоначальной границы их соприкосновения. При деформации и утолщении океанической литосферы, скажем, в 3 раза по удалении от оси расширения при той же скорости 3 см в год первоначальные границы отодвинулись лишь на 1000 км и находятся примерно там, где исчезают четкие хорошо диагностируемые полосовые магнитные аномалии.

Для Тихого океана при той же или даже большей скорости расширения относительно оси Восточно-Тихоокеанского поднятия граница деформируемой Западно-Тихоокеанской плиты еще не достигла желобов по западной окраине Тихого океана, и, следовательно, совсем нет необходимости предполагать там субдукцию и поглощение океанической коры, о чем мы уже упоминали выше.

Находит свое объяснение и погружение океанического дна в стороны от срединно-океанического хребта в зависимости от времени отодвигания (рис. 67). Не касаясь здесь специальных проблем диагностики времени отодвигания по магнитным аномалиям, можно лишь утверждать, что утолщение холодной литосферы и связанное с этим погружение океанического дна логичнее объяснить сокращением мощности (вследствие кристаллизации) астеносферной линзы, а не погружением кристаллизующейся корки литосферы в менее плотную (?) астеносферу (Сорохтин, 1974).

В обоих случаях процесс кристаллизации (и определяемые им рельеф и толщина литосферы) будет зависеть от времени: $K\sqrt{t}$. Отклонения от этой зависимости (Bottinga, Allegrie, 1976; Burton, Bennel, 1976), в частности асимметрия рельефа большинства срединно-океанических хребтов (Грачев, 1977), в нашем варианте объясняется асимметрией астеносферной линзы подобно континентальным рифтам (см. рис. 39) и постепенным уменьшением в ней расплава в стороне от осевой зоны (см. гл. 3).

Невыдержанность рифтовой долины или осевых горстов объясняется линейными кальдерами обрушения (Грачев, 1977), или в более общем случае — соотношением скорости раздвигания, деформации плиты (!) и скорости поступления расплава в виде даек и покровов базальтов (Anderson, Noltimer, 1973; Daignieres et al., 1975).

Важную поправку вносят также все более многочисленные факты, показывающие, что зоны расширения, по крайней мере в окраинных морях и рифтах, всегда локальны и сопряжены в пространстве и во времени. Например, Красноморский рифт стал открываться как раз тогда, когда закрылся Загросский рифт (Казьмин, 1974, 1975), а Японское море и Южно-Охотская котловина раскрывались одновременно с закрытием мезозойских бассейнов в районе Сихотэ-Алиня и Корякии (Руженцев и др., 1977), сжатием и складчатостью во всей Северо-Восточной Азии. Это приводит к идее «аккордеонной» тектоники (Добрецов, 1974, 1976), которая, в свою очередь, восходит к старым выводам Зюсса, Г. Штилле, В. А. Обручева и др. о сопряженности в пространстве и во времени зон расширения и зон сжатия.

Эти представления можно суммировать как локализованные горизонтальные перемещения («локальный дрейф»), увязанные в общую систему несферическим полем напряжений в литосфере под воздействием неоднородности коры и мантии и астеносферных процессов. Они отрицают или ограничивают необходимость субдукции.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ АКТИВНЫХ ЗОН

Эволюция активных зон во времени предполагается большинством геологов и тектонистов и составляет, вероятно, главное содержание геосинклинального процесса (Пейве и др., 1971, 1972). В качестве модели принимается развитие системы островных дуг окраинных и средиземных морей, в соответствии с чем выделяются «океаническая», переходная, или островодужная, и континентальная стадии. Океаническая стадия по содержанию соответствует чаще истории раскрытия окраинного или средиземного моря (Книппер, 1975; Пейве и др., 1976; Руженцев и др., 1977). Эти стадии примерно соответствуют раннегеосинклинальному (раннему), инверсионному (среднему) и орогенному (позднему и конечному) этапам развития геосинклиналей в схемах других исследователей (Stille, 1924; Билибин, 1955; и др.).

Важнейшими реперами выделения этих стадий, что для нас важно, приняты петрологические процессы: смена «океанического» натрового базальтового вулканизма на андезитовый (известково-щелочной) островодужного типа и далее массовое появление К—Na- и К-гранитов (Пейве и др., 1976; Зоненшайн, 1976). Вспомогательное значение имеют характер осадконакопления и процессы метаморфизма (в частности, образование глаукофановых сланцев или зональных метаморфических комплексов, связанных с гранитами).

Чтобы оценить эволюцию современных дуг и морей, необходимо объективно установить их взаимопереходы во времени и пространстве. Временная эволюция устанавливается, как правило, неоднозначно, так как это зависит от взгляда авторов на многие спорные проблемы. Например, наличие континентальной коры во многих островных дугах можно рассматривать как результат ее эволюции и образования гранитного слоя (Miyashiro, 1974; Сорохтин, 1974; и др.), а можно считать обломком континентального края (микроконтинентом), отодвинувшимся в ходе спрединга окраинного моря (Karig, 1971; и др.). Поэтому вариации состава вулканитов, в частности изменение их щелочности, представляют результат суммарного влияния разного состояния и состава коры и эволюции мантийного вещества, что, в свою очередь, зависит от трактовки горизонтальных перемещений данного участка структуры. Например, одни исследователи считают, что вулканизм типичной островной дуги эволюционирует от толент-базальтового к андезито-дацитовому вулканизму (Miyashiro, 1974, 1977), другие соответствующие различия вулканизма объясняют разным составом мантии и коры. В частности, кислые эффузивы появляются только там, где присутствуют микроконтиненты, и состав островодужных вулканитов, как и одновозрастных вулканических поясов, наложенных на континентальные окраины, закономерно меняется по простиранию с изменением состава коры и мантии (см. рис. 74).

Более определенны ныне наблюдаемые пространственные взаимопереходы. Можно констатировать постепенное изменение разреза коры и мантии, состава вулканитов и геофизических аномалий при переходе от островных дуг, выдвинутых в океан и заложённых, по-видимому, на океаническом основании (типа Марианской, Бонинской, Тонга) к типу Курил или внешней зоны Японии и далее к типу Камчатки или внутренней зоны Японии, заложённых на континентальном основании. На примере Зондской дуги Камчатки и Охотско-Чукотского пояса видно также, что дуги могут переходить в наложенные вулканические пояса материковых окраин андийского типа (связанные с пологими зонами субдукции под континент) или чукотского типа (по-видимому, не связанные с зонами субдукции). С другой стороны, дуги, выдвинутые в океан, могут сочленяться со срединно-океаническими хребтами через трансформ-

ный разлом или более сложным способом (например, Ново-Зеландская дуга — дуга Маккуори — Срединно-Индийский хребет). Состав базальтов дуги Маккуори занимает промежуточное положение между островодужными и океаническими толеитами. Подобный уклон имеют ранние толеиты Марианской и Бонинской дуг. Допускаются все постепенные переходы от зон субдукции к трансформным разломам и далее к зонам спрединга или зонам андийского типа. По мнению У. Дикинсона (Dickinson, 1976), зона расширения Тихоокеанского срединного хребта приобретает в Калифорнийском заливе преимущественно сдвиговую составляющую, а дальше переходит в Каскадный пояс, где известны молодые излияния андезитов. Зондская дуга и зоны андийского типа переходят по простиранию в активные зоны гималайского типа, лишенные известково-щелочного вулканизма, но насыщенные гранитоидами.

По-видимому, между всеми типами активных зон существуют взаимопереходы, а последовательность их развития может иметь разную направленность (см. заключительный раздел).

Палеовулканологические и палинспастические реконструкции, к сожалению, пока еще неоднозначны и часто представляют следствие больше теоретической гипотезы, чем фактов. Такова, например, гипотеза миграции зоны субдукции и (или) вулканической дуги с изменением скорости субдукции и ее геометрии (Dickinson, 1970; Леглер, 1977). В частности, для Камчатки за последние 125 млн. лет предполагается трехкратное сдвигание желоба и зоны субдукции в сторону океана (Авдейко, 1974; Леглер, 1977), одновременно вулканические дуги на северо-западе Америки в течение позднего мезозоя постепенно смещались в сторону континента (Dickinson, 1976), в Алеутской дуге желоб и вулканическая дуга постепенно сближаются. Каждая из этих реконструкций вызвала серьезные возражения оппонентов. Тем не менее всякая дискретность в распространении близких по возрасту известково-щелочных серий считается доказательством смещения зоны субдукции, хотя никаких других доказательств в пользу этого часто не приводится.

Одним из таких трудных объектов для тектоники плит, судя по особенностям вулканизма, служат западные штаты США (рис. 68). Считается, что в палеогене здесь развивалась типичная островодужная дацит-андезитовая ассоциация, связанная с зоной Бениоффа, полого падающей к востоку. Приближение Северо-Американской плиты к Восточно-Тихоокеанскому хребту около 40—20 млн. лет назад привело к разрушению древней Фаралонской плиты и зоны Бениоффа и смене тектонического режима и вулканизма — возникновению рифтоподобной структуры с базальтоидным магматизмом (Atwater, 1970; Christiansen, Lipman, 1972). Однако андезитовый вулканизм в Каскадных горах продолжался вплоть до четвертичного времени (Smith, Carmichael, 1968). Этот вулканизм рассматривают как эпиорогенный, или рифтогенный, но, во всяком случае, не связанный с зоной Бениоффа. Следует учесть также, что активизация Скалистых гор произошла после мощного осадконакопления в мелу и задолго до приближения Восточно-Тихоокеанского поднятия. Сложное распределение возрастов вулканитов (Armstrong, Higgins, 1973) в интервале 0—50 млн. лет можно интерпретировать как расщепление единой мантийной струи на три и их независимую миграцию в трех разных направлениях. «Геологическая ситуация на юго-западе Соединенных Штатов означает либо отказ от попытки объяснить наблюдаемую геологию с помощью тектоники плит, либо модифицировать тектонику плит»..., предположив сложную неламинарную структуру течения в астеносфере (Anderson, Perkins, 1975, p. 121). В этом же районе существуют сложные проблемы глаукофановых сланцев.

Из приведенного обзора ясно, что для современной динамики и палеодинамики активных зон важнейшее значение имеет решение следующих петрологических проблем:

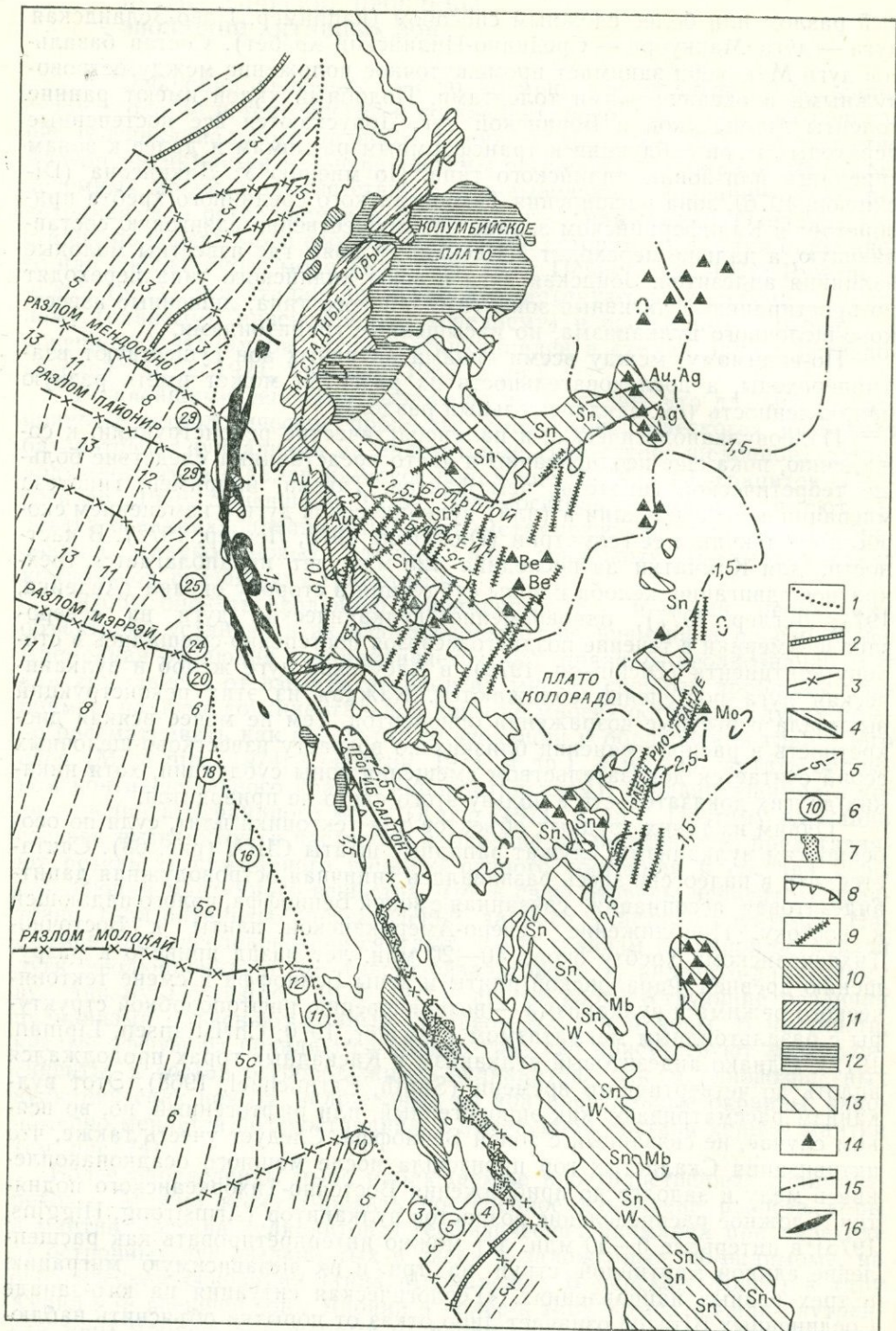


Рис. 68. Тектоническая схема Запада США и Мексики для позднего кайнозоя (Зоненшайн и др., 1976, с дополнениями).

1 — граница континентального склона (граница континента), 2 — оси спрединга; 3 — трансформные разломы; 4 — разлом Сан Андреас, 5 — полосовые магнитные аномалии в океане и их номера; 6 — возраст океанического ложа, млн. лет; 7 — глубоко опущенные седиментационные ванны Калифорнийского залива; 8 — граница прогиба Салтон; 9 — сбросы в провинции Бассейнов и Хребтов; 10–14 — проявления кайнозойского вулканизма (10 — толентового, 11 — известково-щелочного, 12 — щелочно-базальтового, 13 — бимодального, 14 — щелочного); 15 — изолинии теплового потока, мкал/см²·с; 16 — глаукофановые сланцы (см. рис. 69).

1. Корреляция массового появления гранитоидов с максимумом надвигов и утолщением коры и их независимость от андезитового вулканизма.

2. Глаукофансланцевый метаморфизм как типичный метаморфизм зоны субдукции и возможные альтернативы.

3. Модель с автономным раскрытием окраинных морей.

4. Андезитовый (известково-щелочной) вулканизм, его связь с зонами субдукции и другими типами активных зон.

Остановимся на этих проблемах несколько подробнее; тем более что первые два недостаточно обсуждены в обобщающих работах. Попытки систематического рассмотрения петрологических фактов (главным образом магматизма) и моделей глобальной тектоники были предприняты разными авторами (Dickinson, 1970; Зоненшайн и др., 1976; Miyashiro, 1972, 1974; Абрамович, Клушин, 1978; и др.). Ряд общих положений в этих обзорах не вызывает возражений, некоторые конкретные выводы (изменение железистости и щелочности базальтов) мы обсудим ниже. Однако в целом, как считают сами авторы, «преобладающая часть эффектов оказывается в той или иной мере конвергентной» (Абрамович, Клушин, 1978, с. 148).

Проблема связи гранитов и крупных покровов. В байкалидах начало образования покровов относится к раннему кембрию. Например, в Куртушибинском и других поясах Западного Саяна обломки офиолитов попадают в обломочную толщу (олиострому?) с фауной ленокского яруса (Петрология..., 1977). Несколько позже, на границе раннего и среднего кембрия в зоне, примыкающей к Куртушибинскому и Борусскому поясу, в массовом количестве появляются гранитоиды таннуольского и майнского комплекса, после которого эпоха раннекаледонского гранитного магматизма захватила огромные области Центральной Азии (Поляков, 1971). Аналогичные соотношения устанавливаются в других каледонидах (Леонов, 1976).

В герцинидах Казахстана, Монголии, Южного Тянь-Шаня наиболее интенсивные сжатия с образованием покровов и олиостромы произошли в намюре (Буртман, 1976; Старцев, Мушкин, 1973; Полянский и др., 1979; Зоненшайн и др., 1976). В то же время на больших площадях внедрились натровые гранитные и габбро-гранитные серии, с которых началась эпоха массового гранитного магматизма, продолжавшаяся до конца перми и захватившая и соседние области каледонской консолидации (Изох, 1978; Ермолов и др., 1977; Конников и др., 1977). Аналогичные соотношения устанавливаются на Большом Кавказе и в других местах по северному обрамлению Альпийской складчатой области.

В самих альпидах выделяются три стадии сжатия и покровообразования, ведущие к скучиванию и утолщению земной коры — в конце мела (в маастрихте), в начале эоцена и начале миоцена, причем наиболее распространена захватившая огромные площади эоценовая (Книппер, 1975). Именно с этими эпохами совпадают максимумы гранитообразования, датируемые возрастными 60—70, 30—40, 15—25 млн. лет (Frey et al., 1974; Милановский, Короновский, 1973; Баратов и др., 1973). В наибольших масштабах эти граниты внедрились в восточной части альпийского пояса и по его обрамлению — в Гималаях, на Памире, Афгано-Бадахшанском секторе, где присутствуют древние гранито-гнейсовые блоки.

Аналогичные периоды проявились в Тихоокеанском складчатом обрамлении. Например, многостадийные покровы и образование глаукофановых сланцев в Западной Калифорнии датируются цифрами 140—150, 115—125, около 90 и 60—70 млн. лет (Добрецов, 1978б). Такие же цифры показывают огромные массы гранитов в соседней зоне Сьерра-Невада и андезиты Каскадного пояса (см. рис. 68). В Западной части Тихоокеанского обрамления раскрытие Японского, Филиппинского и

других окраинных морей (см. рис. 72), начавшееся в конце мела, сопровождалось сжатием и фазой складчатости в соседних областях, а также формированием огромного Восточно-Азиатского вулканоплутонического (андезит-гранодиоритового) пояса, наложившегося на разновозрастные континентальные структуры. Развитие гранитного магматизма здесь началось также с верхнемеловых габбро-гранитных серий, за которыми следовали калинатровые и калиевые гранитоиды (Интрузивные серии..., 1967; Белый, 1977).

Приведенных примеров достаточно, чтобы утверждать, что утолщение континентальной или промежуточной коры в результате сжатия и покровообразования приводит к ее плавлению и массовому внедрению гранитов. Там, где утолщается океаническая (симатическая) кора — массового появления гранитоидов не происходит, в частности, именно поэтому многие крупнейшие офиолитовые пояса и прилегающие зоны лишены гранитоидов или бедны ими.

Эта схема осложняется тем, что первыми здесь внедряются, как правило, габбро-гранитные серии с большой ролью подкоровой основной магмы. Эти серии петрохимически сходны с предшествующим базальт-андезито-дацитовыми сериями в тех же или соседних зонах. Интрузивные серии как бы завершают длительную вулканическую активность островодужного типа. Поскольку габбро-гранитные серии внедряются во время сжатия и покровообразования и резко прекращают предшествующий андезитовый вулканизм, можно предполагать, что остающаяся в это время в выступах астеносферы и промежуточных очагах магма просто выдавливается в результате сжатия и прежние очаги перестают действовать. Возможно, магматическая «смазка» облегчает и возникновение покровов на глубинных уровнях. Новые очаги, преимущественно гранитоидного состава, возникают в результате расплавления корней сжатых сиалических блоков, глубоко погружившихся в мантию. После этого наступает остывание и прекращение активной магматической деятельности, исключая дайки и редкие излияния основной магмы из глубоких подкоровых очагов, куда отступает фронт магмообразования.

Проблема глаукофановых сланцев, образующихся при низких температурах (250—600°C) и очень высоких давлениях (до 10—14 кбар) тесно связана с моделями глобальной тектоники. Мы уже демонстрировали в предыдущем разделе, что глаукофановые сланцы и (или) гранатовые амфиболиты часто обнаруживаются в подошве крупных надвигов офиолитов. В других случаях они обнаруживают самостоятельные протяженные пояса (до 2000 км), сопоставимые по морфологии и составу пород с древними глубокоководными желобами (Фации..., 1974).

Обычная модель, предложенная для объяснения высоких давлений и низких температур во время глаукофансланцевого метаморфизма, есть модель субдукции (Ernst, 1970, 1974; и др.). Этой моделью трудно объяснить такие факты, как обычное нахождение деформированных или слабо деформированных жадеитовых и глаукофановых пород, хорошее сохранение глаукофановых сланцев при их выведении на поверхность и др. Как мы уже отмечали, субдукция — ненаблюдаемый геологический процесс; обычно мы можем видеть результаты только процесса обдукции — большие надвиги, в частности, офиолитов (Coleman, 1977; см. пред. раздел). Поэтому некоторые геологи предполагали генезис голубых сланцев в процессе близповерхностных больших надвигов (Бейли, Блейк, 1969; и др.). Но и в этой модели остаются непонятными недеформированные голубые сланцы и жадеитовые метаграувакки, а также зафиксированное распределение температуры и давления в автохтоне и аллохтоне.

Метаморфизм глаукофановых сланцев, по мнению автора, может быть объяснен как результат комбинации глубокого погружения, боль-

ших надвигов и специального флюидного сверхдавления (Добрецов, 1969, 1974; Dobretsov, Sobolev, 1975). Эта модель в настоящее время модифицирована (Добрецов, 1978б) на основании детальной информации о францисканских голубых сланцах, которые представляют наиболее протяженный и изученный глаукофансланцевый пояс (рис. 69). Основанием для построения такой модели послужили следующие геологические факты.

1. Присутствие серии пластин, состоящих из сильно метаморфизованных сланцев и метаграувакков (верхние пластины) и слабо метаморфизованных осадков (нижние пластины), разделенных зонами или пластинами меланжа (тектонизированной олистостромы). Такие соотношения отмечаются, по данным Д. Джонса и нашим наблюдениям, в хр. Диабло и в других местах (Blake, Jones, 1974; Coleman, 1972).

2. Крупный надвиг толщи Большой долины с офиолитами и серпентинитовым меланжем в основании покрова на эти пластины (Bailey et al., 1970).

3. Большие отличия в составе, метаморфизме, стиле слоистости и деформации между формациями Францискан и Большой долины при одинаковом их возрасте (Бейли, Блейк, 1969; и др.), а также некоторые отличия в составе разнометаморфизованных пластин и блоков во Францисканской формации (Blake, Jones, 1974).

4. Присутствие включений высокометаморфизованных пород (амфиболитов, эклогитов, крупнозернистых голубых сланцев) во Францискане и определения К—Аг возраста этих включений и метаморфических пород, которые показывают несколько возрастных интервалов: 150—160, 120—130, 100—105, 60—70 млн. лет (Suppe, Armstrong, 1972; Coleman, Lanphere, 1971).

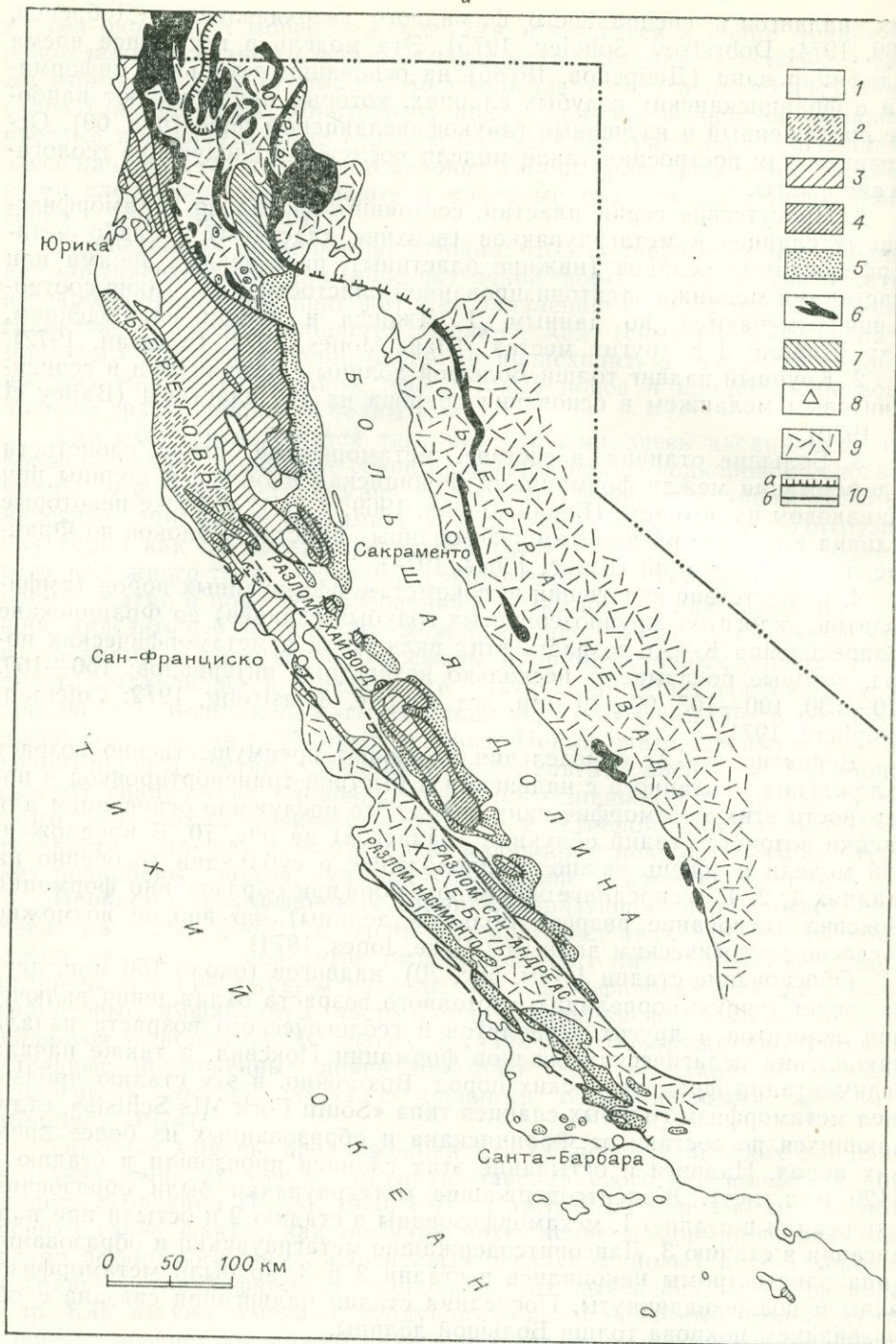
Вероятно, К—Аг определения отражают преимущественно возраст охлаждения, связанного с надвигами и быстрой транспортировкой к поверхности этих метаморфических пород. Это послужило основанием для оценки возраста стадий обдукции (надвигов) на рис. 70. В предложенной модели не очень важно предположение о субдукции (особенно на стадиях 1, 2, 4) и спрединге окраинного моря при образовании формации Ноксвил (основание разреза Большой долины), но вполне возможно согласно геологическим данным (Blake, Jones, 1974).

Обоснование стадии 1 (см. рис. 70) надвигов (около 150 млн. лет) включает точную корреляцию изотопного возраста охлаждения включений эклогитов и других ксенолитов и геологического возраста начала накопления пелагических осадков формации Ноксвил, а также начала седиментации францисканских пород. Возможно, в эту стадию произошел метаморфизм голубых сланцев типа «South Fork Mts Schists», отличающихся по составу от Францискана и образованных из более древних пород. Надвиги и остывание этих сланцев произошли в стадию 2 (120 млн. лет). Жадеитсодержащие метаграувакки были образованы как осадки в стадию 1, метаморфизованы в стадию 2 и остыли при надвигании в стадию 3. Лавсонитсодержащие метаграувакки и образования типа олистостромы накопились в стадии 2 и 3, но были метаморфизованы и позже надвинуты. Последняя стадия надвигания связана с образованием покрова толщи Большой долины.

Такие повторяющиеся процессы метаморфизма и надвигания очень характерны для образования многих комплексов офиолитов и ассоциирующих глаукофановых сланцев. Например, сравнение комплекса Тринити в горах Клатат, перекрытого палеозойскими осадками (Irwin, 1978; Lindsley-Griffin, 1977), и Пенжинского пояса Северо-Западной Камчатки (Фацил..., 1974; Некрасов, 1976) показывает их большое сходство и следующие стадии формирования:

1) образование офиолитов и их «океанский» метаморфизм (480—440 млн. лет, К — Аг и U — Pb метод);

а



б

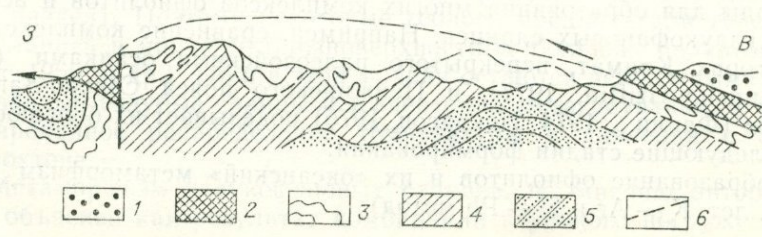


Рис. 69. Глаукофановые сланцы и офиолиты Западной Калифорнии и Орегона.

a — схема геологического строения (Бейли, Блейк, 1969; Irwin, 1978); 1 — постфранцисканские породы; 2—4 — францисканский комплекс, минеральные зоны: ломонитовая (2), пумпеллитовая (3), лавсонитовая, часто с жадеитом (4); 5 — толща Большой долины с позднюрскими офиолитами в основании; 6 — раннеюрские-триасовые и палеозойские офиолиты гор Клатат и Сьерра-Невада; 7 — метаморфический пояс, палеозой (?); 8 — находки глаукофановых сланцев палеозойского возраста; 9 — доверхнеюрские породы и меловые гранитоиды нерасчлененные; 10 — надвиги (*a*), разломы и сдвиги (*b*); *b* — схематический разрез хр. Диабло к юго-западу от Сан-Франциско на рис. 69, *a* (Добрецов, 1978); 1—2 — разрез Большой долины (1) с офиолитами (2) в основании; 3—5 — Францисканская толща, жадеитовые метаграувакки (3), тектонизированная олистострома или меланж (4), слабометаморфизованные граувакки (5); 6 — надвиги.

2) первая стадия большого надвигания, с которой связаны метаморфизм голубых сланцев и амфиболитов (?), а также формирование девонского меланжа (380—330 млн. лет);

3) вторая стадия надвигов, с которой связан слабый, пренит-пумпеллитовый метаморфизм, окончательное остывание офиолитов и метаморфических пород, а также формирование верхнепермской олистострома (220—240 до 180 (?) млн. лет).

В палеозойской и мезозойской истории северной части Тихого океана (Калифорния, Орегон, Аляска, Корякия, Камчатка, Алеуты) мы можем выделить по крайней мере 7 стадий крупных надвигов (обдукции) и глаукофанового метаморфизма, датируемых около 450, 350, 230, 180, 150, 125, 100 и 60—70 млн. лет.

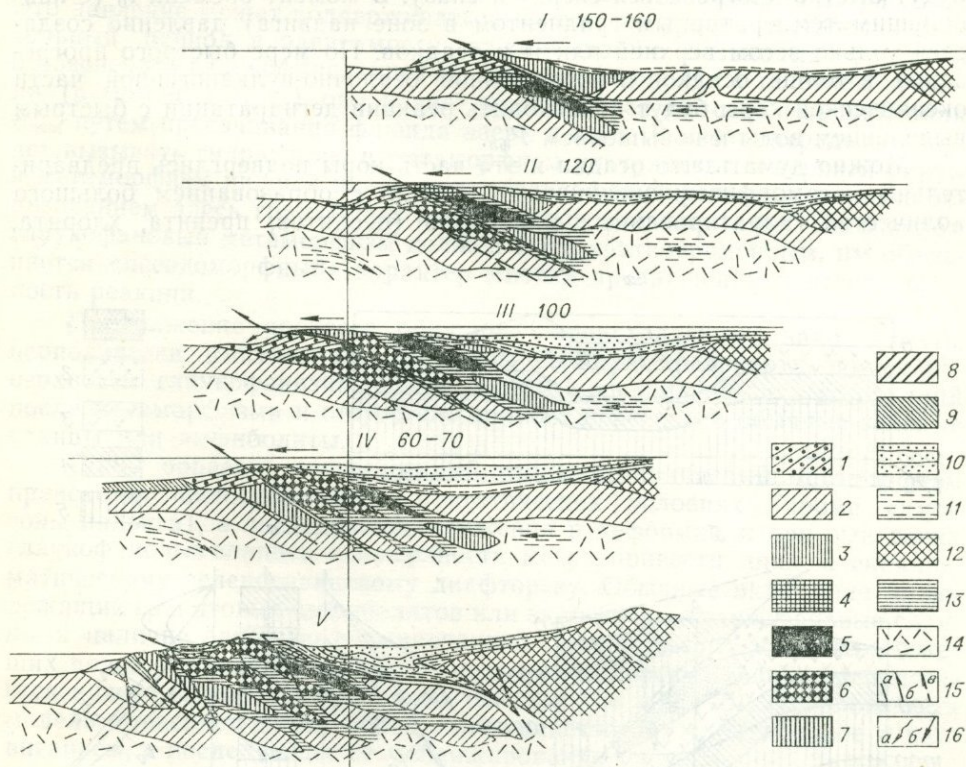


Рис. 70. Схема формирования глаукофановых сланцев и меланжа Францисканской формации.

1 — осадки типа олистострома и граувакки, одновременные с надвигом; 2 — океаническая кора; 3 — остатки древней коры с эклогитами и крупнозернистыми глаукофановыми сланцами в основании; 4—5 — доверхнеюрские осадки (типа формации Галис (4)), превращенные (в течение стадии I) в глаукофановые сланцы типа Сауз Форк Маунтинз (5); 6 — жадеитовые метаграувакки, метаморфизованные в стадию II и III; 7 — лавсонитосодержащие метаграувакки; 8 — слабометаморфизованная ($K_2 - P$) часть францисканских отложений; 9 — кремнисто-базальтовые океанические (внешние) образования Францисканской формации; 10 — меловые отложения разреза Большой долины; 11 — пелагические осадки формации Ноксвилл (J_3); 12 — континентальная палеозойская кора (блока Сьерра-Невада); 13 — тектонизированная олистострома и меланж; 14 — верхняя мантия; 15 — тектонические линии, сдвиги типа Сан-Андреас (*a*), надвиги типа Большой долины (*b*), формирующие глубинные надвиги (*a*); 16 — направления океанических течений вдоль желобов (*a*) и течений в мантии (*b*). 1—V — стадии и их возраст в млн. лет.

В результате мы можем сформулировать модель многостадийной обдукции (крупных надвигов), которая включает одновременное формирование больших надвигов, глаукофансланцевого метаморфизма под надвинутой и относительно горячей плитой (со специальным режимом сверхдавления), образование олистостромы и граувакковых турбидитов, и затем повторение такого процесса с быстрой транспортировкой образовавшихся в предыдущую стадию голубых сланцев и их сохранение после метаморфизма. Таким образом, повторение обдукции — ключ не только к образованию, но и сохранению голубых сланцев. Кроме того, их образование в нижней пассивной плите объясняет слабую степень деформации, а глубокое погружение в комбинации с флюидным сверхдавлением (но не тектоническим сверхдавлением!) ведет к соответствующим температурам и давлениям.

Для их оценки рассмотрим упрощенную физико-химическую модель (рис. 71). На желоб в океанической коре, заполненный осадками типа турбидитов, быстро была надвинута океаническая (или островодужная) литосфера. Под тяжестью надвинутой массы осадки и океаническая кора пассивно прогнулись и получился удвоенный разрез с осадками в средней части (сечение А—В на рис. 71). Распределение температуры зависит от скорости надвигания, но в общем случае верхняя активная плита будет более горячей, и за счет выравнивания температур осадки будут быстро прогреваться сверху и снизу. В момент времени t_0 (с наибольшим температурным градиентом в зоне надвига) давление создается только весом верхней плиты и осадков. По мере быстрого прогрева в толще осадков и погруженной осадочно-вулканогенной части океанической коры будут происходить реакции дегидратации с быстрым выделением воды и повышением $P_{\text{фл}}$.

Можно думать, что осадки и эта часть коры подверглись предварительно метаморфизму океанической стадии с образованием большого количества гидратированных минералов (цеолитов, пренита, хлорита,

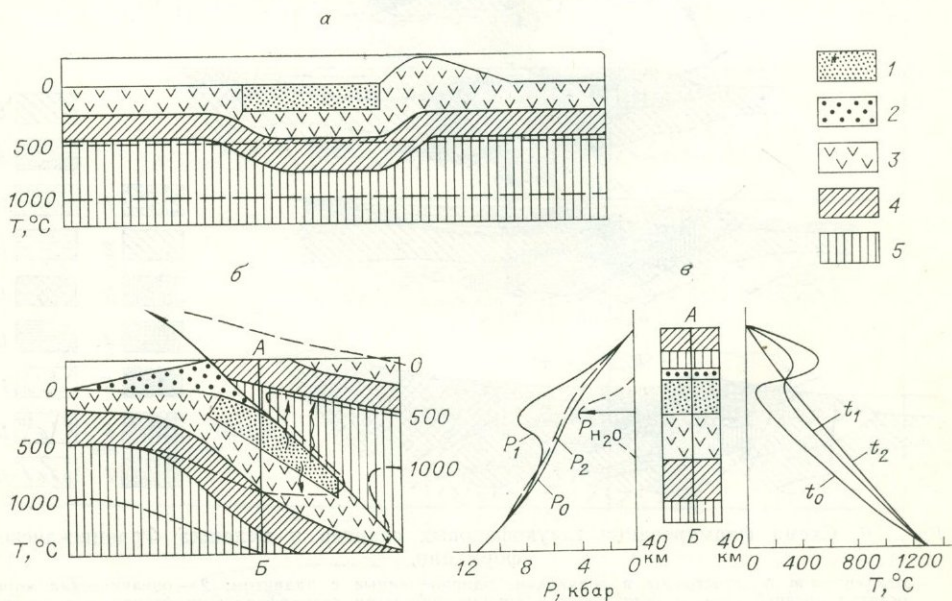


Рис. 71. Модель формирования глаукофановых сланцев при обдукции океанической литосферы (Добрецов, 1978б).

а — исходное состояние; б — схема после надвигания; в — разрез по линии АБ и распределение в нем T и P в моменты времени t_0 , t_1 , t_2 ($P_{\text{H}_2\text{O}}$ — избыточное давление H_2O при быстрой дегидратации); 1 — осадки желоба или преддугового бассейна; 2 — вновь сформированные турбидиты и олистострома; 3—5 — базальтовый (3), габброидный (4) и ультраосновной (5) «слои» океанической коры или офиолитового разреза.

пумпеллита и др.). При быстрой дегидратации и относительно медленном удалении образующейся воды (чему будет способствовать, в частности, наличие экранирующего надвига) давление в системе будет быстро нарастать вдоль буфера — моновариантной кривой дегидратации (например, вдоль линии разложения пары пумпеллит — хлорит), пока не израсходуются соответствующие минералы. Такой специальный режим дегидратации был назван (Добрецов, 1969; Dobretsov, Sobolev, 1975) «буферным флюидным сверхдавлением». Как мы видели, он создается специальным тектоническим режимом. Следует отметить, что буферный режим давления флюида может проявляться при любом прогрессивном метаморфизме, но обычно он сказывается незначительно из-за медленной скорости нагревания и дегидратации и (или) большой скорости удаления воды. В данном же случае создается благоприятная для такого режима комбинация трех факторов: 1) большой запас гидратированных фаз; 2) быстрое нагревание с двух сторон и быстрая дегидратация; 3) относительно медленное удаление образующейся воды вследствие наличия экрана и слабой деформации пород. Экранирование в значительной степени определяется тем, что в верхней плите происходит регрессивная гидратация и «закупорка» пор.

Избыточное флюидное сверхдавление, судя по природным оценкам, может достигать 5—10 кбар, а суммарное давление ($P_{\text{общ}} = P_{\text{лит}} + P_{\text{фл}}^{\text{изб}}$) в момент времени t_1 — 8—14 кбар (см. кривые для давления на рис. 71). Это давление может поддерживаться на том же уровне достаточно длительный период в зависимости от комбинации названных факторов и обеспечить глаукофансланцевый метаморфизм. Но с течением времени (в моменты t_2, t_3) оно начнет уменьшаться за счет выравнивания $P_{\text{общ}}$ путем просачивания флюида вверх и вниз. В свою очередь, это будет вызывать гидратацию и метаморфизм ультрабазитов верхней плиты и метаморфизм нижней плиты ниже глаукофанизированных пород с образованием здесь гранатовых амфиболитов или эклогитов. Но в целом глаукофановый метаморфизм должен быть кратковременным, им объясняется «псевдоморфный» характер многих превращений и незавершенность реакции.

Продолжение процесса обдукции, происходящего, надо думать, периодически, импульсивно, обеспечит быструю транспортировку к поверхности глаукофанизированных пород, сохранение их ассоциаций после метаморфизма и отсутствие полного перехода в обычные зеленые сланцы или амфиболиты.

Таким образом, прогрессивный глаукофансланцевый метаморфизм происходит преимущественно в статических условиях (кроме самой зоны надвига), а последующие движения и деформации при выведении глаукофановых сланцев к поверхности могут привести лишь к синкinemатическому зеленосланцевому диафторезу. Обычные включения ниже лежащих гранатовых амфиболитов или эклогитов в глаукофановые сланцы и наличие слабо деформированных глаукофан- и жадеитсодержащих пород указывают на то, что новая поверхность надвига располагается ниже глаукофанизированных осадков (см. рис. 70). Предложенная модель объясняет также образование олистостромы, синхронное с надвиганием, и последующее ее меланжирование.

Приведенные на рис. 71 количественные оценки T и $P_{\text{общ}}$ сугубо ориентировочные и показывают лишь принципиальную схему предложенной модели. Для построения более точной динамической модели и соответствующих расчетов необходимо знать скорость надвигания и вообще — скорость деформации в глубинных условиях. Отсутствие этих данных не позволяет решить более строго и задачу о тектоническом «сверхдавлении» (стрессе) при образовании глаукофановых сланцев, которая может быть альтернативной (или дополнением) к предложенной модели. Существующие эксперименты и расчеты (Bruce et al., 1970; Ernst,

1974) в этом отношении неоднозначны, хотя и показывают, с нашей точки зрения, малую вероятность большой роли тектонического «сверхдавления». Однако важнейшим критерием здесь следует считать отсутствие сланцеватости (или слабый, невыдержанный ее характер) во многих типичных жадеит-глаукофановых комплексах, в частности, во Францисканском комплексе Калифорнии. Сильно деформированные глаукофановые сланцы с синкинематической кристаллизацией глаукофана и жадеита (например, максютовский комплекс на Южном Урале (Фаци... 1974; Ленных, 1977)) могут соответствовать ситуации, когда движение (надвигание) продолжается во всей массе метаморфизируемых осадков (особенно в нижней краевой части призмы осадков или в зоне надвига).

Специальная проблема возникает вследствие наблюдаемой в ряде случаев корреляции времени глаукофанового метаморфизма и начала кислого вулканизма в соседних зонах. В модели субдукции это объяснялось глубоким погружением и плавлением плиты, ранее испытывавшей (во фронтальной части) глаукофансланцевый метаморфизм. По мнению К. Блейка, совпадение изотопных возрастов гранитных пород в Сьерра-Неваде и Клатат (см. рис. 68) и глаукофановых сланцев Францисканской толщи служит важным аргументом в пользу субдукции. Возможно, это соответствие не является столь точным и повсеместным, поскольку во многих глаукофановых поясах в Северо-Восточной Азии, на Урале и Тянь-Шане глаукофановый метаморфизм не сопровождался заметными проявлениями кислого магматизма в соседних зонах. И наоборот, мощное проявление кислого магматизма в Катазиатском поясе не сопровождается сопоставимым с ним глаукофановым метаморфизмом. Известные же случаи корреляции глаукофанового метаморфизма и кислого магматизма хорошо объясняются вышеизложенной моделью утолщения сиалической коры, одновременной с полистадийной обдукцией в периокеанических или рифтовых зонах.

Сейсмоакустические профили через желоба подтверждают наличие зон погружения слабо деформированной океанической плиты под деформированную островодужную структуру (Ушаков, Галушкин, 1978; и др.). Однако эти соотношения можно трактовать как результат надвигания со стороны островной дуги в результате расширения окраинного моря, а не поддвига океанической плиты вследствие расширения срединно-океанического хребта. Конечно, любые движения плит относительно, но, как видно из вышеизложенного, эти движения незначительны к вызвавшим их причинам, а также к перемещению относительно уровня океана (в первом приближении постоянного) и соответственно относительно деталей палеогеографической и палеотектонической обстановки.

Модель с автономным (вторично-автономным) раскрытием окраинных морей (Karig, 1971; Moore, Karig, 1976; Зоненшайн и др., 1976). По нашему мнению, это раскрытие аналогично раскрытию в рифтовых зонах океанов и континентов, но происходит на утоняющемся краю континента и потому резко асимметрично — континентальная плита не перемещается или перемещается меньше относительно островодужной стороны. Появление островной дуги и желоба связано с надвиганием на относительно неподвижную (илидвигающуюся навстречу, но это необязательно) океаническую плиту.

Основные доводы в пользу этой модели — высокий тепловой поток в тылу островных дуг над осевой зоной окраинных морей при отсутствии здесь активного вулканизма, решающий вклад теплового потока в гравитационные аномалии и несоответствие гравитационных и сейсмических данных (рис. 72) моделям погружающейся литосферы (Артемьев, Бодин, 1978; Алексеев, Рябой, 1976; Segawa, Tomoda, 1976), складчатость и скупивание фундамента островных дуг, наличие здесь континентальных блоков (микроконтинентов), наличие в наиболее молодых бас-

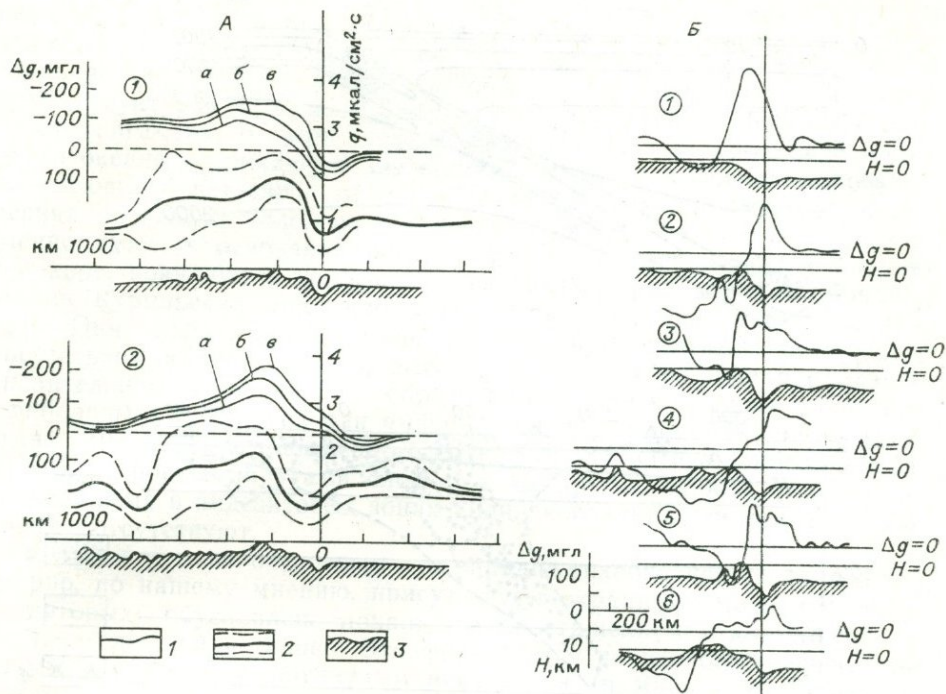


Рис. 72. Модельные геофизические разрезы островных дуг и желобов (Артемьев, Бодин, 1978).

А — тепловые потоки q и остаточные гравитационные аномалии Δg (в перевернутом виде) по профилям через Идзу-Бонинскую (1) и Марианскую (2) дуги; 1 — остаточные гравитационные аномалии после исключения влияния коры (а); коры и плиты по модели Grow (1973) (б); 2 — средненные значения теплового потока и их доверительный интервал; 3 — рельеф.

Б — остаточные гравитационные аномалии (Δg) и рельеф (H) по профилям через островные дуги: Курильскую (1 — северный, 2 — центральный, 3 — южный профили), Кермадек (4), Большую Английскую (5) и Японскую (6).

сейнах, например Западно-Марианском или Японском, полосовых магнитных аномалий, сходных со срединно-океаническими и др. (см. Karig, 1971; Le Pichon et al., 1973; Геология..., 1979). М. Е. Артемьев и Дж. Бодин (1978, с. 12) прямо утверждают, что существование погружающейся плотной литосферной плиты «не выявляется по комплексу сейсмических данных о строении коры и гравитационному полю».

Распределение землетрясений в зоне Бениоффа фиксирует не только наличие цепочек, поперечных к фронтальной зоне, объясняемое в тектонике плит изломом литосферной плиты (Сорохтин, 1976), но и общий воронкообразный характер зоны до глубины 100 км, где происходит магмогенерация по петрологическим данным, и очаговый характер их сгущений на большей глубине (рис. 73).

Можно отметить следующие следствия автономной модели расширения окраинных морей.

Деформации и утолщение островодужной коры, появление желоба и преддугового вала (внешней авулканической дуги), сейсмофокальной зоны, как предсказывается и обычными моделями тектоники плит, но с другой причинно-следственной связью.

Асимметрия вероятной конвекционной ячейки, вследствие чего восходящая ветвь располагается ближе к островной дуге, чем к континенту, и нисходящие ветви не равноценны. В результате этого возникает асимметрия зон вулканизма и появляется лишь одна, как правило, зона глаукофан-сланцевого метаморфизма. Однако в некоторых случаях возникают две симметричные зоны вулканизма (например, с обеих сторон Западно-Марианского бассейна, две зоны вулканизма на Камчатке и т. д.) и зоны глаукофансланцевого метаморфизма с континентальной

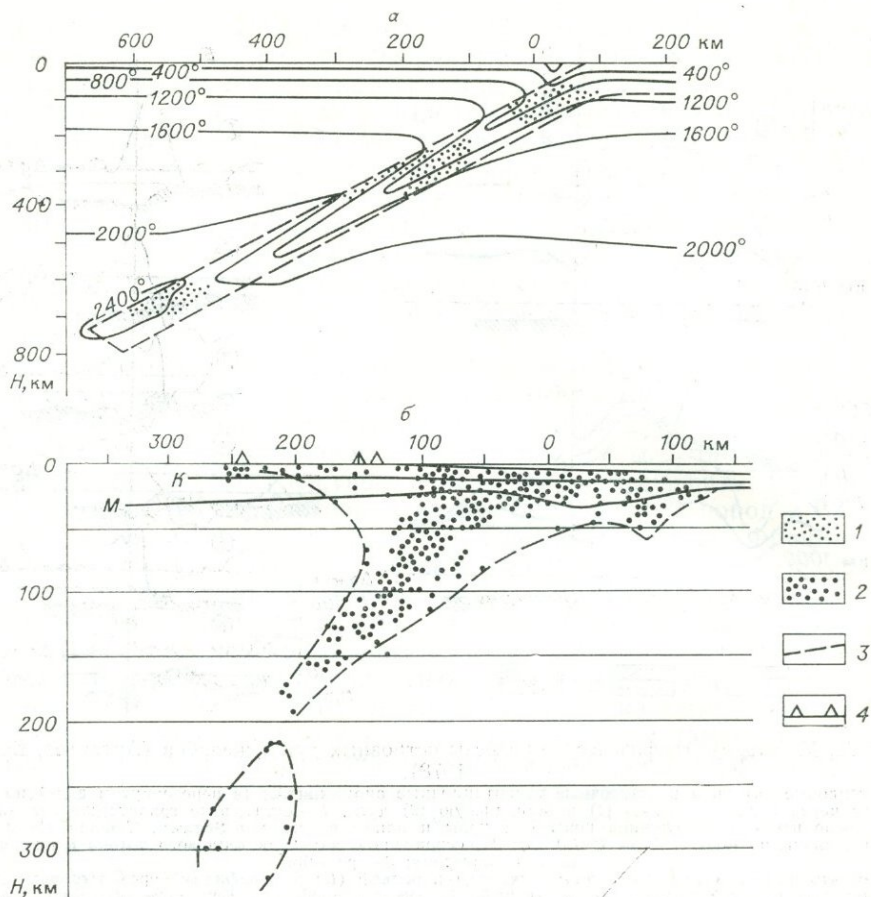


Рис. 73. Теоретический (а) и сейсмический (б) разрезы, иллюстрирующие идею субдукции.

а — расчетное распределение температуры (T , °C) в плите океанической литосферы, субдуктируемой со скоростью 8 см/год (Монин, 1977, по данным Токсёза и др.); б — проекция фокусов землетрясений 1965—1968 гг. в Петропавловском секторе Камчатки на плоскость, перпендикулярную желобу (Монин, 1977, по данным С. А. Федотова и др.). 1 — участки фазовых переходов; 2 — эпицентры землетрясений; 3 — границы субдуктируемой плиты (на рис. 73. а) и ареалы землетрясений (73, б); 4 — вулканы; М и К — границы Мохо и Конрада.

стороны окраинно-островодужной структуры. К последним относится пояс Камуикотан-Сусунай, расположенный к западу от одновозрастной андезитово-гранитной зоны или зоны Сезия-Ланцо в Альпах, Максютовская на Южном Урале (Фацин..., 1974; Ленных, 1977; Comagnoni, 1977), в которых глаукофансланцевому метаморфизму подверглись также шельфовые осадки и континентальные микроблоки. Появление этих зон не требует специальных допущений об «инерционном» магматизме в параллельных дугах (Леглер, 1977) или сложном механизме выведения глаукофановых сланцев со сменой знака движений (Сорохтин, 1976; Miyashiro, 1978).

Закономерности андезитового вулканизма в островных дугах западно-тихоокеанского типа с этой точки зрения заслуживают дополнительного обсуждения.

Как видно на рис. 74, все островодужные зоны с активным андезитовым вулканизмом расположены параллельно желобам примерно в интервале 50—150 км над фокальными зонами Бениоффа — Заварицкого. Исключение составляют Филиппины, где вулканы располагаются и над глубокофокусными землетрясениями (400—600 км), и Марианская дуга, где сейсмофокальная зона становится вертикальной и выкли-

нивается, а андезито-базальтовый вулканизм сохраняется на ее продолжении. Во многих случаях, как уже отмечалось, появляются парные вулканические дуги, например, на Камчатке, в Курильской, Зондской дугах, структурах Папуа — Соломоновы о-ва — Ново-Гебридские о-ва и о-ва Тонга-Лау. В двух последних случаях в экваториальной части Тихого океана возникают и две системы желобов с фокальными зонами, имеющими встречное падение. Одна из этих парных дуг более древняя по своему заложению и отличается по составу вулканитов. Именно здесь, в основании островных дуг, заложенных на океанической коре, появляются необычные вулканиты серии марианит-бонинит (Малая Курильская, Восточно-Марианская дуги, мыс Фогель на Папуа). Они представлены плавленными пироксенитами, отличаются присутствием клиноэнстатита, высоким содержанием H_2O при низком окислительном потенциале и образовались, вероятно, при плавлении амфиболовых лерцолитов или амфибол-оливиновых пироксенитов (Геология..., 1979). Роль повышенного содержания H_2O и амфибола в мантии под островными дугами следует и из других данных (см. гл. 3), в то же время в андезитовых зонах андийского типа эти признаки, как правило, отсутствуют.

В тыловой зоне островных дуг западно-тихоокеанского типа закономерно, по нашему мнению, присутствуют окраинные моря, образование которых обусловлено локальным растяжением с длительной и довольно сложной историей. Это фиксируется по палеогеографическим данным и полосовым магнитным аномалиям (в Японском, Филиппинском и в других морях), сходными в общих чертах со срединно-океаническими (Геология..., 1979). Исключение составляют периферические дуги (часть Зондской и Алеутской дуги, в тылу которых располагаются континентальные блоки). В этом отношении, а также по некоторым особенностям вулканизма и сейсмоструктоники они ближе к андезитовым цепям андийского типа.

Для большинства островных дуг характерна корреляция содержания K_2O в современных вулканитах и глубины залегания фокальной зоны Бениоффа — Заварицкого под ними (рис. 75, а). Этот признак, установленный впервые Диккинсоном (Dickinson, 1970; Hathertson, Dickinson, 1968), считается настолько надежным, что используется при палеогеографических и палинспатических реконструкциях (Зоненшайн и др., 1976), хотя здесь очень много осложнений и в смысле эмпирического материала, и в смысле теоретического объяснения.

В одной из моделей, согласованных с тектоникой плит и термодинамическими данными (Marsh, Carmichael, 1974; Marsh, 1978), предполагается, что во время субдукции толеиты, слагавшие верхние 7—8 км океанической коры, превращаются в кварцевый эклогит, содержащий также примесь санидина (за счет примеси K_2O в толеитах). Этот санидин буферизирует активность K_2O в выплавляемой андезитовой магме, а наличие кварца в эклогитах и присутствие некоторого количества H_2O буферизируют активность SiO_2 в магме. Наоборот, при заданной активности SiO_2 в магме можно рассчитать содержание H_2O . Активность SiO_2 и соответственно содержание H_2O в андезитовой магме авторы (Marsh, Carmichael, 1974) рассчитали, исходя из предположения, что ксенокристы кварца, присутствующие в некоторых островодужных андезитах, обусловлены ранним выделением кварца на большой глубине в присутствии H_2O , согласно экспериментам Грина (Green, 1972). При этих предположениях Марш и Кармишель получили, что андезитовая магма образуется в зоне Бениоффа при $T = 1400 \pm 50^\circ C$, $X_{H_2O} = 0,5 \pm 0,1$ вес.%, в довольно узкой по глубине зоне, специфичной для каждой зоны субдукции. Глубина этой зоны определяется скоростью погружения. При более быстром погружении температура $1400^\circ C$ в погружающейся океанической плите достигается на большей

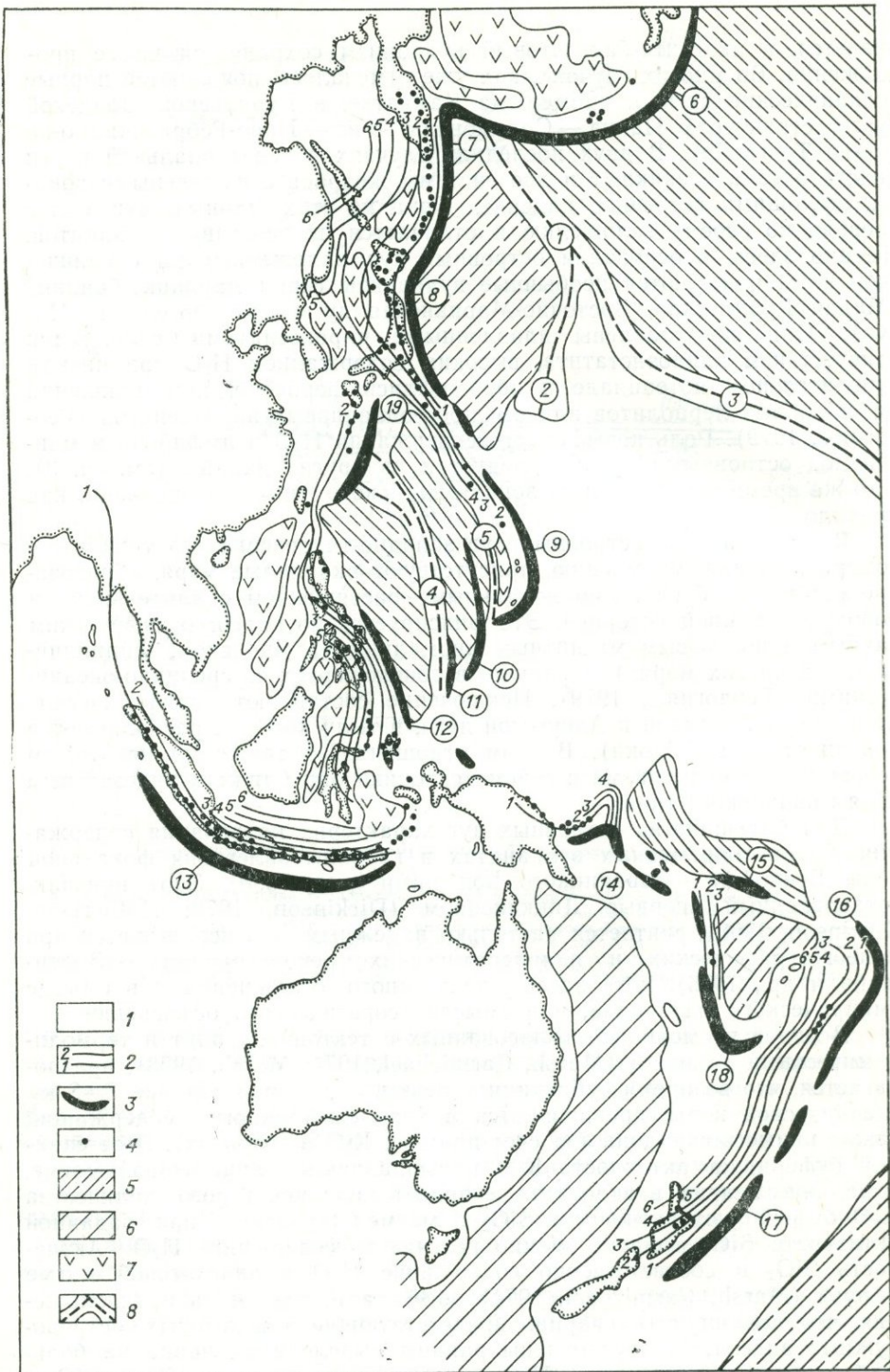


Рис. 74. Окраинные моря, островные дуги и желоба западной части Тихого океана.

1 — нерасчлененные моря и континенты; 2 — изолинии фокальной зоны в сотнях метров; 3 — глубоководные желоба; 4 — главные действующие вулканы (2—4 — Oxburgh, Turcotte, 1970); 5 — океаническая кора с полосовыми магнитными аномалиями (штриховка примерно соответствует ориентировке аномалии); 6 — то же, Тасманово море без четких аномалий; 7 — междууговые бассейны и глубоководные впадины в эпиконтинентальных морях; 8 — подводные вулканические цепи и поднятия. Цифры в кружках: 1 — Императорские горы, 2 — поднятие Шатского, 3 — Гавайский хребет, 4 — хр. Кюсю-Палау, 5 — Западно-Марианский хребет; желоба: 6 — Алеутский, 7 — Курильский, 8 — Японский и Бонинский, 9 — Марианский, 10 — Япский, 11 — Палау, 12 — Филиппинский, 13 — Яванский, 14 — Новобританский, 15 — Соломонов, 16 — Тонга, 17 — Кермадек, 18 — Новогейбридский, 19 — Рюкю.

глубине. Этим объясняется корреляция содержания K_2O в андезитах и глубины зоны Бениоффа под вулканитами (см. рис. 75, а) — на большей глубине активность K_2O , буферируемая санидином, выше. Таким образом, и глубина зарождения андезитовой магмы, и содержание в ней K_2O определяются скоростью погружения океанической литосферы при постоянной температуре ($1400^\circ C$) генерации этой магмы. С изменением скорости погружения и (или) геометрии зоны субдукции зона активности вулканизма может мигрировать, но в основном она приурочена к изолиниям 100—200 км фокальной зоны Бениоффа, как видно на рис. 74.

Узкая (по падению) зона генерации андезитовой магмы гравитационно неустойчива и рождает магматические струи или каналы, над которыми располагаются вулканические центры. В зависимости от геометрии (глубины) и физических свойств вышележащей мантии расстояние между центрами и, соответственно, каналами составляет на Алеутах, Аляске и Каскадных горах около 70 км (Marsh, Carmichael, 1974) и около 30 км на Камчатке (Федотов, 1976). Поднимающаяся андезитовая магма не равновесна с окружающей ультраосновной мантией; она может достигнуть равновесия, согласно расчетам Марша и Кармишеля, лишь при $T=1175^\circ C$ на глубине 25—30 км, т. е. в некоторых промежуточных камерах.

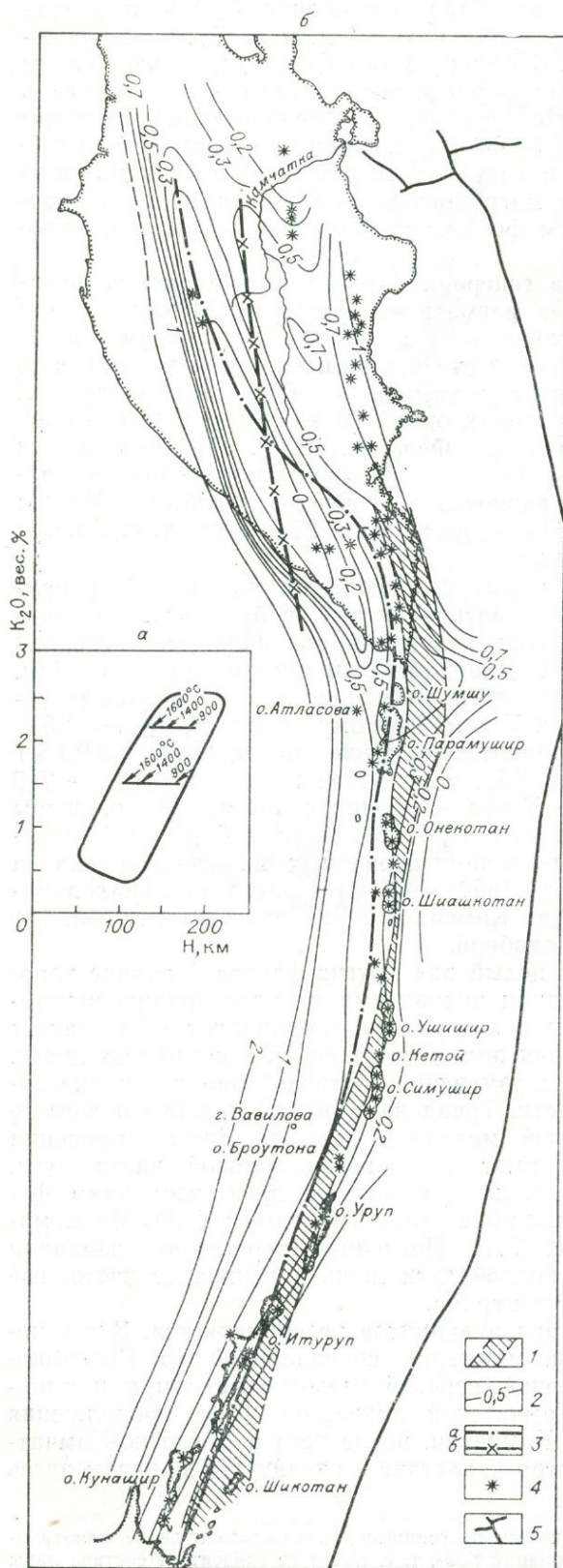
В этой модели довольно много произвольных допущений, например положение о том, что выплавление андезитов буферируется санидином, тогда как гораздо больше оснований предполагать в верхней мантии вообще и в глубинных эклогитах в частности флогопит (см. гл. 3). Приблизительны и все расчеты, касающиеся соотношения активности SiO_2 и H_2O при высоких T и P . Поэтому оценка $X_{H_2O} = 0,5\%$ довольно условна, но и она значительно выше оценок $X_{H_2O} (\leq 0,1\%)$ в обычной мантии. Вариации X_{H_2O} в исходной магме от $P_{H_2O} < 0,5$ до $P_{H_2O} = 2$ кбар вдоль дуги Тонга — Кермадек были предположены на основании других расчетов (Ewart, 1976). Оценка $T=1400^\circ C$ согласуется с температурами гомогенизации первичных включений расплава во вкрапленниках плагиоклаза ($1350—1400^\circ C$) в андезитах, гялодацитах и даже липаритовых пемзах Камчатки и Закарпатья (см. табл. 18) и выглядит довольно правдоподобной.

Эта модель не объясняет целый ряд других фактов (влияние корового материала, резкие вариации вулканизма по простирацию некоторых островных дуг), поэтому в литературе продолжают обсуждаться и другие модели происхождения андезитовых серий в островных дугах.

На рис. 75 показан тренд изменения состава базальтов и андезитов Курило-Камчатской области. Тренд на Курилах как будто хорошо соответствует вышеприведенной модели субдукции. Здесь отношения K_2O/Na_2O ¹ монотонно возрастают от океана к тыловой части дуги. Изолинии K_2O/Na_2O параллельны простирацию дуги, изолиниям фокальной зоны и других изолиниям состава (максимум CaO , MgO , минимум щелочности, см. рис. 75). Последние пересекают изолинии K_2O/Na_2O и вытянутость островной дуги лишь в южной ее части, где обособляется Малая Курильская гряда.

На Камчатке тренд состава вулканитов резко меняется. Здесь появляется линейный минимум, примерно совпадающий со Срединно-Камчатской вулканической зоной, перегиб (пологие максимум и минимум) в зоне Центрально-Камчатской депрессии и ее продолжения в Быстринской зоне Южной Камчатки, после чего в Восточно-Камчатской зоне это отношение быстро нарастает к океану (!). В целом здесь

¹ Отношения K_2O/Na_2O практически постоянные для каждого вулкана или группы вулканов во всем интервале вариаций SiO_2 , т. е. почти не зависят от состава лавы высокой калневости и щелочности.



получается тенденция, обратная, показанной на рис. 75, а. В зону наиболее натровых магм Срединно-Камчатской зоны повышенной щелочности ($\Sigma Na_2O + K_2O = 5 - 6\%$) смещается максимум MgO (6-8%), появляется дополнительный максимум по CaO, косо секущий Срединно-Камчатскую зону. В результате здесь преобладают натровые лавы повышенной щелочности (плагиобазальты, плагиоандезиты). В Восточно-Камчатской зоне появляются вулканы типа шошонитов, однако не в тыловой зоне вулканической дуги, а на ее северной периферии, и при глубине фокальной зоны не 200, а 100 км и менее (сравни с рис. 75). Это позволяет выделить в Курило-Камчатской области три разновозрастные, но различные по составу андезитовидные серии.

Сложный тренд состава вулкаников на Камчатке (см. рис. 75, б) не согласуется ни с простой моделью субдукции и выплавления андезитов в зоне Бениоффа, изложенной

Рис. 75. Петрохимические особенности андезитового вулканизма в островных дугах.

а — изменение K_2O в лавах (при 55% SiO_2) с увеличением глубины фокальной зоны (овал точек согласно Dickinson (1970)); линии в овале показывают вариации температур в шошоните (вверху) и базальтовом андезите (внизу), рассчитанные для погружающейся эклогитовой плиты (Marsh, Carmichael, 1974); б — тренд состава андезитов (при SiO_2 52-58%) в Курило-Камчатской провинции (по данным В. А. Попеко, В. В. Зуенко и др.); 1 — положение главного максимума по CaO (9-10%) и минимума $\Sigma K_2O + Na_2O$ (3-4%); 2 — изолинии отношений K_2O/Na_2O ; 3 — дополнительный максимум по CaO (а) и максимумы по MgO и фемичности лав (б); 4 — активные вулканы, для которых использованы химанализы пород; 5 — положение осевой линии Курило-Камчатского жлоба и оперяющих трещин.

выше, ни с его усложненным вариантом (Леглер, 1977), по которому 7 млн. лет назад желоб сместился в сторону океана, образовалась новая вулканическая дуга в виде Восточно-Камчатской зоны, а Срединно-Камчатская зона представляет лишь реликтовый, «инерционный» вулканизм в результате медленного (5—7 млн. лет) просачивания магмы с глубины 100—150 км, где располагались ранее очаги выплавления в зоне прекратившейся субдукции. В этой схеме (с учетом «инерционности» магматизма) не находят объяснения вариации состава в Восточно-Камчатской зоне «нормального» вулканизма, так же как проявления натрового низкощелочного вулканизма, сходного с Курильским, в зоне Центрально-Камчатской депрессии (изостатический прогиб по Леглеру, 1977). Ни на Курилах, ни на Камчатке не подтверждается также общее возрастание щелочности по направлению к континенту, которое доказывается рядом авторов для других дуг (Ритман, 1964; Jakes, White, 1969). Ещё более важно, что возрастание щелочности не коррелируется с возрастанием K_2O и большинство щелочных серий в островных дугах, как подчеркнул А. Мияширо (Miyashiro, 1974), имеют натровый характер.

Данные по вулканизму других дуг слишком часто не соответствуют вышеприведенной модели субдукции (Moorbath, 1977). В Филиппинах под современными вулканическими центрами глубина фокальной зоны достигает 500 км (см. рис. 74), однако никаких сверхкалийевых составов ($>5\%$ K_2O согласно тенденции на рис. 75, а) или даже обычных шошонитов ($>2\%$ K_2O) здесь не появляется (Эрлих, 1973). Появление шошонитовой серии в южной части района Новой Гвинеи — Новой Британии связывалось с наклоном зоны Бениоффа к югу (Jakes, White, 1969), в действительности она оказалась наклоненной к северу (Miyashiro, 1974). По простирацию дуги Малых Антильских островов на протяжении 700 км устанавливается три типа магм — толеитовый на севере, известково-щелочной в центре и нефелиновые базаниты + пикриты на юге, причем они никак не коррелируются с положением зоны субдукции. Различия трендов дифференции петрогенных и редких элементов в этих трех типах (Shimizu, Arculus, 1975) объясняются, вероятно, как различиями в исходном составе выплавок, так и различным фракционированием протоминералов — амфибола, плагиоклаза и магнетита в первых двух сериях, оливина и клинопироксена в третьей. Взаимодействие исходных базальтовых андезитов с мантией и корой разного состава предполагается вдоль дуги Тонга — Кермадек — Зона Таупо (Нов. Зеландия); в Алеутской дуге, наоборот, такое влияние отрицается, а исходными породами, претерпевшими дифференциацию, считаются базальты, а не андезиты (Taylor et al., 1969; Hart et al., 1970; и др.).

Список различных вариантов можно продолжить, но и приведенного материала достаточно, чтобы проиллюстрировать сложность проблемы андезитового вулканизма островных дуг и невозможность ее решения только с позиции модели субдукции. Как отметил А. Мияширо (Miyashiro, 1975), в литературе, обсуждающей эту модель, «широко распространены некорректные обобщения».

Игнорируя все «тонкости» андезитового вулканизма, многие плейт-тектонисты используют только приближенную формулу: все современные проявления андезитового вулканизма сосредоточены только там, где доказано (?) или предполагается наличие зон субдукции. Однако и это утверждение, по-видимому, несправедливо. Можно назвать Каскадные горы, Сардинию, Исландию, плато Кергелен или хребет 90-го градуса в Индийском океане, где есть андезиты и андезито-базальты, но нет оснований предполагать зоны субдукции. В еще большей мере это относится к древним орогенным зонам или вулканогенным поясам типа Охотского (Катазиатского). Выше мы приводили также примеры

типичных островных дуг, где проявлен не известково-щелочной (андезитовый), а иной тип магматизма.

Затронутые в настоящем разделе петрологические проблемы, связанные с тектоникой плит и геодинамическими реконструкциями, не охватывают, конечно, все их многообразие. Мы лишь стремились показать, что упрощенные модели тектоники плит рождают часто лишь огрубленные или неверные петрологические модели.

Дальнейшее развитие теоретической петрологии и тектоники должно учитывать возможность и более сложной, и более гибкой системы моделей, чем тектоника плит. К аналогичному заключению приходят и сторонники тектоники плит (Хаин, 1978). По мнению автора, к числу бесспорных фактов относятся образование и раскрытие мировой системы рифтов, проявляемые разнообразно в зависимости от конкретной обстановки: в спрединге океанов в виде системы «СОХ» и трансформных разломов; в виде «микроокеанов» и окраинных рифтов, переходящих во внутриконтинентальные рифты; в виде системы асимметричного спрединга окраинных и средиземных морей. Эти процессы сопровождаются (и усложняются): одновременным «закрытием» соседних зон; деформацией и утолщением значительной части движущихся плит и блоков; разрастанием (или, наоборот, отмиранием) астеносферных зон, которое связано с вертикальными «горячими» струями подастеносферного вещества (хотя конкретные модели горячих струй Моргана (Morgan, 1971, 1972) слишком приблизительны и предположительны); созданием сложной системы глубинных течений с общим их усложнением к поверхности. Общим регулятором этих процессов и течений, вероятно, служит стремление к гравитационному равновесию и общее поле напряжений, созданное несферическими неоднородностями в Земле.

В разработке системы сложных глубинных течений перспективными кажутся два направления. В одном из них предполагается, что крупномасштабная конвекция в нижней мантии разбивается на более мелкие конвекционные ячейки в астеносфере или астеносферных линиях (Richter, Parsons, 1975; Liu et al., 1976). Другое направление, разрабатываемое В. П. Мясниковым (Мясников, Маркарян, 1977; Мясников, Савушкин, 1978), предполагает конвекцию, обусловленную перемещением в поле силы тяжести локальных неоднородностей в недрах планеты, что приводит к отсутствию стационарных конвекционных ячеек и к горизонтальной неоднородности астеносферы вплоть до ее исчезновения. По мнению В. И. Мясникова, механизмом этой конвекции может быть бародиффузия. Сопоставление этих моделей с гипотезой мантийных струй и предсказательные выводы об их выражении в поверхностном слое служат одной из задач ближайшего будущего.

Критерием для проверки этих гипотез могут служить данные о характере эндогенного режима, фиксируемые по особенностям магматизма и метаморфизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Причины, вызывающие сложный многоступенчатый процесс тепло- и массообмена в Земле — можно суммировать как стремление к гравитационному и тепловому равновесию, т. е. к уменьшению суммарного потенциала $W = G + Z$, где Z — термодинамический потенциал, G — гравитационная энергия (Добрецов, Хлестов, 1978). К собственно петрологическим относятся вопросы строения и эволюции локальных систем, в которых главную роль играет величина Z , определяемая изменением температуры, давления и химических потенциалов компонентов (Коржинский, 1973а). Глобальные процессы в масштабе всей Земли или ее оболочек обусловлены тенденцией к убыванию G или суммарного потенциала W . Как пишут теперь многие авторы, Землю можно уподобить громадной тепловой, или, точнее, гравитационно-тепловой машине, однако многие существенные моменты работы этой машины еще неизвестны.

Чтобы помочь читателю оценить возможные альтернативы и степень обоснованности предложенной схемы, обратимся к обзору альтернативных гипотез и моделей.

На всех стадиях изложения от общего к частному автор стремился раскрыть главные альтернативные гипотезы и модели. Их обилие, отражая разнообразие ситуаций и объективные трудности геологии, затрудняет во многих случаях выбор подходящей модели и ее взаимосвязь с другими моделями. Поэтому в заключении приведено сопоставление главных моделей и гипотез в виде «дерева проблем» — в систематизированном виде от общего к частному (табл. 30).

С помощью этого «дерева проблем» постараемся проследить главную линию (т. е. совокупность теоретических моделей), которая представляется автору наиболее вероятной в настоящее время. Главная задача заключается не в создании новых гипотез и моделей (которых и так предостаточно), а в отбраковке и конкретизации существующих на основе новой по возможности количественной информации (включая сравнительную планетологию) и построении затем общей геологической теории в виде общей взаимосвязанной цепи моделей и выделения главных действующих сил. Новая глобальная тектоника (в варианте тектоники плит) была первой попыткой построения такой теории, но она оказалась слишком жесткой (не учитывающей альтернатив), недостаточно общей (недостаточно учитывающей континентальную геологию) и просто неопределенной и не разработанной по ряду кардинальных вещей (например, конвекция в мантии).

Проблемы и модели, названные в табл. 30, допускают различные сочетания друг с другом, образуя в целом разветвленное, усложняющееся вниз «дерево проблем».

Из космогонических моделей, тесно связанных с геологией, вероятной кажется углисто-ахондритовая модель состава Земли (уточняю-

Система глобальных петрологических проблем

Главные проблемы	Альтернативная модель				
	хондритовая	углисто-ахондритовая*	гидридная	прочие	
					Состав Земли и планет
Модели формирования Земли и планет	Медленная, «холодная» аккреция	Медленная аккреция с разогревом в конце или вскоре после аккреции *	Быстрая, горячая аккреция *	Неаккреционные гипотезы (конденсация из горячего облака, захват «внешних» тел и др.)	
Гравитационная дифференциация и ранняя история	Постепенное выделение ядра с максимумом активности 1,4—1,7 млрд. лет назад	Одноактное (близкое к аккреции) выделение ядра, постоянство условий после выделения	Убывающее (с ранним максимумом) выделение ядра и внешних оболочек *	Прочие	
Конвекция в мантии и ядре	Стационарная одно-, двухъячейная гравитационно-тепловая конвекция во всей мантии; отсутствие конвекции в ядре	Многоярусная и нестационарная конвекция во всех оболочках (+ «мертвые» зоны) путем перемещения легких расплавов вверх и тяжелых вниз *	Нестационарная «конвекция неоднородностей» путем бародиффузии	Отсутствие конвекции	
Состав и строение верхней мантии	Аналогичные нижней мантии и меняющиеся по мере выделения ядра	Дифференцированные в астеносферной и литосферной части и эволюционирующие путем «истощения» и «регенерации» в связи с процессами в нижней мантии и ядре *	Неоднородный состав при преобладающей миграции тяжелых компонентов вниз	Однородно-слоистый	

1	2	3	4	5	
Образование континентальной коры	Непрерывное при дегидратации в зонах субдукции и согласованное с выделением ядра и конвекцией в мантии	Раннее (1—2 млрд. лет) образование путем выплавления водных андезитовидных магм, последующая их переработка *	Непрерывно-прерывистое при погружении эклогитовых блоков и (или) поднятие мантийных диапиров	Гранитизация и магматическое замещение древней базитовой коры	Прочие (разложение гидридов и др.)
Образование океанической коры	Непрерывное (с максимумом), путем кристаллизации базальтовых расплавов в зонах спрединга и уничтожения в зонах субдукции	Образование новой и регенерация древней (?) базитовой коры в зонах спрединга при базальтоидном магматизме *	«Океанизация» древней континентальной коры путем обрушения (а), базификации (б), базальтоидного магматизма (в) и др.	Прочие (насыпная модель, разложение гидридов и др.)	
Вариации моделей магматизма в пространстве и во времени	Локализация в активных зонах на границах плит-конвергентных (базальты) и дивергентных (андезиты и граниты); локальный внутриплитный магматизм	Сочетание анатексиса в аносфере (локально в коре), паратексиса и синтексиса в активных зонах, трещинные излияния и синтексис в остальных зонах в эпохи активизации*	Вертикальная миграция магматических очагов в соответствии со стадиями геосинклинального процесса	Дифференциация первичной (первичных) магмы путем флюидно-магматического взаимодействия (а), кристаллизационной дифференциации (б) и др.	

Примечание. Двойные линии указывают на то, что данные модели допускают различные сочетания с предшествующими. Звездочкой помечены тезисы и модели, которые автор считает предпочтительными.

щая хондритовую в отношении легких и летучих компонентов) и варианты аккреции, обеспечивающие раннее горячее состояние Земли. Модель гравитационной дифференциации сформулирована нами как относительно раннее, с убывающей интенсивностью, обособление ядра и внешних оболочек; размер, состав и строение ядра и внешних оболочек меняются по мере их отделения. Это обеспечивается многоярусной и нестационарной конвекцией (\pm «мертвые» зоны), т. е. перемещением «легких» расплавов вверх и «тяжелых» — вниз. В свою очередь, такой процесс ведет к дифференцированному и усложняющемуся во времени составу и строению внешних оболочек. Астеносфера, в частности, прерывиста и эволюционирует путем «истощения» (удаления легкоплавких компонентов) и возможной регенерации, обусловленной влиянием процессов в нижней мантии и ядре. Максимум гравитационной дифференциации, смещенный к раннему периоду Земли, обуславливает и раннее (в первые 2 млрд. лет или раньше) образование континентальной коры путем выплавления водных андезитоидных магм и последующей их переработки. Переработка заключается главным образом в обособлении гранитно-метаморфического и гранулитобазитового слоя, преимущественно путем анатексиса и перераспределения анатектического гранитоидного расплава. Образование океанической коры, лишенной гранитно-метаморфического слоя, происходит путем обновления и регенерации древней (?) или образования новой базитовой коры в зонах спрединга, над выступами астеносферы, сопровождаемых массовым толеит-базальтовым вулканизмом.

Таким образом, ведущий процесс образования и преобразования внешних оболочек — глубинный магматизм. Разнообразие внешних проявлений магматизма обусловлено сочетанием анатексиса (селективного плавления) в астеносфере и коре, паратексиса (просачивания расплава) и синтексиса (взаимодействия магм и пород) в активных зонах. В пассивных плитах в эпохи активизации происходят лишь трещинные излияния базальтоидов. В свою очередь, анатексис, как начальная стадия всех процессов магматизма, является следствием метаморфизма, т. е. частным случаем общей системы фазовых переходов в земной коре и мантии. Эти фазовые переходы и перемещения масс в Земле обусловлены ее стремлением к гравитационному и физико-химическому равновесию, т. е. к минимизации суммарного потенциала W (см. конец гл. 5). Разнообразное сочетание процессов магматизма и метаморфизма, связанное с разрастанием или отмиранием астеносферы, определяет типы эндогенного режима в коре.

Таковы основные положения теоретических концепций автора, сопоставленные в табл. 30 с возможными альтернативными решениями.

Автор прекрасно понимает, что представленный вариант является одной из первых попыток, и потребуются еще длительные усилия многих специалистов разных направлений, чтобы приблизиться к построению общей теории образования и развития Земли и планет. Поэтому он будет признателен всем, кто выскажет критические замечания, и будет рад сотрудничать со специалистами, которые примут участие в выборе альтернатив, обсуждении моделей, их дальнейшем развитии и количественной оценке.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И. И., Клушин И. Г. Концепции мобилизма и петрологии.— В кн.: Методы теор. геологии. Л., «Недра», 1978, с. 144—205.
- Аверьянова В. Н. Глубинная сейсмоструктура островных дуг. М., «Наука», 1975. 219 с.
- Алексеев А. С., Ваньян Л. Л., Бердичевский М. Н., Николаев А. В., Окулесский Б. А., Рябой В. З. Схема астеносферных зон территории СССР.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 234, № 4, с. 790—793.
- Алексеев А. С., Лаврентьев М. М., Нерсесов И. А., Романов В. Г. Результаты изучения горизонтальных неоднородностей мантии по профилю Памир—Байкал.— В кн.: Математические проблемы геофизики. Вып. 2. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 143—158.
- Алексеев А. С., Рябой В. З. Новая модель строения верхней мантии Земли.— «Природа», 1976, № 7, с. 64—77.
- Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973. 320 с. Авт.: Г. В. Пинус, В. В. Велинский, Ф. П. Леснов и др.
- Альтшулер Л. В. Применение ударных волн в физике высоких давлений.— «Успехи физ. наук», 1965, ч. 5, вып. 2.
- Альтшулер Л. В., Шарипджанов Л. В. О распределении железа в Земле и ее химической дифференциации.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1971, № 4, с. 3—16.
- Артемьев М. Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей.— «Физика Земли», 1978, № 2, с. 3—17.
- Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1968, № 9, с. 3—17.
- Артюшков Е. В. Дифференциация земного вещества по плотности и связанные с нею явления.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 5, с. 18—30.
- Артюшков Е. В. Горизонтальные напряжения в изостатически уравновешенной литосфере.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 5, с. 1084—1087.
- Артюшков Е. В., Соболев С. В. Механизм подъема с глубины кимберлитовых магм.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 236, № 3, с. 692—695.
- Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л. Магматическое происхождение офиолитовых габбро.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 230, № 6, с. 1425—1428.
- Бакуменко И. Т., Попова Н. М., Красов Н. Ф., Шугурова Н. А. Изучение процессов вулканизма по включениям.— В кн.: Генетические исследования в минералогии. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 75—85.
- Баратов Р. Б., Буданова К. Т., Буданов В. Н., Попова Н. А. Полиметаморфические комплексы Таджикистана.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1973, № 6, с. 34—45.
- Барт Т. Ф. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956. 314 с.
- Бейли Б. Введение в петрологию. М., «Мир», 1972. 280 с.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие западной части Калифорнии в позднем мезозое.— «Геотектоника», 1969, № 3, с. 17—30; № 4, с. 24—34.
- Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, «Наука», 1976. 332 с.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968. 256 с.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975. 262 с.
- Белоусов В. В. Гравитационная неустойчивость и развитие структуры материков (попытка синтеза).— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1977, № 1, с. 53—64.
- Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М., «Наука», 1977. 171 с.
- Берзон И. С., Коган С. Д., Пасечник И. Д. О возможности построения тонкослойной модели области перехода от оболочки к ядру Земли.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 1, с. 86—89.
- Берзон И. С., Пасечник И. П. Динамические характеристики волны PcP в случае тонкослойной модели области перехода от мантии к ядру.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1972, № 6, с. 21—33.

- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 87 с.
- Биргер Б. И. Термоконвективные волны в верхней мантии Земли.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1978, № 3, с. 3—15.
- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М., «Недра», 1975. 259 с.
- Боголюбов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов. М., «Наука», 1976. 247 с.
- Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., «Мир», 1974. 374 с.
- Брагинский С. И. Происхождение магнитного поля Земли и его вековых вариаций.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1972, № 10, с. 3—14.
- Буданов В. И., Мушкин И. В. Геолого-петрографические модели земной коры и верхней мантии Памира и Тянь-Шаня.— «Докл. АН СССР», 1978, т. 242, № 1, с. 183—186.
- Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М., «Наука», 1976. 164 с.
- Ваньян Л. Л., Галкин И. Н. Современные геофизические данные о литосфере и астеносфере Луны.— «Геол. и геофиз.», 1977, № 10, с. 80—94.
- Васильев Ю. Р. Специфика вещественного состава и петрогенезис ультраосновных пород севера Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 11, с. 65—73.
- Великославинский С. В. Петрология и геохимия кристаллических сланцев основного состава центральной части Алданского щита. Автореф. канд. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1978. 25 с.
- Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан — континент. Новосибирск, «Наука», 1976. 250 с.
- Веригин Н. Н., Голубев В. С., Шаратов В. Н. Динамика процессов магматического замещения при наличии в магме фазы летучих.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 2, с. 437—440.
- Веригин Н. Н., Голубев В. С., Шаратов В. Н. Динамика теплообмена между магмой и вмещающими породами при фильтрации летучих.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 4, с. 71—78.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969. 247 с.
- Винник Л. П., Николаев А. В. Скоростной разрез нижней мантии по прямым изменениям РСРволн.— Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 11, с. 24—40.
- Виноградов А. П. Метеориты и земная кора.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 10, с. 5—27.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», № 7, 1962а, с. 555—571.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1962б, № 11, с. 3—17.
- Виноградов А. П. Современная геохимия в свете периодической системы химических элементов Д. И. Менделеева.— «Вестник Моск. ун-та. Серия геол.», 1970, № 2, с. 6—12.
- Виноградов А. П., Артемьев Ю. М. Абсолютный возраст материала лунного реголита из Моря Изобилия.— В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М., «Наука», 1974, с. 455—461.
- Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли.— «Геохимия», 1965, № 7, с. 779—790.
- Виноградов А. П., Ярошевский А. А., Ильин И. Н. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии.— «Геохимия», 1970, № 4, с. 389—403.
- Витязев А. В., Маева С. В. Модель ранней эволюции Земли.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1976, № 2, с. 2—12.
- Волобуев М. Н., Зыков С. И., Ступникова Н. П., Стрижов В. П., Мусатов Д. И. Геохронология Енисейского кража.— В кн.: Докл. сов. геологов на 22-й сессии МГК. М., «Наука», 1964, с. 108—127.
- Волохов И. М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах. Новосибирск, «Наука», 1972. 71 с.
- Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции. Новосибирск, «Наука», 1976. 88 с. Авт.: А. Ф. Белоусов, Н. Л. Добрецов, Т. А. Додонова и др.
- Габбро-гранитные серии Западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1977. 246 с. Авт.: П. В. Ермолов, Э. П. Изох, А. П. Пономарева, В. Д. Тянь.
- Геология дна Филиппинского моря. М., «Наука», 1979 (в печати).
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973. 128 с.
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И., Прияткина Л. А., Седова И. С., Милькович Р. И., Савельева Т. И. Цикличность и общая направленность в развитии метаморфических процессов в фундаменте древних платформ и подвижных поясов неогена.— В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, 1977, с. 40—57.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия (под ред. В. С. Соболева, Н. Л. Добрецова, Н. В. Соболева). Новосибирск, «Наука», 1975. 282 с.

- Городницкий А. М., Сорохтин О. Г. Карта мощности океанических литосферных плит.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии, 1977, с. 103—108.
- Джеффрис Т. Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ, 1960. 263 с.
- Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дис. М., ГеоХИ, 1973. 45 с.
- Добрецов Г. Л., Добрецов Н. Л. Возможная модель магматического процесса.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 130—138.
- Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис. Автореф. докт. дис. Новосибирск, ИГиГ, 1969. 46 с.
- Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР, Новосибирск, «Наука», 1974а, 429 с.
- Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых поясов.— «Докл. АН СССР», 1974б, т. 216, № 6, с. 1383—1386.
- Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые пояса и проблемы тектоники.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., «Наука», 1976, с. 133—139.
- Добрецов Н. Л. Гравитационно-геохимическая дифференциация Земли.— «Геол. и геофиз.», 1977, № 4, с. 3—8.
- Добрецов Н. Л. Некоторые петрологические и геологические аспекты строения астеносферы.— В кн.: Пробл. петрологии и минералогии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1978а, с. 93—101.
- Добрецов Н. Л. Модель глаукофансланцевого метаморфизма и ее отношение к проблемам францисканской толщи Калифорнии.— «Геол. и геофиз.», 1978б, № 11, с. 7—13.
- Добрецов Н. Л., Лепезин Г. Г., Хлестов В. В. Карты метаморфизма, метаморфические провинции и метаморфические формации.— В кн.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976, с. 190—205.
- Добрецов Н. Л., Попов Н. В. О длительности формирования гранитоидных плутонов.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 1, с. 50—60.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Ушакова Е. Н. Теоретические основы метаморфизма. Новосибирск, НГУ, 1974. 182 с.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972. 286 с.
- Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Метаморфизм и его связь с другими геологическими явлениями.— В кн.: Тектоносфера Земли. М., «Наука», 1978, с. 446—475.
- Долгинов Ш. Ш. Магнетизм планет. М., «Знание», 1974. 153 с.
- Долгов Ю. А., Чупин В. Н., Томиленко А. А. Включения солевых расплавов-рассолов в кварце глубинных гранитов и пегматитов.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 226, № 4, с. 938—941.
- Доршев А. М. Исследование систем $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ и $MgO - Al_2O_3 - Cr_2O_3 - SiO_2$ в связи с петрологией верхней мантии. Автореф. канд. дис. Новосибирск, ИГиГ, 1975. 28 с.
- Дэвис Б. Т. К., Шерер Дж. Ф. Плавление в сечении диопсид — форстерит — пироп при 40 кбар и 1 атм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 322—325.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлынский платиноносный массив. М., «Недра», 1967. 336 с.
- Ефимова Э. С., Соболев Н. В. Распространенность кристаллических включений в алмазах Якутии.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 237, № 6, с. 1475—1478.
- Жарков В. Н. Глубинное строение Земли и планет. М., «Наука», 1978. 191 с.
- Жарков В. Н., Трубицин В. П., Самсоненко Л. В. Физика Земли и планет. Фигуры и внутреннее строение. М., «Наука», 1971. 383 с.
- Жданов В. В. Базификация и океанизация земной коры.— «Бюл. МОИП, отд. геологии», 1975, т. 50, № 3, с. 28—35.
- Закруткин В. В. О петрохимии чарнокитовой формации.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 8, с. 95—106.
- Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов.— «Геотектоника», 1977, № 2, с. 3—24.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976. 231 с.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта.— «Докл. АН СССР», 1978, т. 240, № 3, с. 669—672.
- Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., «Недра», 1978. 136 с.
- Интрузивные серии Северного Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967. 384 с. Авт.: Э. П. Изох, В. В. Русс, Н. В. Кунаев, Г. И. Наговская.
- Ито К., Кеннеди Г. Экспериментальное изучение равновесий перехода в поликомпонентных гетерогенных системах в геохимии.— «Геохимия», 1972, № 4, с. 402—414.
- Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965. 248 с.
- Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971. 267 с.
- Казьмин В. Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Адленского и Эфиопского рифтов).— «Геотектоника», 1974, № 6, с. 6—14.

- Казьмин В. Г. Эпохи рифтогенеза и некоторые вопросы происхождения рифтовых структур.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 9, с. 3—12.
- Калашникова И. Б., Магницкий В. А. Об унаследованном характере современных движений земной коры.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1978, № 10, с. 13—21.
- Каула У. Введение в физику планет земной группы. М., «Мир», 1971. 536 с.
- Кеонджян В. П., Монин А. С. Модель гравитационной дифференциации недр планет.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 220, № 4, с. 825—828.
- Кеонджян В. П., Монин А. С. Расчет эволюции недр планеты.— «Физика Земли», 1976, № 4, с. 3—13.
- Кеpezинскas В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М., «Наука», 1979. 312 с.
- Клушин И. Г. Тектоника и геофизика.— В кн.: Методы теоретической геологии. Л., «Недра», 1978, с. 260—302.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М., «Наука», 1975. 207 с.
- Книппер А. Л. Офикальциты и другие брекчи, сопровождающие доорогенное становление офиолитовых комплексов.— «Геотектоника», 1978, № 2, с. 50—66.
- Конников Э. Г., Ермолов П. В., Добрецов Г. Л. Петрология сининверсионных габбро-гранитных серий. Новосибирск, «Наука», 1977. 142 с.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1952, № 2, с. 56—69.
- Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 69—74.
- Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., «Наука», 1973а. 288 с.
- Коржинский Д. С. Метамагматические процессы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1973б № 12, с. 3—6.
- Краева А. Г., Добрецов Н. Л., Ключева Э. А., Лазарева С. С., Кузнецов Ю. И. Фигуры конверсии. В кн.: Многокомпонентные системы. Новосибирск, ИГиГ, 1977, с. 7—28.
- Красс М. С., Нападенский Г. Б. О механизме гравитационного диапирового тектогенеза.— «Вестник МГУ. Серия геол.», 1972, № 3, с. 91—101.
- Кратц К. О., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А., Дагелайский В. Б., Салье М. Е., Турченко С. И. Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембри СССР.— «Геол. рудн. м-ний» 1973, № 6, с. 3—13.
- Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р., Петрик Т. В., Селезнев В. С. Сейсмический разрез литосферы в зоне Байкальского рифта.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 3, с. 72—83.
- Кузнецов В. А. Магматизм и рудные формации.— В кн.: Проблемы магматич. геологии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 309—317.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.
- Кузнецов Ю. А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 8, с. 3—11.
- Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков вещества как агентов метаморфизма и магнообразования.— В кн.: Прobl. петрологии и генетич. минер. М., «Наука», 1969, с. 7—20.
- Кусков О. Л., Хитаров Н. И. Геохимическая модель формирования внешнего и внутреннего ядра Земли.— «Геохимия», 1975, № 3, с. 357—359.
- Кусков О. Л., Хитаров Н. И. Физико-химическое обоснование возможного состава ядер Земли и Венеры.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., «Наука», 1976, с. 243—252.
- Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972. 207 с.
- Кутюлин В. А., Агафонов Л. В. О составе верхней мантии в связи с относительной устойчивостью ультраосновных нодулей.— «Геол. и геофиз.», 1978, № 5, с. 3—13.
- Кутюлин В. А., Фролова В. М. Пироксениты в верхней мантии.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 2, с. 59—67.
- Кутыев Ф. Ш., Кутыева Г. В. Петрология базальтов Анаунского района.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 12, с. 38—46.
- Куширо И. Состояние H₂O в верхней мантии.— В кн.: Проблемы петрол. и генетич. минерал. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 21—28.
- Лападю-Арг П. О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев.— В кн.: Прobl. образования гранитов. Т. 2. М., ИЛ, 1950. с. 51—107.
- Ларин В. Н. О роли водорода в строении и развитии Земли.— «Науч. матер. ИМГРЭ», М., 1971, вып. 6, с. 3—68.
- Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М., «Недра», 1975. 101 с.
- Левин Б. С. Метаморфические комплексы фундамента южной части Омолонского массива.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 6, с. 24—34.
- Левин Б. Ю. Происхождение Земли.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1972, № 7, с. 5—21.

- Леглер В. А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники плит.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., 1977, с. 137—169. (Труды Ин-та океанологии).
- Ленных В. И. Эклогит-глаукофансланцевая формация Южного Урала. Свердловск, 1977. 201 с.
- Леонов Ю. Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез.— «Геотектоника», 1972, № 2, с. 3—14.
- Леонов Ю. Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М., «Недра», 1976. 199 с.
- Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1975. 168 с.
- Лутц Б. Г. Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами.— «Геотектоника», 1978, № 4, с. 23—34.
- Лутц Б. Г., Павленко А. С., Пополитов Э. И., Серенко В. П. Вещественная природа астеносферного слоя под древними платформами.— «Геохимия», 1977, № 6, с. 840—846.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968. 279 с.
- Любимова Е. А., Власов В. К., Оснач А. Н. Тепловой поток из недр Земли в зависимости от внутренних параметров.— В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1973, с. 7—18.
- Люстих Е. Н. О возможности использования теории акад. О. Ю. Шмидта в геотектонике.— «Докл. АН СССР», 1948, т. 59, № 8, с. 1417—1420.
- Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли.— «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1965, № 1, с. 5—27; № 2, с. 5—21.
- Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск, «Наука», 1975. 260 с. Авт.: Т. Ю. Базарова, И. Т. Бакуменко, В. П. Костюк и др.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с.
- Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., «Наука», 1968. 29 с.
- Малиновский И. Ю., Годовиков А. А., Дорошев А. М., Ран Э. Н. Силикатные системы при высоких температурах и давлениях в связи с петрологией верхней мантии и нижних слоев земной коры.— В кн.: Физико-химические условия процессов минералообразования по теоретическим и экспериментальным данным. Новосибирск, ИГиГ, 1976, с. 135—146.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 327 с.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968. 200 с.
- Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1971. 134 с.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов.— В кн.: Международный геохимич. конгресс. Т. 2. М., «Наука», 1971, с. 65—67.
- Марков М. С. Структурное положение метаморфических комплексов и базальтовый слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975. 210 с.
- Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю., Шараськин А. Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса.— «Геотектоника», 1977, № 6, с. 15—31.
- Менерт К. Р. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971. 327 с.
- Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск, «Наука», 1977. 350 с.
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков.— «Вестн. Моск. ун-та. Серия геол.», 1970, № 2, с. 13—35.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973. 280 с.
- Митрофанов Ф. П., Шуркин К. А., Щербак Н. П., Кравцова Е. И. Древнейшие гранитонды.— В кн.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976, с. 119—132.
- Монин А. С. История Земли. М., «Наука», 1977. 228 с.
- Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Урала. М., «Наука», 1967. 280 с.
- Мэйсон Б., Мелсон Ул. Лунные породы. М., «Мир», 1973. 165 с.
- Мясников В. П., Маркарян Е. Г. Гидродинамическая модель эволюции Земли.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 237, № 5, с. 1055—1058.
- Мясников В. П., Савушкин В. Д. Распределение температур в поверхностном слое гидродинамической модели эволюции Земли.— «Докл. АН СССР», 1978, т. 239, № 5, с. 1074—1077.
- Мясников В. П., Ушаков С. А., Федынский В. В. О механизме внутреннего развития Земли в свете геофизических данных.— «Вестн. Моск. ун-та. Серия геол.», 1971, № 3, с. 9—26.
- Наймак Л. М., Сорохтин О. Г. Энергия гравитационной дифференциации Земли.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии, 1977, с. 28—41.
- Научная программа работы по проекту «Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы океанов». М., ВИЭМС, 1974. 30 с.
- Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М., «Наука», 1976. 159 с.

- Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Под ред. Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева. М., «Мир», 1974. 200 с.
- Новгородов П. Г., Шкодзинский В. С. Эксперименты по плавлению гранита в смеси $H_2O - CO_2$ и некоторые вопросы гранитообразования.—«Геохимия», 1974, № 5, с. 741—750.
- Очерки по глубинному строению Байкальского рифта.—Новосибирск, «Наука», 1977. 151 с. Авт.: Ю. А. Зорин, Г. Н. Глебский, В. А. Голубев и др.
- Паньков В. Л., Калинин В. А. Термодинамические характеристики горных пород и минералов в условиях верхней оболочки Земли.—«Изв. АН СССР. Физика Земли», 1975, № 3, с. 3—15.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.—«Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В. Новая модель строения Срединно-Атлантического хребта.—В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., «Наука», 1976, с. 21—31.
- Пейве А. В., Богданов Н. В., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты, современное состояние и проблемы исследований.—«Геотектоника», 1977, № 6, с. 4—14.
- Пейве А. В., Штрейх Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклиальный процесс.—«Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.
- Пейве А. В., Штрейх Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклиального процесса.—«Сов. геология», 1972, № 12, с. 7—25.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Мосаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).—«Геотектоника», 1976, № 5, с. 3—18.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 391 с.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., «Наука», 1973. 318 с.
- Перчук Л. Л. Усовершенствование дупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов.—«Докл. АН СССР», 1977, т. 233, № 3, с. 456—459.
- Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, «Наука», 1975. 342 с.
- Петрова Г. Н. Геомангнитные данные о ядре Земли.—«Физика Земли», 1977, № 11, с. 9.
- Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968. 335 с. Авт.: Д. Х. Грин, А. Е. Рингвуд и др.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск, «Наука», 1977. 221 с. Авт.: Н. Л. Добрецов, А. П. Казак, Ю. Е. Молдаванцев и др.
- Пинус Г. В. О взаимоотношениях габброидов и гипербазитов в офиолитовых сериях.—«Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 139—143.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоникой и строением континентов.—«Геотектоника», 1968, № 4, с. 3—19.
- Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железоруднение юга Средней Сибири. М., «Наука», 1971. 296 с.
- Полянский Н. В., Добрецов Н. Л., Ермолов П. В., Кузубный В. С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса.—«Геол. и геофиз.», 1979, № 5.
- Попеко В. А., Войнова И. П., Семенов Д. Ф., Неверов Ю. А., Сухов В. И., Зуенко В. В. Магматические формации активных окраин континентов (на примере юга Дальнего Востока). М., «Наука», 1979 (в печати).
- Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, ИГиГ, 1976. 168 с.
- Пузырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Крупская Г. В., Петрик Г. В. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии.—«Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 155—167.
- Пфав В. Дж. Зонная плавка. М., «Металлургиздат», 1960. 250 с.
- Равич М. Г., Каменев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л., «Гидрометиздат», 1972. 660 с.
- Резанов И. А. Земная кора. М., «Наука», 1974. 160 с.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964. 438 с.
- Родионова Р. И., Федорченко В. А. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, «Наука», 1975. 140 с.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Ярошевский А. А. К геохимической истории внешних оболочек Земли.—В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 88—98.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.—«Геохимия», 1967, № 11, с. 1285—1309.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962. 272 с.
- Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., «Недра», 1975. 416 с.

- Рудник В. А., Собонович Э. В. Ранняя история Земли. Л., «Недра», 1973. 29 с.
- Руженцев С. В., Марков И. С., Некрасов Г. Е., Бялобжеский С. Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей.— «Геотектоника», 1977, № 5, с. 95—113.
- Рузмайкина Т. В. О природе крупномасштабных аномалий гравитационного поля Земли.— «Физика Земли», 1976, № 4, с. 63—65.
- Рускол Е. А. Приливная эволюция системы Земля — Луна.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1963, № 2, с. 216—222.
- Рускол Е. Л. Происхождение Луны. М., «Наука», 1975. 188 с.
- Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М., «Наука», 1969. 244 с.
- Сафронов В. С. Начальное состояние Земли и некоторые черты ее эволюции.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1972, № 7, с. 35—41.
- Сафронов В. С., Козловская С. В. Нагревание Земли ударами формировавших ее тел.— «Физика Земли», 1977, № 10, с. 3—17.
- Семенов Н. П. Континентальная кора. Киев, «Наукова думка», 1975. 200 с.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1947. 139 с.
- Соболев В. С. Об инконгруэнтности плавления минералов, образующихся при изменении давления.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 156, № 2, с. 341—344.
- Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы.— В кн.: Чтения им. В. М. Вернадского. Вып. XIII. М., «Наука», 1973. 34 с.
- Соболев В. С. Образование магмы и магматических горных пород.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, ИГиГ, 1976, с. 112—147.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 12, с. 37—42.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Петрологический разрез земной коры и верхней мантии.— В кн.: Геология процессов метаморфизма. Свердловск, 1977, с. 58—66.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 170—182.
- Соболев В. С., Кебезинский К. Б. Типы дифференциации серий вулканических пород.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 12, с. 31—43.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 158, № 1, с. 143—145.
- Соболев В. С., Соболев А. В. Состав глубинных пироксенов и проблемы «эклогитового барьера». — «Геол. и геофиз.», 1977, № 12, с. 46—59.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. О хrome и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок.— «Геол. рудн. м-ний», 1967, т. 9, № 2, с. 10—16.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. Проблемы двухэтапного формирования земной коры.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 221, № 2, с. 435—438.
- Соболев В. С., Соболев С. В. Измерение плотности мантии при выплавлении базальтоидных магм.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 234, № 4, с. 896—899.
- Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974. 264 с.
- Соболев В. С., Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г. Включения в алмазе из алмазосодержащего эколита.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, с. 121—123.
- Собонович Э. В. Изотопная космохимия. М., «Атомиздат», 1974. 207 с.
- Сорохтин О. Г. Возможные физико-химические процессы образования ядра Земли.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 6, с. 1327—1330.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974. 184 с.
- Сорохтин О. Г. Тектоника литосферных плит и природа слоев океанической земной коры.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1975, № 2, с. 50—59.
- Сорохтин О. Г. Строение зоны поддвига литосферных плит.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии, 1976, с. 7—27.
- Сорохтин О. Г. Энергетический баланс Земли.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии, 1977, с. 57—66.
- Сорохтин О. Г., Дмитриев Л. Д., Удинцев Г. В. Возможный механизм образования земной коры.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 2, с. 319—322.
- Старцев О. А., Мушкин И. В. Тектоническое размещение, вещественный состав и метаморфизм иттуунсайской свиты Северного Нуратау, Южный Тянь-Шань.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 214, № 3, с. 673—676.
- Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм и гранитизация пород ладожской формации. М., 1954. 198 с. (Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 4).
- Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения.— «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1955, вып. 5, с. 97—174.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 350 с.
- Тараканов Р. З., Левый Н. В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Земли Курило-Японского региона, зоны перехода от Азиатского континента к Тихому

- океану по сейсмологическим данным.— В кн.: Стрoение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969, с. 137—149.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж.** Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 592 с.
- Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К.** Об эволюции зон плавления в термической истории Земли.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 2, с. 338—341.
- Томиленко А. А., Чупин В. П.** Изучение включений в кварце мигматитов и гранитов верхнеалданской свиты иенгурской серии.— В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. II. Новосибирск, ИГиГ, 1972, с. 54—56.
- Уайз Д.** Эволюция континентальных окраин, относительной высоты стояния континентов и объема континентов и океанов.— В кн.: Геология континент. окраин. Т. 1. М., «Мир», 1978, с. 51—67.
- Ушаков С. А.** Физика Земли. Т. I. Стрoение и развитие Земли. М., ВИНТИ, 1974. 270 с.
- Ушаков С. А., Галушкин Ю. И.** Физика Земли. Т. 3, ч. 1. Кинематика плит и океаническая литосфера. Москва, ВИНТИ, 1978. 272 с.
- Уханов А. В.** Реконструкция верхней мантии по ксенолитам в кимберлитовой трубке.— «Геохимия», 1976, № 9, с. 1300—1307.
- Фации метаморфизма.** М., «Недра», 1970. 430 с. Авт.: Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др.
- Фации регионального метаморфизма высоких давлений.** М., «Недра», 1974. 328 с. Авт.: Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов.
- Федотов С. А.** Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. Т. 3. М., «Наука», 1966, с. 8—25.
- Федотов С. А.** О подъеме основных масс в земной коре и механизме трещинных базальтоидных извержений.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 10, 1976, с. 5—23.
- Фотиади Э. Э., Туезов И. К.** Глубинное строение Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического кольца.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 12, с. 6—22.
- Хаин В. Е.** Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 511 с.
- Хаин В. Е.** От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза.— «Геотектоника», 1978, № 3, с. 3—25.
- Хлестов В. В.** Об особенностях метаморфических процессов в раннем докембрии.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 8, с. 81—86.
- Хлестов В. В.** Флюидный режим земной коры и мантии.— В кн.: Геодинамические исследования. М., «Наука», 1975, с. 145—180.
- Чупин В. П.** Расплавные включения в кварце анатектитов Алданского щита и условия генерации гранитоидных расплавов.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 221, № 3, с. 710—713.
- Чупин В. П., Томиленко А. А., Бакуменко И. Т., Шугурова Н. А.** Раскристаллизованные включения в кварце автохтонных гранитов и мигматитов Алданского метаморфического комплекса и их петрологическое значение.— В кн.: Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). Новосибирск, «Наука», 1975, с. 14—27.
- Шарапов В. Н., Голубев В. С.** Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск, «Наука», 1976. 238 с.
- Шарапов В. Н., Калинин А. С., Васильев Э. Н.** Модель плавления пород земной коры при наличии неоднородного конвективного теплового потока.— «Геол. и геофиз.», 1977, № 2, с. 3—10.
- Шейнман Ю. М.** Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968. 231 с.
- Шейнман Ю. М.** Новая глобальная тектоника и действительность.— «Бюл. МОИП. Нов. серия, отд. геол.», 1973, т. 48, № 5, с. 5—28.
- Шкодзинский В. С.** О составе продуктов метасоматических преобразований под влиянием равновесных с гранитами растворов.— В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М., «Наука», 1973, с. 172—186.
- Шкодзинский В. С.** Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск, «Наука», 1976. 224 с.
- Шмидт О. Ю.** Происхождение Земли и планет. М., Изд-во АН СССР. 1962.
- Шульц С. С. (мл.)** Проблемы и методы глобальной тектоники.— В кн.: Методы теор. геологии. Л., «Недра», 1978, с. 234—259.
- Шуркин К. А.** К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности.— «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1957, вып. 7, с. 74—108.
- Эрлих Э. Н.** Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973. 244 с.
- Яншин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е.** Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 234, № 5, с. 1175—1178.
- Ярошевский А. А.** Принцип зонной плавки и его применение при решении геохимических вопросов.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., «Наука», 1964, с. 53—62.
- Ярошевский А. А.** Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы.— В кн.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1968, с. 82—89.

- Ярошевский А. А. Модель геохимического цикла и эволюция состава пород земной коры.— В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М., «Наука», 1976а, с. 124—128.
- Ярошевский А. А. Принципы планетарной дифференциации и состав лунных пород.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., «Наука», 1976б, с. 173—183.
- Ahrens L. H., Danchin R. V. The chemical composition of basaltic achondrites.— "Phys. Chem. Earth", 1971, v. 8.
- Akella J., Boyd F. R. Effect of pressure on the composition of coexisting pyroxenes and garnets in the system CaSiO_3 — MgSiO_3 — FeSiO_3 — $\text{CaAl}_2\text{Ti}_2\text{O}_6$.—"Carn. Inst. Wash. Year Book 72", 1973, p. 523—526.
- Akimoto S. I. The system MgO — FeO — SiO_2 at high pressures and temperatures—phase equilibria and elastic properties.—"Tectonophysics", 1972, v. 13, p. 161—187.
- Alwen H. On the origin of the solar system.—"Q. J. Roy. Astron. Soc.", 1967, v. 8, p. 215—226.
- Anderson D. L., Sammis C., Jordan T. Composition and evolution of the mantle and core.—"Science", 1971, v. 171, N 3976, p. 1103—1112.
- Anderson D. L., Spetzler H. Partial melting and the low velocity zone.—"Phys. Earth Planet. Inter.", 1970, p. 62—64.
- Anderson G. N., Burnham C. W. The solubility of quartz in supercritical water.—"Amer. J. Sci.", 1965, v. 263, p. 294—511.
- Anderson O. L., Perkins P. C. A plate tectonics model involving non-laminar asthenospheric flow to account for irregular patterns of magmatism in the southwestern United States.—In: Physics and Chemistry of the Earth. 1975, v. 9, "Pergamon Press", p. 113.
- Anderson R. N., Noltimer H. C. A model for the horst and graben structure of midocean ridge crests based upon spreading velocity and basalt delivery to the oceanic crust.—"Geophys. J. Roy. Astron. Soc.", 1973, v. 34, p. 137—148.
- Armstrong R. L., Higgins R. E. K-Ar dating of the beginning of Tertiary volcanism in the Mojave Desert, California.—"Bul. Geol. Soc. Amer.", 1973, v. 84, p. 1095—1100.
- Arndt N. T. The separation of magmas from partially molten peridotite.—"Carnegie Inst. Wash. Year Book 76", 1977a, p. 424—428.
- Arndt N. T. Ultrabasic magmas and high degree melting of the mantle.—"Contrib. Mineral. Petrol.", 1977b, v. 64, p. 205—222.
- Asada T., Shimamura H. Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific.—"Int. Woollard Symp.", Tokyo, 1974, p. 74—87.
- Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America.—"Bul. Geol. Soc. Amer.", 1970, v. 81, p. 3513—3536.
- Bailey E. H., Blake M. C., Jones D. L. On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges.—"U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 700-C", 1970, p. 70—81.
- Birch F. Density and composition of Mantle and Core.—"J. Geophys. Res.", 1964, v. 69, N 20, p. 4377—4388.
- Birch F. Speculation on the Earth's thermal history.—"Bul. Geol. Soc. Amer.", 1965, v. 76, p. 1365.
- Biswas N. N., Knopoff L. The structure of the upper mantle under the United States from the dispersion of Rayleigh waves.—"Geophys. J. Roy. Astron. Soc.", 1974, v. 36.
- Blake M. C., Jones D. L. Origin of Franciscan melanges in Northern California.—In: Modern and ancient Geosynclinal sedimentation. 1974, p. 345—357.
- Blanchard D. P., Rhodes J. M., Dungan M. A., Rodgers K. V., Donalson C. H., Brannon J. C., Jacobs J. W., Gibson E. K. The chemistry and petrology of basalts from Leg 37 of the deep-sea drilling project.—"J. Geophys. Res.", 1976, v. 81, p. 4231—4246.
- Boettcher A. L., Mysen B. O., Modreski P. J. Melting in the Mantle: phase relationships in natural and synthetic peridotite— H_2O and peridotite— H_2O — CO_2 (C—H—O—S) with application to kimberlite.—In: Physics and Chemistry of the Earth. 1975, v. 9, "Pergamon Press", p. 855—867.
- Bolt B. A. Structure, composition and state of the Core.—"Trans. Amer. Geophys. Union", 1971, v. 52, N 5, p. 175—178.
- Bonatti E. Serpentinite protrusions in the oceanic crust.—"Earth Planet. Sci. Lett.", 1976, v. 32, p. 107.
- Bonatti E. Vertical tectonism in oceanic fracture zones.—"Earth Planet. Sci. Lett.", 1978, v. 37, p. 369—379.
- Borley G. D. Oceanic islands.—In: The alkaline rocks. N. Y., "J. Wiley", 1974, p. 311—330.
- Bott M. H. P. Terrestrial heat flow and mantle convection hypothesis.—"Geophys. J. Roy. Astron. Soc.", 1967, v. 4, p. 413—428.
- Bott M. H. P. The interior of the Earth. London, "Edward Arnold", 1971, p. 370.
- Bottinga Y., Allegrie C. J. Geophysical, petrological and geochemical models of the oceanic lithosphere.—"Tectonophysics", 1976, v. 32, p. 9—60.
- Boyd F. R., Schairer J. F. The system MgSiO_3 — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$.—"J. Petrol.", 1964, v. 5, p. 275—309.
- Bowin C. O. The Caribbean gravity field and plate tectonics.—"Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.", 1976, v. 169, Washington, p. 175.

- Bryhni J., Green D. H., Heier K. S., Fyfe W. S.** On the occurrence of eclogite in Western Norway.—“Contr. Mineral. Petrol.”, 1970, v. 26, p. 12—19.
- Bruce W. F., Ernst W. G., Kallberg R. W.** An experimental study of tectonic overpressure in Franciscan rock.—“Geol. Soc. Amer. Bul.”, 1970, v. 81, p. 1325—1338.
- Buchbinder G. R.** A velocity structure of the Earth's Crust.—“Bull. Seismol. Soc. Amer.”, 1971, v. 61, N 2, p. 429—456.
- Bullard E. C.** Electromagnetic induction in the Earth.—“Q. J. Roy. Astron. Soc.”, 1967, v. 8, p. 143—160.
- Bullen K. E., Haddon A. W. J.** Evidence from seismology and related sources on the Earth's present internal structure.—“Phys. Earth and Planet. Inter”, 1970, v. 2, N 5, p. 342—349.
- Burton P. W., Bennel J. D.** Q^{-1} and lithospheric thickness.—“Earth Plan. Sci. Let.”, 1976, v. 30, p. 151.
- Cameron A. G. W.** Formation of the earth — moon system.—“Trans. Amer. Geophys. Union.”, 1970, v. 51, N 9.
- Cann J. R.** New model for the structure of the ocean crust.—“Nature”, 1970, v. 226, p. 928—930.
- Carswell D. A., Dawson J. B.** Garnet-peridotite xenoliths in South African kimberlite pipes and their petrogenesis.—“Contr. Miner. Petrol.”, 1970, v. 25, p. 163—184.
- Carter J. L.** Mineralogy and Chemistry of the Earth Upper Mantle based on the partial fusion—partial crystallization model.—“Geol. Soc. Amer. Bul.”, 1970, v. 81, p. 2021—2034.
- Chase C. C.** The N-plate problem of plate tectonics.—“Geoph. J. Roy. Astron. Soc.”, 1972, v. 29, p. 117—131.
- Chase C. G.** Plate kinematics: the America, East Africa and the rest of the world.—“Earth Planet. Sci. Let.”, 1978, v. 37, p. 355—368.
- Christiansen N. I., Salisbury M. H.** Structure and constitution of the lower oceanic crust.—“Rev. Geophys. Space Physics”, 1975, v. 13, p. 57—86.
- Christiansen R. L., Lipman P. W.** Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States.—“Phil. Trans. Roy. Soc. London.”, 1972, v. 271, p. 217—284.
- Clark S. P., Ringwood A. E.** Density distribution and constitution of the mantle.—“Rev. Geophys.”, 1964, v. 2, p. 35—88.
- Clark S. P., Turekian K., Grossman L.** Model for the early history of the earth.—In: The nature of the solid Earth. N. Y., “McGraw Hill”, 1972, p. 3—18.
- Clayton D. D.** Cosmoradiogenic chronologies of nucleosynthesis.—“Astrophys. J.”, 1964, v. 139, p. 35—88.
- Clocchiatti R.** Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz.—“Mem. Soc. Geol. France”, 1975, v. 54, N 122, p. 1—96.
- Cohen L. H., Ito K., Kennedy G. C.** Melting and phase relations in an anhydrous basalt to 40 kbars.—“Amer. J. Sci.”, 1967, v. 265, p. 475—518.
- Coleman R. C.** The Colerbrooke Schist of southeastern Oregon and its relation to the tectonic evolution of the region.—“U. S. Geol. Surv. Bul.”, 1972, v. 1339, p. 1—61.
- Coleman R. G.** Ophiolites. Berlin—New York, “Springer Verlag”, 1977. 229 p.
- Coleman R. G., Lanphere M. A.** Distribution and age of high-grade blueschists, associated eclogites and amphibolites from Oregon and California.—“Geol. Soc. Amer. Bul.”, 1971, v. 82, p. 2397—2412.
- Collerson K. D., Malpas I.** Partial melts in upper mantle nodules from Labrador kimberlites.—In: Second Inter. kimber. conference. 1977, New Mexico.
- Condie K. C.** Plate tectonics and crustal evolution. N. Y., “Pergamon Press”, 1976. 288 p.
- Compagnoni R.** The Sesia-Lanzo zone: high pressure — low temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin.—“Rendiconti Soc. Ital. Mineral. Petrol.”, 1977, v. 33, p. 335—374.
- Daignieres M., Courtillot V., Bauer R., Tapponnier P.** A model for the evolution of the axial zone of mid — ocean ridges as suggested by Iselandic tectonics.—“Earth Planet. Sci. Let.”, 1975, v. 26, p. 222.
- Davis B. T. C., Boyd F. R.** The join $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites.—“J. Geophys. Res.”, 1966, v. 71, p. 3567—3576.
- Dawson J. B., Powell D. G., Reid A. M.** Ultrabasic xenoliths and lava from the Lashaine volcano, Northern Tanzania.—“J. Petrol.”, 1970, v. 11, N 3, p. 519—548.
- Dewey J. E., Bird D. M.** Mountain belts and the new global tectonics.—“J. Geophys. Res.”, 1970, v. 75, N 14, p. 2625—2647.
- Dickinson W. R.** Relation of andesites, granites and derivative sandstones to arc trench tectonics.—“Rev. Geophys. Space Phys.”, v. 8, 1970, p. 813.
- Dickinson W. R.** Sedimentary basins developed during evolution of Mesozoic-Cenozoic arc-trench system in Western North America.—“Can. J. Earth Sci.”, 1976, v. 13, p. 1268—1283.
- Dietz R. S.** Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.—“Nature”, 1961, v. 190, p. 854—857.
- Dietz R. S., Holden J. C.** Miogeosynclines in space and time.—“J. Geol.”, 1966, v. 64, N 5, p. 566—583.

- Dixon J. R.** Geothermometry and geobarometry of synthetic spinel hercynite in the system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$.—“Abstr. of 2 internat. kimberlite conference”, New Mexico, 1977.
- Dobretsov N. L.** Glaucophane metamorphism and ophiolites.—“Pacific geology”, 1978, v. 13, p. 87—100.
- Dobretsov N. L., Sobolev V. S.** Eclogite-glaucophane schist complexes of the USSR and their bearing on the genesis of blueschist terranes.—“U. S. Geol. Soc. Spec. Paper 151”, 1975, p. 145—155.
- Eggler D. H.** Volatiles in ultrabasic and derivative rock systems. Effect of CO_2 on the melting of peridotite.—“Carnegie Inst. Wash. Year Book 73”, 1974, p. 411.
- Eggler D. H.** CO_2 as a volatile component of the mantle: the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$. In: Physics and chemistry of the Earth. v. 9. N. Y., “Pergamon Press”, 1975, p. 869—882.
- Eggler D. H., Burnham C. W.** Crystallisation and fractionation trends in the system andesite— $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{O}_2$ at pressures to 10 kbar.—“Bul. Geol. Soc. Amer.”, 1973, v. 84, N 3, p. 2517—2532.
- Elsasser W. M.** Early history of the Earth.—In: Earth Sci. and Meteorites, Amsterdam, “North—Holl.”, 1963.
- Elsasser W. M.** Sea-floor spreading as thermal convection.—“J. Geophys. Res.”, 1971, v. 76, N 5, p. 1101—1112.
- Erlank A. J., Finger L. W.** The occurrence of potassic richterite in a mica nodule from the Wesselton kimberlite, South Africa.—“Carn. Inst. Wash. Year Book 69”, 1970, p. 320—324.
- Erlank A. J., Kushiro I.** Potassium contents of synthetic pyroxenes at high—temperatures and pressures.—“Carn. Inst. Wash. Year Book 69”, 1970, p. 223—236.
- Ernst W. G.** Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley sequence—crustal expression of a late Mesozoic Benioff Zone.—“J. Geophys. Res.” 1970, v. 75, p. 886—901.
- Ernst W. G.** Metamorphism and ancient continental margins.—In: The Geology of Continental Margins. N. Y., “Springer Verlag”, 1974, p. 907—919.
- Fedotov S. A., Gusev A. A., Boldyrev S. A.** Progress of earthquake prediction in Kamchatka.—“Tectonophysics”, 1972, v. 14, p. 279—286.
- Finnerty T. A.** Exchange of Mn, Ca, Mg and Al between synthetic garnet, orthopyroxene, clinopyroxene and olivine.—“Carnegie Inst. Wash. Year Book 76”, 1977, p. 572—579.
- Forsyth D. W.** The evolution of the upper mantle beneath the mid-ocean ridges.—“Tectonophysics”, 1977, v. 38, p. 89—118.
- Francis R. J. G.** Upper mantle structure along the axis of the Mid-Atlantic Ridge near Iceland.—“Geophys. J. Roy. Astron. Soc.”, 1969, v. 17, N 5, p. 573—591.
- Frank F. G.** Two-component flow model for convection in the Earth's Upper Mantle.—“Nature”, 1968, v. 220, p. 350—352.
- Frey F. A., Haskin L. A., Haskin M. A.** Rare Earth abundances on some ultramafic rocks.—“J. Geophys. Res.”, 1971, v. 76, p. 2057—2070.
- Frey M., Hunziker J. C., Frank W., Bocquet J., Dal Piaz G. V., Jäger E., Niggli E.** Alpine metamorphism of the Alps: a Review.—“Schweiz. Mineral. Mit.”, 1974, v. 54, p. 247—290.
- Froidevaux C., Shubert G., Yuen D. A.** Thermal and mechanical structure of the upper mantle: a comparison between continental and oceanic models.—“Tectonophysics”, 1977, v. 37, p. 233—246.
- Fujii T.** Fe—Mg—partitioning between olivine and spinel.—“Carnegie Inst. Wash. Year Book 76”, 1977, p. 563—569.
- Fujii T., Kushiro I.** Density, viscosity and compressibility of basaltic liquid at high pressures.—“Carnegie Inst. Wash. Year Book 76”, 1977a, p. 419—424.
- Fujii T., Kushiro I.** Melting relations and viscosity of an abyssal tholeiite.—“Carnegie Inst. Wash. Year Book 76”, 1977b, p. 461—465.
- Ganapathy R., Keayes R. R., Laus J. C., Enders E.** Trace elements in Apollo-11 lunar rock implications for meteorite influx and origin of Moon.—“Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf.”, 1970, v. 2, p. 1117—1142.
- Gast P. W.** Limitations on the composition of the Upper Mantle.—“J. Geophys. Res.”, 1960, v. 65, p. 1287—1297.
- Gast P. W.** Isotope geochemistry of volcanic rocks. In: Basalts. V. I. N. Y.—London—Sydney, “Intersciences Publ.”, 1968, p. 325—358.
- Gastil G.** The distribution of mineral dates in time and space.—“Am. J. Sci.”, 1960, v. 258, p. 1—35.
- Gealey W. K.** Ophiolite obduction and geologic evolution of the Oman Mountains and adjacent areas.—“Geol. Soc. Amer. Bul.”, 1977, v. 88, p. 1183—1191.
- Glennie K. W., Boewf M. G. A., Clark M. W. H., Moody-Stuart M., Pillaar W. F. H., Reinhardt B. M.** Geology of the Oman Mountains.—“Koninkl. Nederlands Geol. Mijnbouw”, 1974, v. 31, p. 1—423.
- Gorai M.** Ultimate origin granite.—“J. Assoc. Geol. Collab. Japan”, 1960, N 52.
- Golubev V. S., Kuznetsov Yu. A., Sharapov V. N.** On the dynamics of granitization and

- melting of crystal rocks during filtration of volatiles.—“Pacific geology”, 1978, v. 13, p. 17—36.
- Gonez J. H.** Upper mantle shear velocity differences beneath Australia by surface waves analysis and inversion, 10—200 sec period range.—“EOS Trans. Amer. Geophys. Union”, 1974, v. 56.
- Green D. H.** An experimental investigation of subsolidus assemblages formed at high pressure in high alumina basalt, kyanite eclogite and grosspydite compositions.—“Contr. Mineral. Petrol.”, 1967, v. 16, p. 84—114.
- Green D. H.** Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high pressure hydrous conditions.—“Contrib. Min. Petrol.”, 1972, v. 34, p. 150.
- Green D. H.** Genesis Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics.—“Geology”, 1975, v. 3, p. 15.
- Green D. H., Hibberson W.** Experimental duplication of conditions of precipitation of high-pressure phenocrysts in a basaltic magma.—“Phys. Planet. Inter.”, 1970, v. 3, p. 247—254.
- Green D. H., Ringwood A. E.** An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications.—“Geochim. Cosmochim. Acta”, 1967a, v. 31, p. 767.
- Green D. H., Ringwood A. E.** The genesis of basaltic magmas.—“Contr. Mineral. Petrol.”, 1967b, v. 15, p. 90—103.
- Green D. H., Ringwood A. E.** Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions.—“Phys. Earth Planet. Interiors”, 1970, v. 3, p. 359—371.
- Grow J. A.** Crustal and upper mantle structure of the Central Aleutian Arc.—“Geol. Soc. Amer. Bul.”, 1973, v. 84, N 7.
- Hales A. L., Doyle D. H.** P- and S-travel time anomalies and their interpretation.—“Geophys. J. Roy. Astron. Soc.”, 1967, v. 13, N 4, p. 403—415.
- Hamilton E. I.** Applied geochronology. London—N. Y., “Academic Press”, 1965. 267 p.
- Happel J., Brenner H.** Low Reynolds number hydrodynamics. Leyden, “Noordhoff International Publishing”, 1973. 250 p.
- Harris P. G., Reid A., White L. G.** Chemical composition of the upper mantle.—“J. Geophys. Res.”, 1967, v. 72, p. 6359—6369.
- Hart S. R., Brooks C., Krogh T. E., Davis G. L., Nava D.** Ancient and modern volcanic rocks: a trace element model.—“Earth and Planet. Sci. Let.”, 1970, v. 10, N 1, p. 17—28.
- Hatherton T., Dickinson W. R.** The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and other island arcs.—“J. Geophys. Res.”, 1968, v. 74, p. 5301.
- Hensen B. J.** Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in the system MgO—FeO—Al₂O₃—SiO₂.—“Contr. Mineral. Petrol.”, v. 33, p. 191—214.
- Hensen B. J.** Pyroxenes and garnets as geothermometers and barometers.—“Carn. Inst. Wash. Year Book 72”, 1973, p. 527—534.
- Hess H. H.** Serpentine, orogeny and epeirogeny.—In: Crust of the Earth—a symposium. “Spec. Paper, Geol. Soc. Amer. 62”, 1955, p. 101—110.
- Hess H. H.** History of ocean basins.—In: Petrological Studies. Geol. Soc. Amer., N. Y., 1962, p. 599—620.
- Holmes A.** Principles of physical geology. London, “Nelson”, 1965. 128 p.
- Hoyle F.** On the condensation of the planets.—“Monthly Notice Roy. Astron. Soc.”, 1948, v. 106, p. 406.
- Hoyle F.** On the origin of the solar nebula. “J. Roy. Astron. Soc.”, 1960, v. 1, p. 28—55.
- Hurst R. W., Bridgwater D., Collerson K. D.** 3600 m. y. Rb—Ar ages from very early Archean gneisses from Sagalex Bay, Labrador.—“Earth Planet. Sci. Let.”, 1975, v. 27, N 3, p. 393—403.
- Husain L., Sutter J. F., Schaeffer O. A.** Ages of crystalline rocks from Mauro.—“Science”, 1971, v. 173, p. 1235.
- Hutchison R., Paul D. K., Harris P. G.** Chemical composition of the upper mantle.—“Min. Mag.”, 1970, v. 37, p. 726—728.
- Irvine I. N.** Definition of primitive liquid compositions for basic magmas.—“Carnegie Inst. Wash. Year Book 76”, 1977, p. 454—461.
- Irwin W. P.** Ophiolitic terranes of California, Oregon and Nevada.—In: North America ophiolites. 1978, Oregon, Dept. of Geology, v. 95, p. 75—92.
- Isacks B.** Seismicity, regional tectonics and earthquake statistics.—“Trans. Amer. Geophys. Union.”, 1971, v. 52, N 5.
- Isacks B., Molnar P.** Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes.—“Rev. Geoph. Space Phys.”, 1971, v. 9, N 1, p. 103—174.
- Isacks B., Oliver J. E., Sykes L. R.** Seismology and the new global tectonics.—“Journ. of Geophys. Res.”, 1968, v. 73, N 18, p. 5855—5899.
- Ito K., Kennedy G. C.** Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars.—“Amer. J. Sci.”, 1967, v. 265, p. 519—538.

- Ito K., Kennedy G. C. The basalt-granulite-eclogite transition.—“Struct. Phys. Prop. Earth Crust”, Washington, 1971, v. 14.
- Ito E., Matsui Y. Synthesis and crystal-chemical characterisation of $MgSiO_3$ perovskite.—“Earth and Plan. Sci. Letters”, 1978, v. 38, p. 443—450.
- Jackson E. D. The character of the lower crust and upper mantle beneath Hawaiian Island.—“Rep. of the XXIII Sess. Intern. Geol. Congr. Prague”, 1968, v. 1, p. 135—150.
- Jackson E. D., Wright T. L. Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii.—“J. Petrol.”, 1970, v. 11, N 2, p. 405—430.
- Jacobs J. A. The Earth's Core.—“Com. Earth Sci. Geophys.”, 1970, v. 1, N 2.
- Jamieson B. G. Differentiation of ascending basic magma.—In: Mechanisms of Igneous Intrusion. 1970, p. 165—176.
- Jakes P., White A. J. R. Structure of the Melanesian arcs and correlation with distribution of magma types.—“Tectonophysics”, 1969, v. 8, p. 223—236.
- Jastrow R., Cameron A. G. W. (eds.) Origin of the solar systems. N. Y.—London, “Academic Press”, 1963. 176 p.
- Johnson L. R. Array measurements of P velocities in the lower mantle.—“Bul. Seismol. Soc. Amer.”, 1969, v. 59, N 2, p. 6309.
- Karig D. Origin and development of marginal basins in the western Pacific.—“J. Geophys. Res.”, 1971, v. 76, N 1, p. 2542—2561.
- Kleeman J. D., Cooper J. A. Geochemical evidence for the origin of some ultramafic inclusions from Victorian basanites.—“Phys. Earth Planet. Inter.”, 1970, v. 3, p. 302—308.
- Kornprobst J. Peridotites and pyroxenites from Beni Bouchera (Morocco): an experimental investigation between 1100 and 1500°C from 15 to 30 kbars dry pressure.—Contr. Mineral. Petrol.”, 1970, v. 29, p. 290—309.
- Kretz R. Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable compositions.—“J. Geol.”, 1961, v. 69, N 4, p. 361.
- Kuno H. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and islands arcs.—“Bul. Volcanol.”, 1966, v. 29, p. 195—222.
- Kuno H., Aoki K. Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas.—“Phys. Earth Planet. Inter.”, 1970, v. 3, p. 273—301.
- Kushiro I. Clinopyroxene solid solution at high pressures.—“Carnegie Inst. Wash. Yearbook 64”, 1965, p. 112—117.
- Kushiro I. Compositions of magmas formed by partial zone melting of the Earth's Upper Mantle.—“J. Geophys. Res.”, 1968, v. 73, p. 619—634.
- Kushiro I. The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures.—“Am. J. Sci.”, 1969, Schairer v. 267A, p. 269—294.
- Kushiro I. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures.—“J. Petrology”, 1972, v. 13, p. 311.
- Kushiro I., Syono Y., Akimoto S. Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures.—“J. Geophys. Res.”, 1968, v. 73, p. 6023—6029.
- Kushiro I., Yoder H. S. Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation.—“J. Petrol.”, 1966, v. 7, p. 337—362.
- Lambert I. B., Wyllie P. J. Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars with geological application.—“J. Geology”, 1972, v. 80, N 6, p. 693—708.
- Lanphere M. A., Blake M. C., Irwin W. P. Early Cretaceous metamorphic age of the South Fork Mountain schist in the northern Coast Ranges in California.—“Geol. Soc. Amer. Bul.”, 1978, v. 89.
- Latimer W. M. Astrochemical problems in the formations of the Earth.—“Science”, 1950, v. 112, p. 101—104.
- Lee W. H. K. On the global variations of terrestrial heat flow.—“Phys. Earth Planet. Interiors”, 1970, v. 2, p. 332—341.
- Lee W. H. K., Uyeda S. Review of heat flow data.—In: Terrestrial heat flow. Washington, “Amer. Geophysical Union”, 1965, p. 87—190.
- Le Pichon X. Sea-floor Spreading and continental Drift.—“J. Geophys. Res.”, 1968, v. 73, N 12, p. 3661—3697.
- Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J. Plate tectonics. Amsterdam—London—N. Y., “Elsevier”, 1973. 300 p.
- Lindsley D. H., Dixon S. A. Diopside-enstatite equilibria at 850° to 1400°C, 5 to 35 kb.—“Am. J. Sci.”, 1976, v. 276, p. 1235—1301.
- Lindsley-Griffin N. The Trinity ophiolite, Klamath Mountains, California.—In: North American ophiolites. Oregon, “Dept. of Geology”, 1977, p. 107—120.
- Liu L. The high-pressure phases of $MgSiO_3$.—“Earth Planet. Sci. Let.”, 1976, v. 31, 200 p.
- Liu H. Sh., Chang E. S., Wyatt G. R. Small scale mantle convection system and stress field under the Pacific plate.—“Phys. Earth Planet. Inter.”, 1976, v. 13.
- Malinovsky I. Yu., Doroshev A. M. Evaluation of $P-T$ conditions of diamond formation with reference to chrome-bearing garnet stability.—“In: Abstr. of II Intern. Kimberlite Conf. New Mexico, 1977.
- Mason B. D. Composition of the Earth.—“Nature”, 1966, v. 211, p. 5049.
- Marsh B. D., Carmichael I. S. E. Benioff zone magmatism.—“J. Geophys. Res.”, 1974, v. 79, N 8, p. 1196—1206.

- McCallum M. E., Egger D. H., Burst L. K.** Kimberlitic diatremes in Northern Colorado and Southern Wyoming.—In: *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 9. Oxford, "Pergamon Press", 1975, p. 149—162.
- McDonald G. J. F.** Geophysical deductions from observations of heat flows.—In: *Terrestrial Heat flow*. Washington, "Acad. Press", 1965, p. 191—210.
- McGetchin T. R., Silver L. T.** A crustal-upper mantle model for the Colorado plateau based on observations of crystalline rock fragments in the Moses rock dike.—"J. Geophys. Res.", 1972, v. 77, N 35, p. 7022—7037.
- McGregor I. D.** Petrologic and thermal structure of the upper mantle beneath South Africa in the Cretaceous.—In: *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 9. Oxford, "Pergamon Press", 1975, p. 455—466.
- McGregor V. S.** The early Precambrian gneisses in the Godthab district, West Greenland.—"Phil. Trans. Royal Soc. London", 1973, v. 273, p. 1235.
- Maxwell J. C.** Anatomy of an orogen.—"Geol. Soc. Amer. Bul.", 1974, v. 85, p. 1195—1204.
- Metamorphic Map of Europe.** Scale 1 : 2 500 000. Coordinators Zwart H. J., Sobolev V. S. Haag, 1973.
- Metamorphic Map of Europe.** Scale 1 : 2 500 000. Explanatory text. Leiden, UNESCO, Paris, 1978. 244 p.
- Millman P. M.** Cometary meteoroids.—In: *From plasma to planet*. 1972. N. Y., "Interscience", p. 157—168.
- Miyashiro A.** Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean-floor metamorphism.—"Tectonophysics", 1972, v. 13, p. 141—159.
- Miyashiro A.** Metamorphism and metamorphic belts. London, "George Allen", 1973. 492 p.
- Miyashiro A.** Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.—"Am. J. Sci.", 1974, v. 274, p. 321—355.
- Miyashiro A.** Classification, characteristics and origin of ophiolites.—"J. Geology", 1975, v. 83, p. 249—281.
- Miyashiro A.** Subduction zone ophiolites and island-arc ophiolites. In: *Energetics of geologic processes*. N. Y., "Springer-Verlag", 1977, p. 188—213.
- Miyashiro A.** Nature of alkalic volcanic rock series.—"Contrib. Mineral. Petrol.", 1978, v. 66, p. 91—104.
- Molnar P., Tapponier P.** Cenozoic tectonic of Asia: Effects of a continental collision.—"Science", 1975, v. 189, p. 419.
- Moorbath S.** Andes, isotopes and evolution of Precambrian continental crust.—"Chem. Geol.", 1977, v. 20, N 2, p. 151—188.
- Moore J. C., Karig D. G.** Sedimentology, structural geology and tectonics of the Shikoku subduction zones, southwestern Japan.—"Geol. Soc. Amer. Bul.", 1976, v. 87, p. 1259—1268.
- Moores E. M., Vine F. J.** Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust evaluation and implication.—"Roy. Soc. London. Philos. Trans.", 1971, v. 268, p. 443—466.
- Morgan W. J.** Convection plumes in the lower mantle.—"Nature", 1971, v. 230, N 5288, p. 42—43.
- Morgan W. J.** Convection plumes and plate motions.—"Bul. Amer. As. Petrol. Geol.", 1972, v. 56, p. 203—213.
- Mueller R. F., Saxena S. K.** Chemical petrology. N. Y.—Berlin, Springer—Verlag, 1977. 394 p.
- Murase R., Kushiro I., Fujii T.** Compressional wave velocity in partially molten peridotites.—"Carnegie Inst. Wash. Year Book 76", 1977a, p. 414—416.
- Murase T., Kushiro I., Fujii T.** Electrical conductivity of partially molten peridotite.—"Carnegie Inst. Wash. Year Book 76", 1977, p. 416—419.
- Murata K. J., Richter D. H.** Chemistry of the lavas of the 1959—1960 eruption of Kilauea volcano. Hawaii, U. S.—"Geol. Surv. Prof. Pap.", 1966, v. 537—A, p. 1—26.
- Mysen B. O.** Magma genesis in peridotite Upper Mantle in the light of experimental data on partitioning of trace elements between garnet peridotite minerals and partial melt.—"Carnegie Inst. Wash. Year Book 76", 1977a, p. 545—550.
- Mysen B. O.** Partitioning of nickel between pargasite, garnet peridotite minerals and liquid at high pressure and temperature.—"Carn. Inst. Wash. Year Book 76", 1977b, p. 557—563.
- Nesbitt R. W.** Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block, Western Australia: evidence for an Archean ultramafic liquid.—"Geol. Soc. Australia, Spec. Pap.", 1972, v. 3, p. 331—350.
- Nesbitt R. W., Sun S. S.** Geochemistry of Archean spinifextextures peridotites and magnesian and low magnesian tholeiites.—"Earth Planet. Sci. Let.", 1976, v. 31, p. 433—453.
- Nicholls G. D.** Geochemical studies in the ocean as evidence for the composition of the mantle.—In: *Mantles of the Earth and terrestrial planets*. N. Y., "Interscience Publ.", 1967, p. 285—304.
- Nicolas A., Boudier F.** Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo.—"Bul. Suisse Mineral. Petr.", 1972, v. 52/1, p. 39—55.

- Nicolas A., Jackson E. D. Repartition en deux provinces des peridotites des chaines alpines logeant la Mediterranee: implications geotectoniques.—“Bull. Suisse de Mineral. Petrogr.”, 1972, v. 52/3, p. 479—495.
- O'Hara M. J. Primary magmas and the origin of basalts.—“Scottish J. Geol.”, 1965, v. 1 pt. 1, p. 19—40.
- O'Hara M. J. Mineral facies in ultradasic rocks.— In: Ultramafic and related rocks. N. Y., “J. Wiley”, 1967a, p. 7—18.
- O'Hara M. J. Are ocean floor basalts primary magma?—“Nature”, 1968, v. 220, p. 683—686.
- O'Hara M. J., Mercy E. L. P. Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites.—“Trans. Roy. Soc. Edinb.”, 1963, v. 65, p. 251—314.
- O'Hara M. J., Richardson S. W., Wilson G. Garnet-peridotite stability and occurrence in Crust and Mantle.—“Contr. Min. Petrol.”, 1971, v. 32, p. 48—68.
- O'Hara M. J., Saunders M. J., Mercy E. L. P. Garnet peridotite primary ultrabasic magma and eclogite: interpretation of Upper Mantle processes in kimberlite.—“Phys. Chem. Earth”, 1975, v. 9, p. 571—604.
- Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Modele de fonctionnement d'une ride médo-oceanique a partir de l'etude petrologique des ophiolites Corses.—“Bul. Soc. geol. France”, 1976, v. 18, N 4, p. 889—894.
- Opik E. J. Comets and the formation of planets.—“Astrophys. Space Sci.”, 1973, v. 21, p. 307—398.
- Oxburgh E. R., Turcotte D. L. Thermal structure of island arcs.—“Geol. Soc. Amer. Bul.”, 1970, v. 81, p. 1665.
- Papanastassiou D. A., Wasserburg G. J. Lunar chronology and evolution from Rb—Sr studies of Apollo-11 and 12 samples.—“Earth. Planet. Sci. Let.”, 1971, v. 11, p. 37.
- Papanastassiou D. A., Wasserburg G. L. Rb—Sr age of Luna-16 basalt and the model age of lunar soils.—“Earth Planet. Sci. Let.”, 1972, v. 13, N 2, p. 368—374.
- Patterson C. C. Age of the meteorites and the Earth.—“Geochim. et cosmochim. acta”, 1956, v. 10, p. 230.
- Perrin R., Roubault M. De criteres permettant de determiner le mode de formation des filons a bord paralleles: injection ou remplacement.—“Bul. Soc. Geol. France”, 1949, ser. 5, v. 19, N 7—9, p. 641—656.
- Peterman Z. E., Hedge C. E. Related strontium isotopic and chemical variation in oceanic basalts.—“Geol. Soc. Amer. Bul.”, 1971, v. 82, p. 493—500.
- Peterman Z. E., Hedge C. E., Coleman R. G., Snavely P. D. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in some eugeosynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magma in orogenic belts.—“Earth Planet. Sci. Let.”, 1967, v. 2, p. 433—439.
- Pidgeon R. T. 3450 m. y. old volcanics in the Archean layered greenstone succession of the Pilbara Block, Western Australia.—“Earth and Planet. Sci. Let.”, v. 37, 1978, p. 421—428.
- Press F. Regionalized earth models.—“J. Geophys. Res.”, 1970, v. 75, N 32.
- Raheim A., Green D. H. Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe—Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene.—“Contrib. Mineral. Petrol.”, 1974, v. 48, p. 179—203.
- Rea D. K. Model for the formation of topographic features of the Pacific Rise Crest.—“Geology”, 1975, v. 3, N 77.
- Rea D. K. Changes in the axial configuration of the East Pacific Rise near 6°S during the past 2 m. y.—“J. Geophys. Res.”, 1976, v. 81, p. 1495—1507.
- Reid A. M. et al. Garnet and pyroxene compositions in some diamoniferous eclogites.—“Contrib. Mineral. Petrol.”, 1976, v. 58, p. 203—220.
- Reid J. B. Jr., IFrey F. A. Rare earth distributions in lherzolite and garnet pyroxenite and the constitution of the upper mantle.—“J. Geophys. Res.”, 1971, v. 76, N 5, p. 1184—1196.
- Reynaulds R. T., Summers A. L. Calculations on the composition of the terrestrial planets.—“J. Geophys. Res.”, 1969, v. 74, N 10.
- Rhodes J. M., Dawson J. B. Major and trace element chemistry of peridotite inclusions from the Lashaine volcano, Tansania.— In: Physics and chemistry of the Earth, v. 9. Oxford, “Pergamon Press”, 1975, p. 545—557.
- Richter F. M., Parsons B. On the interaction of two scales of convection in the Mantle.—“J. Geophys. Res.”, 1975, v. 80.
- Ringwood A. E. Some aspects of thermal evolution of the Earth.—“Geochim. Cosmochim. Acta”, 1960, v. 20, p. 241—259.
- Ringwood A. E. Chemical and genetic relationship among meteorites.—“Geochim. Cosmochim. Acta”, 1961, v. 24, p. 159—197.
- Ringwood A. E. The chemical composition and origin of the Earth.—“Advances in Earth Science”, Cambridge, “MJT Press”, 1966, p. 257—356.
- Ringwood A. E. Phase transformations and the constitution of the mantle.—“Phys. Earth Planet Interiors”, 1970, v. 3, p. 109—155.
- Ringwood A. E. Some comparative aspects of lunar origin.—“Phys. Earth Planet. Interiors”, 1972, v. 6, p. 366—376.
- Ringwood A. E. The early chemical evolution of planets.— In: In the beginning. Canberra, “Austral. Acad. Sci.”, 1974, p. 48—85.

- Ringwood A. E. Composition and petrology of the Earth's Mantle. N. Y., "McGraw-Hill Book Company", 1975. 618 p.
- Ringwood A. E., Green D. H. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications.—"Tectonophysics", 1966, v. 3, p. 383—427.
- Ringwood A. E., Major A. Synthesis of $Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4$ solid solutions.—"Earth Planet. Sci. Let.", 1966, v. 1, p. 241—245.
- Ringwood A. E., Major A. Synthesis of majorite and other high pressure garnets and perovskites.—"Earth Planet. Sci. Let.", 1971, v. 12, p. 14—18.
- Robertson J. K., Wyllie P. J. Rock-water system.—"Am. J. Sci.", 1971, v. 271, N 3.
- Rocci G., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. La dualité des ophiolites tetyssiennes.—"Petrologie", 1975, v. 1, p. 172—174.
- Ruprechtova L., Karnik V. Core waves recorded in Central Europe.—"Studia geophys. et geod.", 1971, v. 15, N 3—4.
- Sabu D. D., Kuroda P. K. Plutonium-244 in the early solar system and concordant plutonium/xenon and iodine/xenon decay intervals of a chondrites.—"Nature", London, 1967, v. 216, p. 442—446.
- Sclar C. B. High-pressure studies in the system $MgO - SiO_2 - H_2O$.—"Phys. Earth Planet. Inter.", 1970, v. 3, p. 333.
- Segawa J., Tomoda Yo. Gravity measurements near Japan and study of the upper mantle beneath the oceanic trench-marginal sea transition zones.—In: Woollard symposium, Washington, "Am. Geoph. Union", 1976, p. 79—93.
- Seifert F., Langer K. Stability relations of Cr-kyanite at high PT.—"Contr. Mineral. Petrol.", 1970, v. 28, p. 9—18.
- Shaw D. M. U, K, Th, K in the Canadian Precambrian shield and possible mantle composition.—In: Origin and distribution of the elements, ed. L. Ahrens. London, "Pergamon Press", 1968.
- Shimazu Y. I. Physical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification and explosion of magma.—"J. Earth Sci. Nagoya Univ.", 1961, v. 9, N 2, p. 185—223.
- Shimizu N. Potassium contents of synthetic clinopyroxenes at high pressure and temperatures.—"Earth Planet. Sci. Let.", 1971, v. 11, N 5.
- Shimizu N., Arculus R. J. Rare earth element concentrations in a suite of basanitoids and alkali olivine basalts from Granada, Lesser Antilles.—"Contrib. Mineral. Petrol.", 1975, v. 50, p. 231—240.
- Smith A. L., Carmichael I. S. E. Quaternary lavas from the southern Cascades, western U. S. A.—"Contrib. Mineral. Petrol.", 1968, v. 19, p. 212.
- Sobolev N. V. The xenoliths of eclogites from the kimberlite pipes of Yakutia as fragments of the Upper Mantle substance.—In: 23 Intern. Geol. Congress Repts., v. 1, Prague, 1968, p. 155—163.
- Sobolev N. V. Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the Upper Mantle. Washington, "Amer. Geoph. Union.", 1977. 279 p.
- Sobolev N. V., Laverent'ev Yu. G. Isomorphic sodium admixture in garnets formed at high pressures.—"Contrib. Mineral. Petrol.", 1971, v. 31, p. 1—2.
- Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, "Contraerger", 1924. 443 S.
- Stocker R. Z., Gordon R. B. Velocity and internal friction in partial melts.—"J. Geoph. Res.", 1975, v. 80, p. 4828.
- Suppe J., Armstrong R. L. Potassium-argon dating of Franciscan metamorphic rocks.—"Am. Journ. Sci.", 1972, v. 272, p. 217—233.
- Sykes L. R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the Mid-Oceanic ridges.—"Journ. Geophys. Res.", 1967, v. 72, N 6, p. 2131—2153.
- Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the midocean ridges. Computed model from gravity and seismic refraction data.—"J. Geoph. Res.", 1965, v. 70, p. 341—352.
- Taylor S. R. Abundance of chemical elements in continental crust.—"Geochim. et cosmochim. acta", 1964, v. 28, p. 1273—1285.
- Taylor S. R. Geochemistry of andesites.—In: Origin and distribution of the element. Oxford, "Pergamon Press", 1968.
- Taylor S. R., Kaye M., A. J. R. White et al. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites.—"Contrib. Mineral. Petrol.", 1969, v. 31.
- Thompson R. N. Melting behavior of two Snake River lavas at pressures up to 35 kbar.—"Carn. Inst. Wash. Year Book 71", 1972, p. 406—410.
- Turekian K., Clark S. P. Inhomogeneous accumulation of the earth from the primitive solar nebula.—"Earth Planet. Sci. Let.", 1969, v. 6, p. 346—348.
- Urey H. C. The planets, their origin and development. Yale, "Yale Univ. Press", 1952. 245 p.
- Urey H. C., Craig H. The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites.—"Geochim. Cosmochim. Acta", 1953, v. 4, p. 36—82.
- Viljoen M. T., Viljoen R. P. The geology and geochemistry of the Lower Ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks.—"Geol. Soc. S. Africa Spec. Publ. 2, Upper Mantle Project", Cape Town, 1969, p. 55—85.

- Vine F. J. Sea-floor spreading and continental drift.—“J. Geol. Educ.”, 1970, v. 18, N 12, p. 78—85.
- Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic Ridges.—“Nature”, 1963, v. 169, p. 947—949.
- Von Weizsacher G. F. Über die Entstehung des Planetensystem.—“Z. Astrophys.”, 1944, v. 22, S. 319—355.
- Wasserburg G. I., McDonald G. J. F., Hoyle F., Fowler W. A. Relative contributions of uranium, thorium and potassium to heat production in the Earth.—“Science”, 1964, v. 143, p. 465—467.
- Wilshire H. G., Shervais J. W. Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from Western United States.—In: Physics and Chemistry of the Earth, v. 9. Oxford, “Pergamon Press”, 1975, p. 257—272.
- White R. W. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii.—“Contrib. Mineral. Petrol.”, 1966, v. 12, p. 245—314.
- Whitney I. A. The effect of pressure, temperature and X_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions.—“J. Geology”, 1975, v. 83, N 1, p. 1—32.
- Wilson J. T. A new class of faults and their bearing on continental drift.—“Nature”, 1965, v. 207, N 4995, p. 343—347.
- Wilson J. T. Mantle plumes and plate motions.—“Tectonophysics”, 1973, v. 19, p. 149.
- Windley B. F., Davis F. B. Volcano spacings and lithospheric crustal thickness in the Archean.—“Earth and Planet. Sci. Let.”, v. 38, 1978, p. 291—297.
- Winkler H. G. F., Platen von H. Experimentelle Gestein-metamorphose, IV—V.—“Geochim. Cosmochim. Acta”, 1961, v. 24, N 1-2, p. 48—69; N 3-4, p. 250—263.
- Wetherill G. W. Solar system sources of meteorites and large meteoroids.—“An. Rev. Earth Planet. Sci.”, 1974, v. 2, p. 303—330.
- Wolery T. Y., Sleep N. H. Hydrothermal circulation and geochemical flux at Mid-Ocean ridges.—“J. Geology”, 1976, v. 84, N 3.
- Wood B. J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems.—“Contr. Mineral. and Petrol.”, 1973, v. 42, p. 109—124.
- Wright C. P-wave travel time gradient measurements and lower mantle structure.—“Earth and Planet. Sci. Let.”, 1970, v. 8, N 1.
- Wright T. L. Chemistry of Kilauea and Mauna Loa lava in space and time.—“U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.”, 1972, v. 735, p. 1—39.
- Wyllie P. J. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks.—“Tectonophysics”, 1969, v. 7, N 5—6.
- Wyllie P. J. Ultramafic rocks and the upper mantle.—“Min. Soc. Amer. Spec. Paper”, 1970, v. 3, p. 3—32.
- Wyllie P. J. Kimberlite magmas from the system peridotite — H_2O — CO_2 .—In: Second Intern. Kimberlite conf. New Mexico, 1977.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F. Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspates.—“Amer. J. Sci.”, 1959, v. 257, N 9, p. 648—655.
- Yoder H. S. Jr., Tilley C. E. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems.—“J. Petrology”, 1962, v. 3, p. 342—532.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Предисловие</i>	3
<i>Глава 1. Образование Земли</i>	6
Модели аккреции и ранняя эволюция Земли	8
Состав Земли и метеоритов	17
<i>Глава 2. Оболочки Земли и гравитационная дифференциация</i>	—
Сейсмический разрез Земли и Луны	21
Распределение плотностей в Земле и состав оболочек	26
Источники энергии и теплотокки	30
Модели гравитационной дифференциации и геохимической эволюции Земли	35
<i>Глава 3. Верхняя мантия</i>	—
Экспериментальные и термодинамические данные, схема фаций верхней мантии	47
Глубинные ксенолиты и состав верхней мантии	58
Астеносфера и ее роль	82
Глубинная магматическая модель и принцип планетарной дифференциации	91
<i>Глава 4. Формирование континентальной коры</i>	110
Формирование континентальной коры и проблема гранитов	112
Анатексис и генезис мигматитов	129
<i>Глава 5. Формирование океанической коры и проблемы геодинамики</i>	135
Океаническая кора и офиолиты	—
Тектоника плит и проблемы геодинамики	150
Петрологические проблемы эволюции активных зон	160
<i>Заключение</i>	179
<i>Литература</i>	183

Николай Леонтьевич Добрецов

ВВЕДЕНИЕ В ГЛОБАЛЬНУЮ ПЕТРОЛОГИЮ

Ответственный редактор

Владимир Степанович Соболев

Утверждено к печати Институтом геологии
и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *В. П. Пермичева*. Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*. Художник *А. И. Смирнов*. Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*. Корректоры *Р. И. Розенталь*, *В. А. Князева*

ИБ № 10431

Сдано в набор 28.05.79. Подписано к печати 07.05.80. МН-05029. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Литературная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 17,5. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1500 экз. Заказ № 541. Цена 3 р. 50 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

3р. 50к.

173
6кв. 456