ВЕРТИКАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ



«НАУКА»

VERTICAL ACCRETION OF THE EARTH CRUST
FACTORS AND MECHANISMS

Transactions, vol. 542
Founded in 1932

Responsible editor
M. G. LEONOV



MOSCOW «NAUKA» 2002

ВЕРТИКАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ФАКТОРЫ И МЕХАНИЗМЫ

Труды, вып. 542
Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
М. Г. ЛЕОНОВ



МОСКВА «НАУКА» 2002

УДК 551.242
ББК 26.3
В 31

Авторы:

М.Г. Леонов, А.В. Артамонов, В.И. Виноградов, Б.П. Золотарев, С.Ю. Колодяжный, В.И. Копорулин, С.А. Куренков, В.Б. Курносов, Ю.Г. Леонов, М.В. Лучицкая, В.З. Негруца, Т.Ф. Негруца, Г.Е. Некрасов, Б.Г. Поляк, О.М. Розен, С.Д. Соколов, В.С. Федоровский, Н.П. Чамов, А.А. Щипанский, Л.Е. Яковлев

Редакционная коллегия:

Ю.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Карякин, С.А. Куренков, М.А. Семихатов*

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *В.М. Ненахов*
доктор геолого-минералогических наук *Г.Н. Савельева,*

Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы / Отв. ред. М.Г. Леонов. – М.: Наука, 2002. – 461 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 542)
ISBN 5-02-002823-1

В монографии сформулировано представление о вертикальной аккреции как о совокупности процессов и явлений, связанных с взаимодействием различных оболочек Земли. Приведено описание процессов, приуроченных к зонам разделов: М, нижняя/верхняя кора, фундамент/чехол, литосфера/гидроатмосфера. Выявлены факторы, ответственные за процесс сиализации (гранитизации) горных масс и за формирование новых объемов гранитно-метаморфического слоя. Сделан фундаментальный вывод о первостепенной роли взаимодействия оболочек Земли в процессе становления консолидированной коры континентов.

Для геологов широкого профиля, студентов и аспирантов геологических вузов.

ТП-02-I-195

Editorial Board:

Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Achmetiev, Yu.O. Gavrilov, Yu.V. Karyakin, S.A. Kurenkov, M.A. Semikhatov*

Reviewers:

V.M. Nenakchov, D. Sc. (Geol.), *G.N. Savelieva*, D. Sc. (Geol.)

Vertical accretion of the Earth crust: factors and mechanisms // Ed. by M.G. Leonov. – M.: Nauka, 2002. – 461 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 542)
ISBN 5-02-002823-1

The book contains some results of studies obtained in the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences under the Vertical Accretion of the Earth Crust Program. Conclusion is drawn about the sial stratum forming as a result of the interplay of various earth shells, such as mantle, lower crust and upper crust, basement and cover, lithosphere, hydrosphere, and also of some tectonic genesis surfaces.

The book is intended for experts in the field of tectonics, metamorphism and general geotectonic problems.

ISBN 5-02-002823-1

© Российская академиия наук, 2002
© Издательство "Наука",
(художественное оформление), 2002

ВВЕДЕНИЕ

Фундаментальными свойствами Земли, в том числе и ее верхней оболочки – земной коры, являются ее латеральная неоднородность и вертикальное расслоение [Пущаровский, 1998]. Латеральная неоднородность выражена в существовании земной коры трех типов: океанической, переходной и континентальной; вертикальное расслоение – в слоистом, оболочечном ее строении. Физическая природа этих слоев различна, их отличают вещественные (петро-геохимические) особенности. Консолидированная кора континентов делится в первом приближении на два слоя с различными физическими и петрохимическими свойствами – верхний, "гранитный" (гранитно-метаморфический, гранито-гнейсовый), и нижний, "базальтовый" (гранулит-базитовый). Именно наличие гранито-гнейсового слоя и близость к андезиту его средневзвешенного состава является главной особенностью континентальной коры [Добрецов, 1980]. В океанах же осадки лежат непосредственно на базитовом субстрате. В островных дугах, развивающихся на границе океан–континент, строение коры имеет переходный характер.

Решение проблемы формирования земной коры, и, прежде всего, формирования гранито-гнейсового слоя, является одним из важнейших направлений глобальных и региональных геологических исследований. Взгляды исследователей на эволюцию коры различаются, а механизмы преобразования ее вещества все еще остаются не вполне ясными. Причиной тому служат непреодолимые, на первый взгляд, противоречия между натурными наблюдениями в разных науках о Земле и белые пятна в их интерпретации. Существенное значение имеет и недостаточная изученность верхнекорового слоя континентов – сиаля.

Термин "сиаль" был предложен Э. Зюссом в конце XIX столетия для обозначения легких масс земной коры, в противоположность тяжелому фемическому субстрату ("симе"). Но в последующем возник термин "ультрасима", используемый для определения ультрамафических подкоровых масс. В связи с этим смысл понятий "сиаль" и "сима" видоизменился, и термин "сима" был закреплен за базальтовым слоем. Сиаль стал синонимом гранитно-метаморфического или гранитно-метаморфического в совокупности с осадочным слоев земной коры. Именно в этом смысле – как синоним гранитно-метаморфического слоя – термин "сиаль" и будет употребляться в данной работе. Сиалический слой представляет собой новообразование, сформированное на геологической стадии развития планеты и отражающее в особенностях своего строения специфику этой стадии [Синицин, 1972]. Значительный объем (по разным оценкам от 50 до 85% [Борукаев, 1985, 1996; Гаррелс, Маккензи, 1974; Ронов, 1980; Тейлор, Мак-Леннон, 1988; Хаин и др., 1982; Armstrong, 1981; Fife, 1978; и др.]) первичной сиалической коры сформирован в архее. В последующие эпохи происходит структурно-вещественная трансформация ее, а также наращивание гранитно-метаморфического слоя за счет возникновения

его новых объемов, т.е. процессы гранитизации или, несколько шире, – сиализации корового слоя.

Суть вещественной трансформации "первичной" коры – в преобразовании анортозитового [Никишин, 1989; Lowman, 1989] или анортозит-андезитового [Добрецов, 1980] корового слоя в кору анхигранитного состава; однако имеются данные и о преобразовании иных типов пород, в том числе основного состава, в породы гранитного ряда [Летников и др., 2000; Минц и др., 1996; Геохимическая..., 1993].

Понимание термина "гранитизация", сущности этого явления и его первопричин весьма различно. Процитируем Петрографический словарь [1963, с. 91]: «Одни исследователи считают, что гранитизация происходит под влиянием газовых или жидких растворов, исходящих из недр Земли; другие считают, что гранитизация является результатом ионной диффузии вещества в твердом состоянии. Коржинский (1952) рассматривает гранитизацию как инфильтрационное магматическое замещение, совершающееся под воздействием на горные породы потоков восходящих "сквозьмагматических" растворов. Афанасьев (1952) полагает, что гранитизация представляет собой процесс преобразования вмещающих пород в гранит под влиянием растворов и газовых эманаций, идущих от находящегося в глубинных условиях магматического очага, заполненного силикатным расплавом. Белоусов (1960) считает гранитизацию крайней степенью регионального метаморфизма...».

Точки зрения о флюидно-метасоматическом генезисе процесса гранитизации придерживается М.В. Минц [Минц и др., 1996]; проникновением гранитизирующих флюидов объясняет процесс гранитизации Ф.А. Летников [Летников и др., 1988]; А.А. Ярошевский [1986] объясняет гранитизацию пород гранулит-базитового слоя их метаморфизмом и метасоматической переработкой при участии метеорных вод и т.д. В то же время феноменологическая сущность процесса понимается достаточно однозначно: "...гранитизация – совокупность сложных процессов..., заключающихся в том, что различные горные породы (осадочные, изверженные или метаморфические) под влиянием ряда факторов изменяют свой состав и структуру и превращаются в граниты..." [Петрографический..., 1963, с. 91].

Но в конечном итоге возникает не чисто "гранитный", а "гранитно-метаморфический" слой, имеющий неоднородное, пятнистое, гетерогенное строение, т.е., по всей вероятности, правы те исследователи, которые считают, что главным "является не степень приближения состава пород к граниту, а общая петрогенетическая тенденция обогащения пород гранитофильными компонентами в данной части геологического пространства" [Кейльман, Паняк, 1979, с. 69], т.е. сиализация горных масс. И "...главной петрохимической тенденцией при гранитизации является дебазификация исходной породы..." [Летников, 2000]. Это относится и к породам базальтоидного ряда, а также производным от них осадочным породам, которые вошли или войдут в состав консолидированного гранитно-метаморфического слоя континентов. При этом большое значение приобретают также процессы метаморфизма, в результате которых происходит замещение исходных минеральных ассоциаций метаморфическими и, как следствие, повышение степени кристалличности пород. Эти явления в совокупности приводят к изменению не только вещественного состава, но и реологии породных масс, которая, как мы увидим, является одним из определяющих признаков консолидации корового слоя.

Нельзя не упомянуть еще об одном следствии гранитизации, имеющем непосредственное отношение к рассматриваемому вопросу. Процессы гранитизации во многих случаях имеют биметасоматическую природу: в результате реакций обмена между двумя различными типами пород происходит их взаимное объемное замещение. При этом, по данным Ф.П. Летникова [Летников и др., 1988], процесс может идти с уменьшением или увеличением объема пород, в зависимости от их

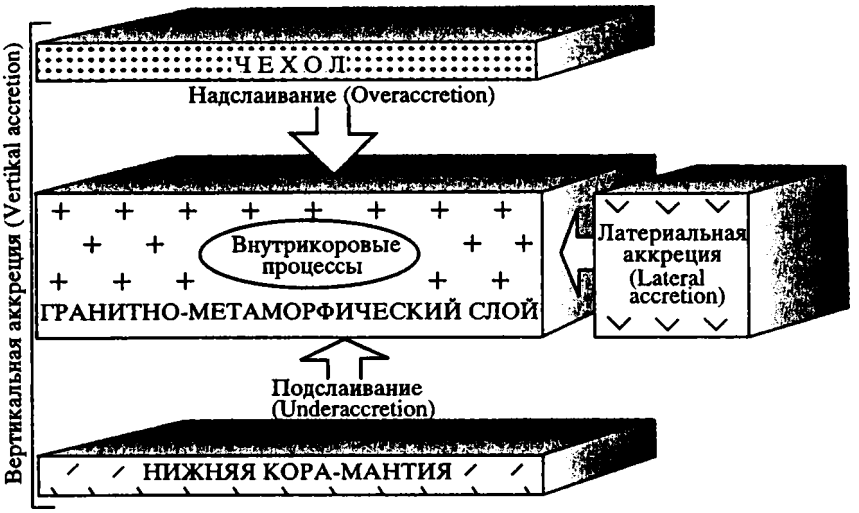


Рис. В.1. Схема аккретирования корового слоя континентов

исходного состава. В частности, когда гранитизация развивается по ультраосновным и основным породам, величина прироста объемов весьма существенна и составляет: в случае дунитов в пределах 36%, пироксеновых пород – около 22%, базальтов – порядка 6%. Таким образом, "... процесс гранитизации магматических пород основного состава ... приводит к снижению плотности вновь образованного субстрата и идет с приращением объема" [Летников и др., 1988, с. 260].

Формирование новых объемов гранитно-метаморфического слоя, изменение его мощности и внутренних свойств связано с эндогенными и экзогенными факторами (седиментационными, магматическими, структурно-метаморфическими), в результате которых происходит [Борукаев, 1996; Синицин, 1972; Lowman, 1989]: *а*) латеральное причленение новых порций сиалического материала, или "латеральная аккреция" (lateral accretion), и(или) *б*) вертикальное наращивание сиалического слоя, или "вертикальная аккреция" (vertical accretion) (рис. В.1). Последняя осуществляется за счет: подслаивания снизу (underplating, underaccretion); надслаивания сверху (overplating, overaccretion) и внутрикоровых процессов (intraplating, intraaccretion). Явление латеральной ("аллохтонной") аккреции интенсивно изучается в рамках парадигмы тектоники плит, и здесь достигнуты большие успехи. Меньше внимания уделяется "автохтонным", не зависимым напрямую от латеральных перемещений литосферных плит, механизмам структурно-вещественной трансформации горных масс и вертикальному аккретированию консолидированной коры.

Исследования в этом направлении связаны с идеями о тектонической расслоенности литосферы, которые зародились и разрабатывались в Геологическом институте РАН. Было сформулировано представление о вертикальной аккреции как об увеличении мощности коры за счет тектонического совмещения литопластин земной коры [Соколов, 1992], был обоснован тезис об М-инфильтрации флюидов, как факторе кратонизации коры [Яковлев, 1999], предложено рассматривать вертикальную аккрецию в качестве фундаментального явления в эволюции корового слоя Земли [Леонов и др., 2000]. И в этой книге акцент сделан на рассмотрение процессов именно вертикального аккретирования корового слоя.

Формирование гранитно-метаморфического слоя – процесс сложный, многофакторный и неоднозначный. Возможны различные подходы к изучению проблемы

ТРИ ПОДХОДА К РАССМОТРЕНИЮ ПРОБЛЕМЫ

По типам процесса	По типам геодинамических обстановок	По типам оболочек земной коры
Осадочный процесс как фактор вертикальной аккреции Вторичные низкотемпературные вещественные преобразования и их роль в процессе вертикальной аккреции Магматизм как фактор вертикальной аккреции Биогенные процессы как фактор вертикальной аккреции Изотопно-геохронологический критерий вертикальной аккреции	Процессы вертикальной аккреции корового слоя: а) молодых и древних платформ б) подвижных поясов в) переходных зон океан–континент г) коры современных океанов и палеоокеанов	Гидро-, атмосферная и литосферная оболочки и их взаимодействие в процессе вертикальной аккреции Осадочный чехол континентов и океанов и процессы вертикальной аккреции Гранитно-метаморфический слой и процессы вертикальной аккреции Нижняя кора и мантия и их взаимодействие в процессе вертикальной аккреции

Рис. В.2. Схема, отражающая различные подходы к рассмотрению явления вертикальной аккреции корового слоя

вертикального аккретирования корового слоя (рис. В.2): по типам процесса, по типам геодинамических обстановок, по типам оболочек и т.д. Однако в контексте рассматриваемой проблемы наименее исследованными и, следовательно, наиболее интересными представляются процессы, протекающие на границах различных слоев земной коры и отражающие их взаимодействие, а также процессы на контакте корового слоя с атмосферной и гидросферной оболочками и с верхней мантией. В соответствии с таким подходом вертикальная аккреция – это прогрессивное наращивание консолидированной коры и (или) изменение ее внутренних свойств в сторону кратонизации (сиализации, гранитизации) под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие различных оболочек Земли (рис. В.3).

Явления вертикальной аккреции описаны в книге “по типам процессов”, но рубрикация эта весьма условна и не отражает всей многоплановости и многофакторности процесса – просто так было удобнее. Нахождение той или иной главы в определенном разделе монографии определяется акцентом в рассмотрении проблемы. При этом в каждой главе отражена главная направленность исследования, а

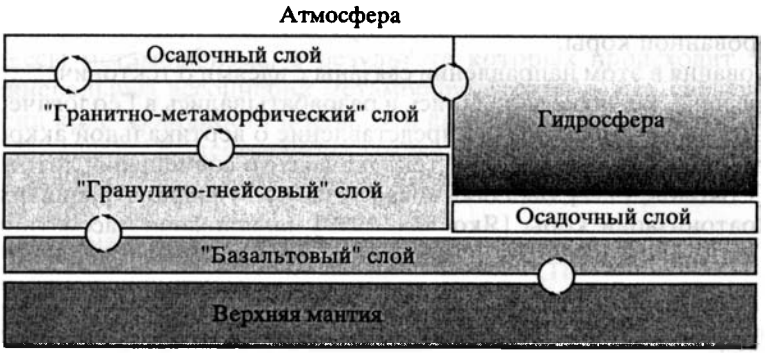


Рис. В.3. Схема вещественных оболочек – земной коры, гидросферы и атмосферы

именно, – выявление механизмов и результатов взаимодействия различных оболочек земной коры.

Мнения авторов различных разделов не всегда полностью совпадают. Существуют и разногласия, иногда довольно существенные. Различны точки зрения на природу гранитизирующих флюидов; по-разному понимается природа первичной сиалической коры и особенно – время становления ее основной массы; расходятся представления о роли субдукционного и аккреционного процессов в формировании континентальной коры и т.д. Но разногласия эти (как мы увидим в дальнейшем) в рамках разрабатываемой парадигмы о взаимодействии земных оболочек не имеют решающего значения. Как нам представляется, они отражают общее состояние проблемы (ее явно недостаточную проработанность), сложность и многокомпонентность процессов становления земной коры и заставляют задуматься о путях дальнейшей разработки проблемы. Некоторые дополнительные соображения относительно понятия "вертикальная аккреция" и различных аспектов изучения этого явления содержатся в конкретных главах этой книги.

Предлагаемая работа не является монографическим описанием всего комплекса явлений, связанных как с гранитизацией (работы Д.С. Коржинского, Ф.А. Летникова, М.И. Кузьмина, В.А. Жарикова, Дж. Пирса, Б. Чеппела и А. Уайта, Л.В. Таусона, книга "Геохимическая эволюция..." и многие другие), так и с вертикальной аккрецией корового слоя во всем многообразии этого явления. Объясняется это, с одной стороны, необъятностью проблемы и относительной новизной постановки вопроса и, с другой стороны – использованием лишь материалов и опыта, накопленных в Геологическом институте РАН и отражающих специфику исследований Института. Цель данной книги – на конкретных примерах показать геологическое выражение и роль некоторых процессов структурно-вещественной трансформации горных масс корового слоя континентов и океанов, отражающих "вертикальное" взаимодействие оболочек Земли.

Работа выполнена по межлабораторной программе Геологического института РАН "Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы" (руководитель М.Г. Леонов) и отражает основные результаты исследований. Сбор материала для разделов монографии, его обобщение и подготовка рукописи осуществлены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований: гранты 93-05-9125, 95-05-14908, 96-05-64412; 97-05-6463, 98-05-64856, 98-05-64532, 99-05-64800, 99-05-65462, 99-05-65642, 99-05-65366, 00-05-64014, 01-05-64469. Авторы искренне благодарны академикам А.Л. Книппери, Ю.М. Пущаровскому, М.А. Семихатову, сотрудникам Геологического института Ю.А. Воложу, В.Г. Ганелину, А.В. Лукьянову, А.А.Моссаковскому, А.С. Перфильеву. С.В. Руженцеву, Г.Н. Савельевой, А.Е. Шлезингеру, а также профессору МГУ А.А. Ярошевскому за участие в обсуждении проблемы и ценные советы и дополнения, которые способствовали проведению исследования и написанию этой книги. Авторы выражают также искреннюю признательность всем, кто способствовал сбору и обработке материала по конкретным разделам монографии – их фамилии приведены в соответствующих разделах.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

СЕДИМЕНТАЦИОННО-ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЙ И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЙ ФАКТОРЫ ВЕРТИКАЛЬНОЙ АККРЕЦИИ

Глава 1.1

ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ИСТОЧНИК МАТЕРИАЛА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Как было показано во введении, проблема генезиса континентальной коры, характеризующейся широким распространением кислых магматических и метаморфических пород остается весьма актуальной и в настоящее время. Одно из господствующих представлений о происхождении материала континентальной коры, связано с отделением кислых дериватов от исходного вещества верхней мантии; при этом такие особенности валового химического состава континентальной коры, как повышенное содержание кремнезема и литофильных элементов с ионами большого радиуса, повышенные концентрации редкоземельных, в первую очередь легких, элементов и некоторые другие черты связывались с развитием процессов магматической дифференциации: кристаллизационного фракционирования, частичного плавления, ликвации, анатексиса (палингенеза), гранитизации, ассимиляции и замещения основными магмами кислых пород уже сформированной континентальной коры.

Важный вклад в обоснование указанных процессов внесли российские исследователи А.П. Виноградов, А.Б. Ронов, В.С. Соболев, Д.С. Коржинский, Н.Л. Добрецов, А.А. Маракушев, В.И. Жариков, В.П. Петров, В.С. Попов. Каждый из них в своих работах выделял в качестве главных один-два процесса, высказывая серьезные замечания в отношении других. Главным из них обычно признается дефицит кремнезема и некоторых литофильных элементов (например, калия) в мантии и невозможность в силу этого продуцировать ею столь значительные объемы кислого материала континентальной коры.

Ныне признается существование двух этапов формирования континентальной коры. В ходе первого при плавлении протопланетного вещества была сформирована первичная кора, отвечавшая по составу андезитам или базальтам. В ходе второго она подверглась интенсивным преобразованиям и в ходе последовательной дифференциации вещества, особенно интенсивной в интервале 2200–1800 млн лет, когда был образован основной объем пород гранитно-метаморфической оболочки. По мнению Н.Л. Добрецова [1980], важную роль в развитии такой дифференциации играли процессы анатексиса, захватившие не только магматические, но также и сформированные к этому времени осадочные породы.

Существуют также альтернативные гипотезы формирования кислого материала континентальной коры, не связанные непосредственно с магматической дифференциацией. Так, В.И. Вернадский [1987], например, считал, что слагающие земную кору стратисфера, метаморфическая и гранитная оболочки мощностью в несколько десятков километров, являются фрагментами былых биосфер, находившихся некогда на поверхности Земли и погруженных затем в ее недра в результа-

те тектонических процессов. П.Н. Кропоткин [1940] пришел к выводу об образовании гранитной магмы в результате анатексиса и чистичного плавления метаморфизованных осадков, погруженных на большую глубину в недрах Земли. Развитию этих процессов способствовали тангенциальные напряжения.

Н.В. Фролова [1962], рассматривая генезис архейских гранитно-метаморфических комплексов Восточной Сибири, сделала вывод, что они являются продуктами метаморфизма и ультраметаморфизма осадочных образований. Последние формировались при интенсивном выветривании основных пород древней земной коры в условиях высокой влажности и повышенных температур, существовавших тогда на поверхности Земли. Метаморфические породы, в первую очередь глинистые сланцы, образованные за счет осадочных комплексов, характеризуются более низким содержанием кремнезема и щелочей и более высоким, чем граниты, – глинозема, железа и магния. Предполагается, что преобразование первых во вторые происходило в открытых системах с привносом одних элементов и выносом других. Развитию ультраметаморфических преобразований способствовали высокий геотермический градиент, характерный для того времени, и проникновение в метаморфические толщи интрузий основных пород.

Важную роль в формировании континентальной коры отводит терригенным отложениям А.В. Синицин [1972]. По его представлениям, осадочная и гранитно-метаморфическая оболочки этого типа коры возникли в результате действия экзогенных и эндогенных факторов. В ходе проявления экзогенных процессов (денудации, седиментогенеза) первичная земная кора испытала дезинтеграцию, частичное растворение, химическую дифференциацию вещества, дав начало осадочным отложениям, обогащенным водой, газами, а позднее – и органическим веществом. Появление осадков приходится на время $3{,}5 \cdot 10^9$ лет назад, однако вскоре они были преобразованы в гнейсы, кристаллические сланцы, граниты. Формирование устойчивого осадочного слоя относится к позднему архею ($2{,}5 \cdot 10^9$ лет). С накоплением мощного комплекса осадков в нем начинают широко развиваться эндогенные процессы: метаморфизм, селективное плавление и гранитообразование. Они протекали на фоне масштабного перераспределения элементов в ходе диффузии и фильтрации.

Группа исследователей, руководимая А.В. Пейве, при рассмотрении истории тектонического развития северной Евразии выделила автохтонный тип континентальной коры, в формировании которой важную роль играло преобразование терригенных отложений [Пейве и др., 1980].

Изложенные данные показывают, что представления о генезисе материала континентальной коры в ходе процессов магматической дифференциации разрабатывались и разрабатываются многими крупными исследователями. Тогда как существовавшие параллельно с ними взгляды о происхождении такого материала в результате проявления осадочной дифференциации имеют весьма ограниченное число сторонников, хотя в настоящее время накоплен большой материал, подтверждающий правомерность таких взглядов.

Особенности строения и состава континентальной коры

В соответствии с современными представлениями, в составе континентальной коры выделяются осадочный, гранитно-метаморфический и гранулит-базитовый слои (оболочки). В настоящее время накоплен большой материал, характеризующий строение и состав двух верхних слоев континентальной коры, позволяющий оценить соотношение в них различных типов пород, особенности их химического

состава и средний химический состав каждого из слоев. В российской геологической литературе эти материалы систематизированы с большой полнотой А.Б. Роновым и соавторами [1990]. Именно они использованы в настоящей работе при рассмотрении строения и состава всех трех оболочек континентальной коры.

Осадочная оболочка. Составляет 11,3% массы континентальной коры. Ее средняя мощность в пределах континентов оценивается в 5,1 км, а в пределах континентальных окраин – 3,9 км. Однако во многих структурах континентов и их окраин она достигает 10 км и более. В состав оболочки входят пески, песчаники, алевролиты, глины, аргиллиты, глинистые сланцы, карбонатные и кремнистые породы, соли, гипсы, ангидриты, вулканические породы. Суммарная масса этих типов пород приведена в табл. 1.1.1. Основную роль в составе оболочки играют терригенные отложения (65,4% массы), включающие пески и песчаники (21,5%) и глинистые породы (43,91%). Существенно меньшее значение имеют карбонаты (16,3% массы) и вулканические породы (15,5 % массы). На долю кремнистых пород и эвапоритов (солей, гипсов, ангидритов) приходится от 1,1 до 1,5% на каждый.

Приведенные в табл. 1.1.1 данные о среднем содержании в породах ряда главных компонентов показывают, что терригенные породы в целом, как и отдельные их типы, значительно отличаются от осадочной оболочки и осадочной толщи, взятых в целом. Особенно явно это проявляется на примере SiO_2 и CaO. Среднее содержание первого в терригенных породах составляет 61%, а второго – 3,41%, в осадочной оболочке в целом оно равно соответственно 51,82 и 9,93%, а в осадочной толще (исключая эффузивы) – 51,26 и 10,24%. Эта особенность определяется наличием в осадочной оболочке значительного количества карбонатных пород (известняков, доломитов), характеризующихся низким содержанием SiO_2 и высоким – CaO.

Соотношение песчаных и глинистых пород среди терригенных отложений конкретных районов варьирует в широком диапазоне: от резкого преобладания первых до преобладания вторых, что контролируется тектоническими и ландшафтными условиями областей седиментации.

Различные минерально-петрографические типы терригенных пород существенно различаются по химическому составу. Так, песчаники и алевролиты вулканомиктовых граувакк по соотношению главных элементов весьма близки средним и основным эффузивам, за счет размыва которых они образовались, а аркозовые песчаники – гранитоидам. Мономинеральные кварцевые песчаники и алевролиты, где содержание кварца превышает 90%, практически тождественны кварцу. Олигомиктовые разности этих пород по содержанию кремнезема занимают промежуточное положение между аркозами и мономинеральными кварцевыми песчаниками.

Глинистые породы, ассоциированные с каждым из указанных типов песчаных и алевритовых пород, также различаются по химическому составу. В них в ряду от вулканомиктовых граувакк к мономинеральным кварцевым песчаникам последовательно возрастает содержание SiO_2 и снижается содержание MgO, Fe_2O_3 и FeO. Поведение других главных компонентов имеет более сложный характер.

По данным А.Б. Ронова и др. [1990], содержание SiO_2 максимально в песчаниках платформ, а в глинистых породах платформ оно несколько ниже, чем в геосинклиналях, но выше, чем в орогенных зонах. Содержание K_2O наиболее высоко в песчаниках и глинистых сланцах платформ. Наоборот, платформы по содержанию MgO, Na_2O, Fe_2O_3, FeO в обоих типах пород значительно уступают геосинклиналям и орогенным зонам. Содержание Al_2O_3 в песчаниках платформ ниже, чем в этих породах геосинклиналей и орогенных зон, а в глинистых породах оно ниже, чем в геосинклиналях, но выше, чем в орогенных зонах.

Гранитно-метаморфическая оболочка. Она составляет 36,4% массы континентальной коры, имея среднюю мощность 14 км [Ронов и др., 1990]. Слагающие ее породы выходят на поверхность в пределах щитов, поэтому сведения об ее составе

Таблица 1.1.1. Масса, химический состав континентальной коры, ее оболочек и различных типов слагающих их пород (по: [Ронов и др., 1990])

Оболочка в целом и главные типы пород в ней	Масса		Окислы главных элементов									
	$n \cdot 10^{24}$, г	%	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	$Fe_2O_{3(вал)}$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Осадочная оболочка												
Оболочка в целом	2,52	100/11,3*	51,82	0,659	12,89	2,50	2,91	5,70	3,32	9,93	1,96	2,23
Осадочная толща, исключая вулканические породы	2,12	84,13	51,26	0,624	12,20	2,34	2,40	4,98	3,04	10,24	1,76	2,39
Пески и песчаники	0,543	21,55	67,62	0,587	11,32	2,02	2,33	4,58	1,86	3,98	1,87	2,12
Глины и глинистые сланцы	1,106	43,89	57,85	0,844	16,83	3,10	3,30	6,73	2,75	3,09	1,37	3,30
Пески и песчаники, глины и глинистые сланцы	1,649	65,44	61,0	0,760	15,01	2,74	2,98	6,02	2,46	3,41	1,53	2,91
Карбонаты	0,410	16,27	12,73	0,132	2,25	0,85	0,72	1,64	5,73	38,55	0,30	0,55
Вулканические породы	0,319	15,51	54,55	0,868	16,72	3,37	5,21	8,89	4,86	8,30	3,01	1,38
Гранитно-метаморфическая оболочка												
Оболочка в целом	8,12	100/36,4*	63,81	0,531	19,92	1,75	3,68	5,8	2,83	4,08	3,02	2,84
Гранитоиды и гранито-гнейсы	3,70	45,6	66,73	0,452	15,48	1,71	2,49	4,45	1,79	2,89	3,58	3,58
Метапесчаники	0,31	3,8	72,82	0,491	10,12	1,17	3,44	4,95	2,21	2,49	2,09	2,37
Парагнейсы и кристаллические сланцы	3,25	40,0	63,32	0,580	15,45	1,51	4,32	6,26	3,0	3,83	2,69	2,49
Метапесчаники + парагнейсы и кристаллические сланцы	3,56	43,8	64,14	0,572	14,98	1,480	4,24	6,15	2,93	3,71	2,64	2,48
Гранулит-базитовая оболочка												
По: [Ронов и др., 1990]	11,68	100/52,3*	48,69	1,12	17,74	–	10,81	–	6,70	11,69	2,71	0,07
По: [Лутц,1980]	–	–	58,8	0,8	16,2	–	7,4	–	5,3	6,1	3,2	2,0
По: [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]	–	–	54,4	1,0	16,1	–	10,6	–	6,3	8,5	2,8	0,33
Континентальная кора в целом	22,31	100	54,55	0,855	16,17	0,92	7,32	8,97	4,91	8,72	2,74	1,32

* В числителе – процент от соответствующей оболочки, в знаменателе – от континентальной коры.

вполне представительны. Основную роль в ней играют гранитоиды (граниты, гранодиориты, диориты, мигматиты) и гранито-гнейсы, составляющие 45,6% массы. Метаморфические породы (парагнейсы, кристаллические сланцы, метапесчаники) составляют 43,8% массы (см. табл. 1.1.1). Около 4% массы составляют амфиболиты и метаморфизованные основные эффузивы, ~ 2% – габброиды; доли процента приходятся на ультраосновные породы, сиениты и нефелиновые сиениты, метаморфизованные кислые эффузивы, карбонатные и железистые породы.

Таким образом, почти 90% массы гранитно-метаморфической оболочки составляют две группы пород – гранодиориты и гранито-гнейсы, с одной стороны, парагнейсы, кристаллические сланцы, метакварциты – с другой. Первая группа пород, рассматриваемая как магматические образования, несколько преобладает над второй, хотя разница не превышает 2–3%. Метаморфические породы, входящие во вторую группу, представляют собой метаморфизованные терригенные отложения, что свидетельствует о важном значении их как источника вещества для этой оболочки. В последнее время признается, что часть гранитов (высокоглиноземистые граниты S-типа) образовалась непосредственно за счет преобразования терригенных отложений [White, Chappel, 1988]. Допускается, что последние играли определенную роль в формировании некоторых других типов гранитоидов [Попов, 1987]. Это дает основание говорить об еще более высокой роли терригенных отложений в составе гранитно-метаморфического слоя.

Данные о среднем содержании окислов главных химических элементов в преобладающих типах пород и всей гранитно-метаморфической оболочки в целом приведены в табл. 1.1.1. Они показывают, что она по своему составу близка к гранодиориту. При этом входящие в нее магматические породы весьма близки метаморфическим по содержанию SiO_2 и Al_2O_3, но отличаются от них повышенным содержанием Na_2O и K_2O при пониженном содержании остальных окислов.

Гранулит-базитовая оболочка. Ее породы недоступны для непосредственного изучения, поэтому представления об ее валовом химическом составе, мощности и слагающих типах пород во многом гипотетичны. По различным оценкам, она по валовому химическому составу близка андезитам или базальтам (см. табл. 1.1.1). Средняя мощность оболочки 19 км, а масса – $11{,}68 \cdot 10^{24}$ г [Ронов и др., 1990]. По аналогии с древними метаморфическими комплексами щитов на континентах допускается, что оболочка сложена преимущественно такими породами, как гранулиты, эклогиты, амфиболиты, степень метаморфизма которых отвечает гранулитовой фации. Химический состав оболочки, по представлениям различных исследователей, приведен в табл. 1.1.1.

Таким образом, в соответствии с расчетами А.Б. Ронова и соавторов [1990], осадочная и гранитно-метаморфическая оболочки, вместе взятые, слагают 47,7% массы континентальной коры Земли. Осадочная оболочка и входящие в нее терригенные отложения составляют соответственно ~31 и 20% массы гранитно-метаморфической оболочки.

В осадочной оболочке преобладающими типами пород являются терригенные осадки, составляющие примерно две трети ее массы. Весьма значительна роль метаморфизованных терригенных образований (метапесчаников, парагнейсов и кристаллических сланцев) в составе гранитно-метаморфической оболочки – 43,8%. Поскольку определенная часть гранитоидов, как сейчас доказано, образовалась за счет первично терригенных пород, эта цифра должна быть увеличена. Таким образом, терригенные отложения в составе двух верхних оболочек играют значительную и, возможно, преобладающую роль.

Для выявления черт сходства и различия осадочной и гранитно-метаморфической оболочек в целом, а также главных типов слагающих их пород были рассчитаны отношения окислов главных породообразующих элементов (табл. 1.1.2). Приведенные

Таблица 1.1.2. Отношения окислов петрогенных элементов в породах осадочной и гранитно-метаморфической оболочек континентальной коры (рассчитаны по материалам: [Ронов и др., 1990])

Сопоставляемые комплексы пород	Отношения (R) содержаний окислов в сопоставляемых комплексах пород								Сходство по числу окислов
	R_{SiO_2}	R_{TiO_2}	$R_{Al_2O_3}$	$R_{Fe_2O_{3(вал)}}$	R_{MgO}	R_{CaO}	R_{Na_2O}	R_{K_2O}	
Осадочная оболочка / гранитно-метаморфическая оболочка	0,8121	1,241	0,647	0,481	1,174	2,444	0,649	0,785	0
Терригенные породы / гранитоиды, гранито-гнейсы и метаморфические породы	0,92	1,49	1,01	0,96	1,05	0,827	0,649	0,605	4
Терригенные породы / метаморфические породы	0,951	1,33	1,002	0,979	0,84	0,919	0,58	1,17	4
Терригенные породы / гранитоиды и гранито-гнейсы	0,914	1,681	0,97	1,352	1,374	1,18	0,42	0,812	2
Глины и глинистые сланцы / метаморфические породы	0,914	1,407	1,08	1,075	1,093	0,809	0,509	1,32	4
Глины и глинистые сланцы / гранитоиды и гранито-гнейсы	0,867	1,867	1,087	1,512	1,536	1,069	0,383	0,922	3
Пески и песчаники / метаморфические породы	1,054	1,026	0,756	0,745	0,635	1,072	0,708	0,85	3
Пески и песчаники / гранитоиды, гранито-гнейсы	1,01	1,3	0,731	1,03	1,04	1,377	0,522	0,592	3
Пески и песчаники / глины, глинистые сланцы	1,169	0,692	0,672	0,680	0,676	1,288	1,365	0,642	0
Гранитоиды, гранито-гнейсы / метаморфические породы	1,054	0,745	1,02	0,711	0,597	0,755	1,315	1,438	2
Сходство по числу отношений	7	1	6	4	3	3	0	1	

Примечание. Подчеркнуты отношения, близкие к 1.

в таблице данные свидетельствуют, что осадочная оболочка по сравнению с гранитно-метаморфической содержит меньше SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3(вал), Na_2O и K_2O (отношения каждого из окислов < 1) и больше – TiO_2, MgO и CaO (отношения окислов больше 1).

Терригенные породы осадочной оболочки близки к гранитам, гранито-гнейсам и метаморфическим породам гранитно-метаморфической оболочки по содержанию SiO_2, Al_2O_3, реже – Fe_2O_3 (вал), MgO, CaO (отношение этих окислов близко к 1), но они содержат обычно больше TiO_2 и меньше – Na_2O и K_2O. Те же терригенные породы близки метаморфическим породам по содержанию SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 и CaO, а гранитоидам и гранито-гнейсам – по содержанию SiO_2 и Al_2O_3. Глины и глинистые сланцы весьма сходны с метаморфическими породами в целом по содержанию SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 (вал), MgO, а с гранитоидами и гранито-гнейсами – по содержанию Al_2O_3, CaO и K_2O. Пески и песчаники близки к метаморфическим породам по содержанию SiO_2, TiO_2, CaO, а к гранитоидам и гранито-гнейсам – по содержанию SiO_2, Fe_2O_3, MgO. В гранитно-метаморфической оболочке гранитоиды и гранито-гнейсы близки по содержанию SiO_2 и Al_2O_3 метаморфическим парапородам, а в осадочной оболочке пески и песчаники отличаются от глин и глинистых сланцев по содержанию окислов всех главных породообразующих элементов.

Приведенные данные о строении и составе пород континентальной коры показывают, что осадочная и гранитно-метаморфическая оболочки лишь немногим уступают предполагаемой массе гранулит-базитовой оболочки. В осадочной оболочке главенствуют терригенные отложения, составляющие примерно две трети ее массы. Значительна роль измененных терригенных пород в составе гранитно-метаморфической оболочки, где их масса составляет более половины массы последней.

Терригенные отложения по ряду особенностей химического состава обнаруживают определенное сходство с преобладающими в гранитно-метаморфической оболочке метаморфическими парапородами, гранитоидами и гранито-гнейсами. Оно проявляется наиболее часто в содержании SiO_2 и Al_2O_3, несколько реже – в содержании Fe_2O_3(вал), MgO и CaO и еще реже – в содержании TiO_2 и K_2O. По содержанию TiO_2 песчаные породы близки метаморфическим породам, а по содержанию K_2O глинистые разности близки гранитоидам и гранито-гнейсам. Содержание Na_2O в терригенных породах всегда ниже, чем в породах гранитно-метаморфической оболочки.

Дифференциация элементов при выветривании пород питающих провинций, переносе и аккумуляции терригенного материала

Формирование терригенных отложений включает выветривание пород питающих провинций на континентах, перенос возникшего при этом материала и его накопление в областях седиментации. Характеристике развивающихся при этом процессов посвящено большое число работ. В общей и достаточно полной форме они систематизированы Н.М. Страховым [1962], А.И. Перельманом [1979], А.П. Лисицыным [1978], Р. Гаррелсом и Ф. Маккензи [1974].

Химическое и физическое выветривание пород питающих провинций составляет начальный этап формирования терригенных отложений. Химическое выветривание выражается в разложении минералов и пород, в растворении водой слагающих их компонентов и выносе растворенных элементов из зоны выветривания. Основная масса растворенных веществ поступает в реки, а затем в бассейны седиментации.

Установлены значительные различия в подвижности химических элементов, включая породообразующие, редкие и редкоземельные [Балашов, 1976; Лисицына, 1975; Перельман, 1979; Ронов и др., 1990]. Среди наиболее распространенных и геологически важных элементов, слагающих силикаты и алюмосиликаты, – Na, Ca, Mg, K, Al, Si, Fe. Наиболее подвижны и легко мигрируют в водных растворах Na, Ca, Mg, малоподвижны и имеют тенденцию к обогащению остаточных продуктов выветривания Al, Si, K, Ti. Железо, обладающее переменной валентностью, подвижно в восстановительной среде и малоподвижно в окислительной и сероводородной средах. Важное значение для миграции этого элемента имеет его способность образовывать растворимые в воде металлоорганические соединения, а также сорбироваться на поверхности глинистых частиц в форме гидроокислов.

Важным проявлением различий в геохимической подвижности элементов в ходе выветривания является неодинаковая устойчивость минералов и пород к действию химического выветривания. В соответствии с давно установленной схемой, наименее устойчивы богатые Mg, Na, Fe, Ca темноцветные минералы: оливин, пироксены, амфиболы. Среди полевых шпатов низкая устойчивость характерна для богатых Ca основных и средних плагиоклазов, тогда как кислые плагиоклазы и особенно калиевые полевые шпаты более устойчивы. Малоустойчив к процессам выветривания биотит, содержащий Mg, Fe в кристаллической решетке, тогда как мусковит, где эти элементы отсутствуют, значительно более устойчив.

Среди различных типов пород наиболее интенсивному выветриванию подвергаются основные и средние магматические породы, а также близкие им по составу метаморфические разности. Среди терригенных пород легко выветриваются вулканомиктовые граувакки, богатые обломками основных и средних эффузивов. Так, основные и средние эффузивы (как и их интрузивные аналоги) способны выдержать лишь один цикл выветривания, переноса и накопления, полностью разрушаясь в ходе второго. Кислые эффузивы, содержащие более значительные количества Si и K и более низкие – Mg, Ca, Fe, чем основные и средние, значительно более устойчивы к выветриванию. В областях экваториального гумидного климата при выветривании кислых и основных магматических пород Si оказывается высокоподвижным, сравниваясь с Na, Ca, Mg [Лисицына, 1975].

В группе редкоземельных элементов (РЗЭ) повышенной подвижностью при выветривании и соответственно повышенной растворимостью в грунтовых водах характеризуются более тяжелые элементы относительно более легких. Вследствие этого остаточные продукты выветривания обогащены ЛРЗЭ по сравнению с исходными породами. Происходит также некоторое обогащение таких продуктов суммой РЗЭ [Балашов, 1976; Duddy, 1980].

Масштабы выноса растворенных веществ изменяются от одной климатической зоны к другой. По оценке Н.А. Лисицыной [1975], в умеренной гумидной зоне в ходе химического выветривания в растворенном виде удаляется до 48% от массы выветриваемых пород, в семиаридной – 17–23% и в тропической гумидной – от 50 до 68%. В холодной (ледовой) и аридной зонах такой вынос не превышает нескольких процентов. Соотношение элементов, выносимых из пород в растворенном виде при химическом выветривании, неодинаково для различных климатических зон. В умеренной гумидной зоне Na, K, Mg, Ca составляют 23%, Si – 46%, и Al, Fe, Ti – 31% всего растворенного материала, а в тропической гумидной – от 38–54; 35–82 и 0–14% соответственно.

Физическое выветривание, протекающее параллельно с химическим, выражается в дезинтеграции пород, в той или иной степени затронутых химическим выветриванием. Соответственно этому на пути миграции поступает материал, обогащенный по сравнению с исходными породами устойчивыми элементами и обедненный подвижными. Основными агентами транспортировки терригенного материала

в области седиментации являются реки. Переносимый ими материал включает растворимую, взвешенную и влекомую формы.

Ежегодный суммарный вынос реками растворенных соединений, по оценке Р.М. Гаррелса и Ф. Маккензи [1974], составляет $3,9 \cdot 10^{15}$ г, еще примерно $0,4 \cdot 10^{15}$ г поступает с подземными водами, разгружающимися, помимо рек, непосредственно в океан. По расчетам В.П. Зверева [1999], суммарный вынос реками растворенных веществ в океан несколько выше и составляет $5,9 \cdot 10^{15}$ г. Речная вода характеризуется в среднем следующими содержаниями растворенных веществ ($n \cdot 10^{-4}$ г/л): Ca – 4,88; SiO_2 – 4,26; $C_{орг}$ – 3,2; Na^+ – 2,07; Mg^{2+} – 1,33; K^+ – 0,74; Fe^{2+} – 0,223; Al – 0,003 [Лисицын, 1978]. Соотношение этих элементов в речной воде согласуется с их подвижностью и кларковым содержанием в породах континентального блока Земли.

Появившиеся в последние десятилетия данные о редкоземельных элементах в речных водах свидетельствуют об их низком содержании в форме истинных растворов и значительно большем – в форме коллоидных растворов, где они стабилизированы органическим веществом речных вод [Elderfield et al., 1990; Goldstein, Jacobson, 1989]. Распределение элементов, нормированных по глинистому сланцу (NASC), указывает на обогащение таких растворов тяжелыми элементами (относительно легких), что хорошо согласуется с поведением РЗЭ при выветривании исходных пород. Коллоидная форма растворенных РЗЭ обнаруживает значительное сходство со сланцами по соотношению тяжелых и легких элементов и некоторое обогащение промежуточными.

Некоторая часть терригенного материала, возникающего при выветривании, аккумулируется в пределах континентов, выполняя разнообразные впадины, прогибы, рифты, авлакогены и т.д., но основная масса поступает в Мировой океан. По оценке А.П. Лисицына [1978], она составляет $25,1 \cdot 10^{15}$ г. Главная ее часть представлена пелитовой фракцией (< 0,01 мм) – $16,84 \cdot 10^{15}$ г (или 67% общей массы), на долю песчано-алевритовой фракции (1,0–0,01 мм) приходится $6,62 \cdot 10^{15}$ г (26,4% общей массы) и более грубой (> 1 мм) – $1,65 \cdot 10^{15}$ г (6,6% общей массы). Наибольшая часть терригенного материала переносится во взвешенном состоянии ($18,53 \cdot 10^{15}$ г или 73,8%), включающем не только глинистую, но также часть алевритовой фракции.

По оценке А.П. Лисицына [1978], основная масса терригенного материала поставляется реками в океаны из экваториальной гумидной зоны (76%), из умеренной гумидной зоны поступает 12% и из ледовой и аридной – по 6%. По данным этого исследователя, минеральный состав терригенного материала, мобилизуемого реками в различных климатических зонах континентов, существенно различен. Среди обломочных минералов, поступающих из ледовой зоны, слабоизмененные полевые шпаты преобладают над кварцем, присутствует заметная примесь неизмененных обломков пород. Для пелитовой фракции наиболее характерны хлорит, гидрослюда, смектит. В умеренной гумидной зоне в кластогенной фракции кварц преобладает над полевыми шпатами, обычно заметно измененными выветриванием, присутствуют также измененные обломки пород. Пелитовой фракции в холодной части зоны свойственны хлорит, гидрослюда, смектит, а для теплой характерен смектит, смешанослойные фазы.

Аридная зона продуцирует в обломочной фракции фрагменты неизмененных пород, мало измененные полевые шпаты, гипс, ангидрит, доломит, а в пелитовой фракции – иллит, палыгорскит, сепиолит, кварц, полевые шпаты. Из экваториальной гумидной зоны реки поставляют кварц, резко преобладающий в кластогенной фракции над сильно выветрелыми полевыми шпатами, и устойчивые к химическому выветриванию акцессорные минералы: магнетит, циркон, ставролит, турмалин и др. Пелитовая фракция в реках этой зоны пред-

ставлена каолинитом, смектитом, гиббситом, гематитом, гетитом, смешанослойными фазами.

Терригенный материал на путях миграции подвергается дополнительному химическому выветриванию. Влекомые и взвешенные его составляющие, переносимые крупными реками, подвергаются неоднократной аккумуляции и размыву. После аккумуляции в них развиваются те же процессы дифференциации элементов, которые характерны для пород питающих провинций [Jonsson, Meade, 1990].

В табл. 1.1.3 приведены данные А.П. Лисицына [1978] о содержании ряда окислов в средней речной взвеси, поступающей в океаны, а также данные о содержании этих окислов в осадочных породах и эффузивах, обломочных породах и эффузивах, рассчитанные этим исследователем и А.Б. Роновым и др. [1990]. В ней приведены также значения отношений содержания каждого из окислов к содержанию TiO_2, рассчитанные автором по данным указанных исследователей. Содержание TiO_2 оказывается довольно сходным во взвеси и других типах пород, тогда как содержание других окислов заметно варьирует. Титан весьма малоподвижен при выветривании пород, поэтому приведенные в таблице значения отношений содержания различных элементов к окиси титана $C_{ок} / C_{TiO_2}$ в речной воде и исходных породах могут служить показателем обогащения или обеднения этих элементов относительно окиси титана.

Проведенные расчеты показывают, что переносимый реками взвешенный материал характеризуется повышенными значениями отношений содержания в нем SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 (вал) к TiO_2 и пониженными – MgO, CaO, Na_2O по сравнению с такими же отношениями в осадочных породах и эффузивах, рассчитанными, по данным А.П. Лисицына и А.Б. Ронова и др. Для K_2O величина такого отношения выше при сравнении взвеси с указанными типами пород, по данным А.П. Лисицына, но ниже при сравнении взвеси с породами, по данным А.Б. Ронова и др. В целом эти материалы подтверждают развитие дифференциации элементов при мобилизации терригенного материала на континентах и его переносе реками с обогащением его малоподвижными Si, Al, Fe, возможно также и K при обеднении Mg, Ca, Na.

Элементы, растворенные в речной воде, при смешении с морской водой входят в состав последней. Их последующая история достаточно сложна и остается во многом нераскрытой.

Подавляющая часть поступающего в Мировой океан влекомого и взвешенного материала концентрируется в виде осадков по периферии континентов: в краевых морях, на шельфе, в верхней части и у подножия континентального склона. Так, по оценке А.П. Лисицына [1978], в этой зоне помимо влекомого отлагается 92% взвешенного материала и лишь 7–8% его поступаст в пелагические области океанов. Важную роль в аккумуляции взвешенного материала по периферии континентов играют процессы коагуляции при смешении пресных речных вод и морских вод, богатых электролитами, а также при использовании его многими организмами в ходе метаболизма. При этом из тонкодисперсных частиц образуются более крупные агрегаты – пеллеты, оседающие на дно и смешивающиеся с кластогенным материалом. Процессы коагуляции захватывают также элементы, присутствующие в речной воде в коллоидных растворах в виде элементорганических соединений. В результате в осадки попадает значительное количество железа, редкоземельных и некоторых других элементов. В группе РЗЭ наряду с коллоидной формой извлекается часть их, присутствующая в форме истинных растворов [Sholkovitz, Copland, 1981].

Огромные массы такого материала концентрируются в приустьевых частях крупных рек – Амазонки, Ганга, Брахмапутры, Миссисипи, Лены, Енисея, Амура и др., где формируются мощные тела подводных дельт. Часть его разносится

Таблица 1.1.3. Средние содержания окислов главных элементов и значения их отношения к TiO_2 в породах питающих провинций и в речной взвеси

Окисел	Осадочные породы + эффузивы [Лисицын, 1978]		Обломочные и эффузивные породы [Лисицын, 1978]		Взвесь рек мира [Лисицын, 1978]		Осадочная толща в целом, включая эффузивы [Ронов и др., 1990]		Обломочные и эффузивные породы [Ронов и др., 1990]	
	$C_{ок}$, %	$C_{ок} / C_{TiO_2}$	$C_{ок}$, %	$C_{ок} / C_{TiO_2}$	$C_{ок}$, %	$C_{ок} / C_{TiO_2}$	$C_{ок}$, %	$C_{ок} / C_{TiO_2}$	$C_{ок}$, %	$C_{ок} / C_{TiO_2}$
SiO_2	49,82	76,65	51,98	77,58	54,55	81,42	51,82	78,63	59,76	76,62
TiO_2	0,65	1,0	0,67	1,0	0,67	1,0	0,659	1,0	0,78	1,0
Al_2O_3	12,97	19,95	11,3	16,86	15,68	23,40	12,89	19,55	15,33	19,65
Fe_2O_3 (вал)	5,88	9,05	5,5	8,21	7,29	10,88	5,70	8,6	6,775	8,557
MgO	3,09	4,75	3,32	4,96	2,07	3,09	3,32	5,038	2,92	3,744
CaO	11,64	17,9	11,19	16,7	3,5	4,55	9,93	15,068	4,347	5,573
Na_2O	1,57	2,41	1,75	2,61	1,35	2,01	1,96	2,974	1,814	2,326
K_2O	2,03	3,12	2,16	3,22	1,81	2,70	2,23	3,384	2,617	3,355

течениями вдоль побережья или в виде гравитационных потоков поступает в пределы континентального склона и подножия.

В результате описанных процессов значительные массы терригенных осадков, накапливающиеся в периферических частях Мирового океана, характеризуются повышенным по сравнению с исходными породами питающих провинций содержанием таких элементов, как Si, Al, Ti, K. Минералогически это выражается в более высоком содержании в них (по сравнению с комплексами исходных пород) кварца, кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, а среди акцессорных – магнетита, ильменита, гранатов, турмалина и др. В глинистой фракции осадков велика роль каолинита, смектита, смешанослойных фаз, сильно деградированных слюд, а в приэкваториальноых областях – также гиббсита, гематита, гетита. В группе редкоземельных элементов имеет место обогащение легкими элементами за счет тяжелых при возрастании суммарного содержания элементов этой группы.

Такие особенности химического и минерально-петрографического состава терригенных отложений характерны в первую очередь для пассивных окраин континентов, а также для внутриконтинентальных бассейнов седиментации. В пределах активных окраин минералогически зрелый материал, приносимый с континентов, обогащается значительным количеством продуктов размыва средних и основных эффузивов, свежими пепловыми частицами. Нередки случаи, когда именно они доминируют в осадках этих зон. Накопление терригенных отложений здесь часто сочетается с привносом продуктов размыва средних и основных вулканитов.

Подводя итоги всему изложенному, следует подчеркнуть, что формирование терригенных отложений, включающее выветривание пород питающих провинций, перенос мобилизованного вещества и его аккумуляцию, протекает на фоне масштабной дифференциации элементов, которая приводит к генерации значительных масс твердого и растворенного в воде материала. Твердая составляющая последнего, собственно терригенные осадки, обогащены по сравнению с исходными породами Si, Al, Ti, ЛРЗЭ, т.е. химически сравнительно малоподвижными элементами. Переносимая в растворенном виде составляющая часть этого материала включает в первую очередь Na, Ca, Mg, ТРЗЭ, т.е. химически подвижные элементы, а также значительное количество Fe, присутствующего в форме элементорганических соединений.

Дифференциация элементов при постседиментационных изменениях терригенных отложений

В соответствии с представлениями российских исследователей, в ряду постседиментационных изменений, предшествовавших метаморфизму, выделяются стадии диагенеза, катагенеза и метагенеза. Диагенез включает изменения, происходящие при температуре и давлении поверхности Земли в нелитифицированных осадках, нередко при их взаимодействии с наддонной водой. Изменения стадий катагенеза и метагенеза развиваются в литифицированных породах в условиях возрастающих температур и давлений, определяемых глубиной погружения в стратисфере и величиной геотермического градиента.

Работы Н.М. Страхова, П.В. Зарицкого, А.В. Македонова, И.И. Волкова показали, что на стадии диагенеза в терригенных отложениях происходит масштабное перераспределение элементов, приводящее к образованию карбонатных, кремнистых и сульфидных конкреций при весьма ограниченных изменениях алюмосиликатных компонентов.

Постдиагенетические изменения терригенных отложений стадий ката- и метагенеза сопровождаются весьма интенсивными преобразованиями алюмосиликат-

ного материала обломочной и глинистой фракций. Их характеристике посвящено большое число работ российских и зарубежных исследователей.

Для обломочных породообразующих компонентов терригенных пород описано внутрислойное растворение кварца, полевых шпатов, биотита, хлорита, иногда мусковита. Обломкам основных и средних эффузивов свойственно замещение хлоритом, а кислых – гидрослюдой. Интенсивное растворение зерен кварца и полевых шпатов фиксируется часто при их непосредственном контакте. В группе акцессорных минералов внутрислойному растворению подвергаются эпидот, пироксены, амфиболы, гранаты. Описаны процессы новообразования породообразующих и акцессорных минералов. Так, широко распространены регенерация обломков кварца, иногда также полевых шпатов, эпидота, формирование аутигенных минералов двуокиси титана (анатаза, брукита).

В ходе постдиагенетических преобразований весьма масштабной оказывается минеральная перестройка глинистой фракции пород, весьма чувствительной к воздействию внешних факторов. Наиболее распространенными являются трансформационные превращения одних глинистых минералов в другие без полного разрушения их кристаллической решетки. В песчано-гравийных породах иногда наблюдается замещение кластогенных компонентов и глинистого цемента новообразованными цеолитами или карбонатом кальция.

Конкретные примеры развития трансформационных преобразований глинистых материалов в разновозрастных отложениях в отечественной литературе рассматривали Г.В. Карпова [1975], А.Г. Коссовская [1972], В.И. Муравьев [1972], В.Д. Шутов [1972б], В.А. Дриц и А.Г. Коссовская [1990], В.А. Дриц и Б.А. Сахаров [1976] и др., а в зарубежной: Ж. Милло [1968], Ч. Вивер и К. Бек [Weaver, Beck, 1971], Е. Перри и Дж. Хауер [Perry, Hower, 1970], Ж. Дюнойе де Сегонзак [Dunoyer de Segonzac, 1970; и др.].

Существуют два направления трансформационных преобразований глинистых минералов.

В ходе первого – 2:1 минералы – хлорит, ди- и триоктаэдрические слюды и гидрослюды преобразуются в смектит. В качестве промежуточных фаз выступают вермикулит, смешанослойные хлорит–смектит, слюда–смектит с возрастающим содержанием смектитовых межслоев. Часто продолжением этого процесса является преобразование диоктаэдрического смектита в каолинит, осуществляющееся с формированием смешанослойных смектит-каолинита.

Подобная трансформация глинистых минералов и формирование каолинита наблюдается в континентальных, в первую очередь угленосных отложениях, и приурочены к подугольным глинам и горизонтам песчаников. В первом случае эти процессы развиваются еще на стадии диагенеза при воздействии на осадки, залегающие под пластами торфа, кислых болотных вод, богатых органическими кислотами. В песчаниках они протекают не только в диагенезе, но также и в раннем катагенезе при циркуляции в этих проницаемых породах выщелачивающих растворов. По своему характеру такие процессы близки к выветриванию.

Второе направление трансформации характеризуется преобразованием смектита и смешанослойных фаз в иллит и (или) хлорит. При этом формируется серия упорядоченных и неупорядоченных смешанослойных минералов, содержащих все большее количество иллитового и хлоритового компонентов.

Соотношение между хлоритом и иллитом, формирующихся в ходе подобной трансформации, варьирует в широком диапазоне в зависимости от минерально-петрографического состава отложений, размерности слагающего их материала и условий седиментации. Содержание хлорита минимально в минералогически наиболее зрелых типах отложений – мономинеральных кварцевых и олигомиктовых разностях; оно последовательно возрастает в аркозах и полевошпат-кварцевых,

кварц-полевошпатовых и вулканомиктовых грувакках, сложенных продуктами размыва основных и средних эффузивов. Классификация терригенных отложений проведена по схеме В.Д. Шутова [1972а].

В минералогически наиболее зрелых породах глинистые и мелкоалевритовые разности пород практически не отличаются по соотношению аутигенных хлорита и иллита от крупноалевритовых и песчано-гравийных. В полимиктовых толщах аргиллиты и мелкозернистые алевриты содержат обычно больше иллита и меньше хлорита, чем песчано-гравийные. При прочих равных условиях содержание аутигенного хлорита более высокое в морских и более низкое в континентальных отложениях.

Своеобразным типом преобразований терригенных отложений является замещение в них глинистых и ряда кластогенных минералов аутигенными цеолитами (ломонтитом, гейландитом, сколецитом, анальцимом), описанное рядом российских исследователей [Бурьянова, Богданов, 1967; Запорожцева и др., 1963; Копорулин, 1967; Коссовская, 1962; и др.]. Эти процессы приурочены к песчано-гравийным породам, где цеолиты образуют крупнокристаллические или мелкоагрегатные выделения в порах, окаймленные каемочкой крустификационного хлорита вдоль границы обломочных зерен. Подобные изменения не затрагивают алевритоглинистые породы. Осадочные толщи, в которых проявляются процессы цеолитообразования, испытали погружение в стратисфере от нескольких сотен до нескольких тысяч метров.

При наличии данных о масштабной минеральной перестройке терригенных отложений в ходе постседиментационной истории существуют противоречивые суждения о перераспределении элементов, участвующих в такой перестройке. В отечественной литературе долго господствовали представления о том, что минеральные превращения в породах происходят при узколокальном перераспределении вещества. Так, преобразование смектита в иллит и хлорит связывалось с растворением К-полевых шпатов и таких акцессорных минералов, как пироксены и амфибол, появление аутигенного кварца – с мобилизацией SiO_2 при растворении зерен кварца в зонах контакта с другими зернами, а появление цеолитов – с растворением основных и средних плагиоклазов [Коссовская, 1962, 1972; Шутов, 1972б]. Однако в последнее время появились данные о масштабном перераспределении вещества при постседиментационных изменениях в результате деятельности подземных вод [Зверев, 1999; Копорулин, 1992].

В западной литературе эта проблема активно обсуждалась главным образом в отношении поведения калия, необходимого для формирования иллита за счет смектита. При этом наметились три точки зрения: 1) калий испытывает весьма ограниченную миграцию в объеме пород, представляющих собой закрытую систему. Его источником для формирования иллита служат К-полевые шпаты, присутствующие в породе и подвергающиеся растворению [Ahn, Peacor, 1986; Hower et al., 1976; Perry, Hower, 1970; и др]; 2) калий поступает из внешних источников с подземными водами, а породы, где происходит преобразование смектита в иллит, образуют открытую систему. Источником калия признается растворение К-полевых шпатов в других участках осадочной толщи или глубоких горизонтов стратисферы [Awwiller, 1993; Furlan et al., 1996; Ohr et al., 1991; Weaver, Beck, 1971; и др.]; 3) имеют место оба процесса, породы рассматриваются как полузакрытая система [Bloch, Hutcheon, 1992; Niu et al., 2000; и др.].

Подобный подход к проблеме миграции и перераспределения элементов вполне обоснован также и в отношении Na, Ca, Mg, Fe, Al, Si, Ti и др., участвующих вместе с К в процессах аутигенного минералообразования и испытывающих ассимиляцию или отторжение новообразованными фазами. Весьма масштабны они при формировании иллита за счет смектита [Lindgren, 1992; Niu et al., 2000; и др.].

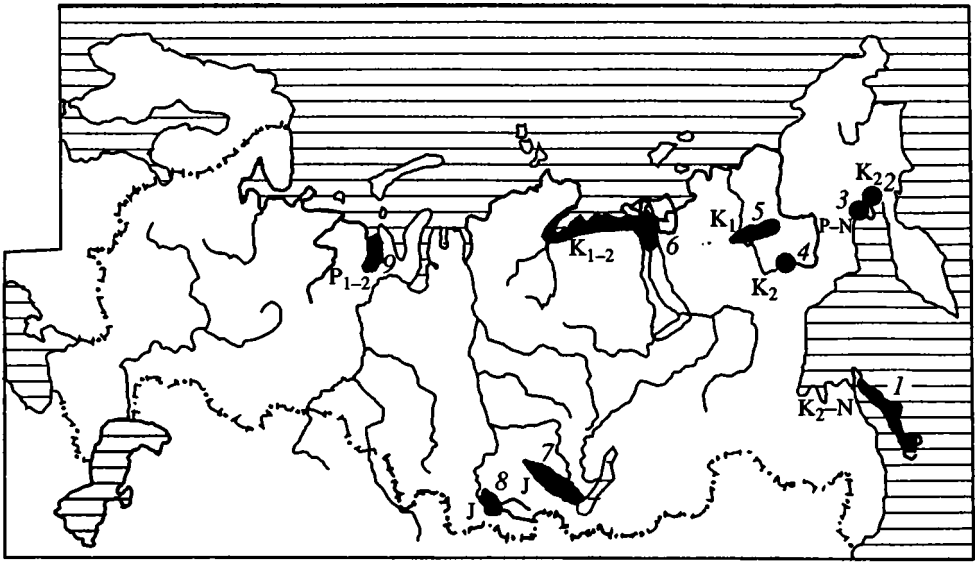


Рис. 1.1.1. Местоположение изученных районов (показано черным цветом)

Цифры на карте: *1* – о-в Сахалин; *2* – Пенжинская губа; *3* – Авековское месторождение; *4* – Аркагалинское месторождение; *5* – Зырянский угольный бассейн; *6* – северная окраина Ленского угольного бассейна и Сибирской платформы; *7–9* – угольные бассейны: *7* – Иркутский; *8* – Улугхемский; *9* – Печорский

Подземные воды при этом рассматриваются не только как агенты переноса элементов, но также как важный фактор, определяющий направление изменений и состав новообразованных фаз. Например, образование в породах аутигенных каолинита и цеолитов связывается с циркуляцией в породах соответственно кислых и щелочных растворов; формированию хлорита благоприятствуют растворы, богатые Mg и Fe, а иллита – K [Копорулин, 1992; Baker, Golding, 1992; Oysal et al., 2000; Ziegler, Longstaffe, 2000].

Существование внешних источников вещества при постдиагенетических преобразованиях терригенных отложений было доказано материалами глубоководного бурения океанов. Они показали, что в терригенных толщах, развитых по периферии континентов, поровые растворы осадков характеризуются прогрессирующим снижением концентраций K, Mg, Rb и возрастанием концентрации Ca с ростом глубины захоронения осадков. Подобное поведение элементов связывалось с сорбцией глинистыми минералами K, Rb, Mg поровых растворов и отторжением Ca из межслоевых позиций. При наличии в осадках карбонатов кальция они также играют определенную роль в извлечении Mg из поровых растворов [Donnely, Wollace, 1976; и др.].

Важные особенности поведения главных породообразующих элементов в условиях постседиментационных изменениий терригенных отложений были установлены при изучении мезозойских и кайнозойских комплексов в ряде районов Сибири, Дальнего Востока и северо-востока России: о-ва Сахалин, района Пенжинской губы, Авековской и Аркагалинской угленосных площадей, Зырянского бассейна, северной части Ленского бассейна, Северного склона Сибирской платформы, Иркутского, Улугхемского и Печорского угольных бассейнов (рис. 1.1.1).

Осадочные отложения перечисленных районов различаются по возрасту, мощности, структурно-тектоническому положению, условиям накопления, минерально-петрографическому составу (табл. 1.1.4). Общей особенностью последнего во

Таблица 1.1.4. Геологические особенности терригенных отложений изученных районов России

Район	Возраст	Мощность тыс. м	Структурно-тектоническое положение	Условия накопления	Минерально-петрографический состав
Авековская площадь	P–N	0,6	Впадины и прогибы молодых и древних платформ	Континентальные	Вулканомиктовые основные и средние граувакки
Аркагалинская площадь	K_2	0,45–0,50	То же	"	Аркозы
Северный склон Сибирской платформы	K_1	До 1 м	"	Морские и континентальные	Полевошпат-кварцевые граувакки
Иркутский бассейн	I_1–I_3	До 1,5	"	Континентальные	Аркозы, вулканомиктовые кислые граувакки
Улугхемский бассейн	I_2	3–4	"	"	Полевошпат-кварцевые граувакки
Зырянский бассейн	K_1	5–7	Прогиб в зоне коллизии	"	Полевошпат-кварцевые и кварц-полевошпатовые граувакки
Ленский бассейн	K_1	3–4	Предверхоянский краевой прогиб	Морские и континентальные	Аркозы, полевошпат-кварцевые граувакки
Печорский бассейн	P_1–P_2	4–5	Предуральский краевой прогиб	Те же	Полевошпат-кварцевые и кварц-полевошпатовые граувакки
О-в Сахалин	K_2–N	До 4–5	Прогибы активной окраины Евразийского континента	"	То же
Район Пенжинской губы (Северо-Западная Камчатка)	K_2	До 3–4	То же	"	Вулканомиктовые средние и основные

всех районах являлся полимиктовый состав их исходной глинистой фракции, включавшей гидрослюду, смектит, хлорит, каолинит, смешанослойные фазы, присутствовавшие в разных количественных соотношениях. В этих районах установлена большая часть указанных выше преобразований глинистых минералов: трансформация с формированием смектита и каолинита; трансформация с образованием за счет смектита варьирующих количеств иллита и хлорита, замещение новообразованным ломонтитом. Преобразование обломочных компонентов пород коррелирует с преобразованиями глинистых минералов. Так, в породах, где развиты трансформация 2:1 глинистых минералов и формирование каолинита, замещение каолинитом испытывают полевые шпаты, чешуйки биотита, хлорита, иногда также мусковита, обломков эффузивов; зерна гранитов подвергаются частичному растворению,

а зерна кварца – регенерации. В новообразованном каолинитовом цементе встречаются выделения аутигенных анатаза или брукита.

В толщах, где развита трансформация глинистых минералов с преимущественным развитием иллита, замещению последним подвергаются обломки полевых шпатов, кислых эффузивов, чешуйки деградированного биотита, аутигенного и аллотигенного каолинита. Зерна кварца испытывают регенерацию, особенно масштабную в песчано-гравийных породах.

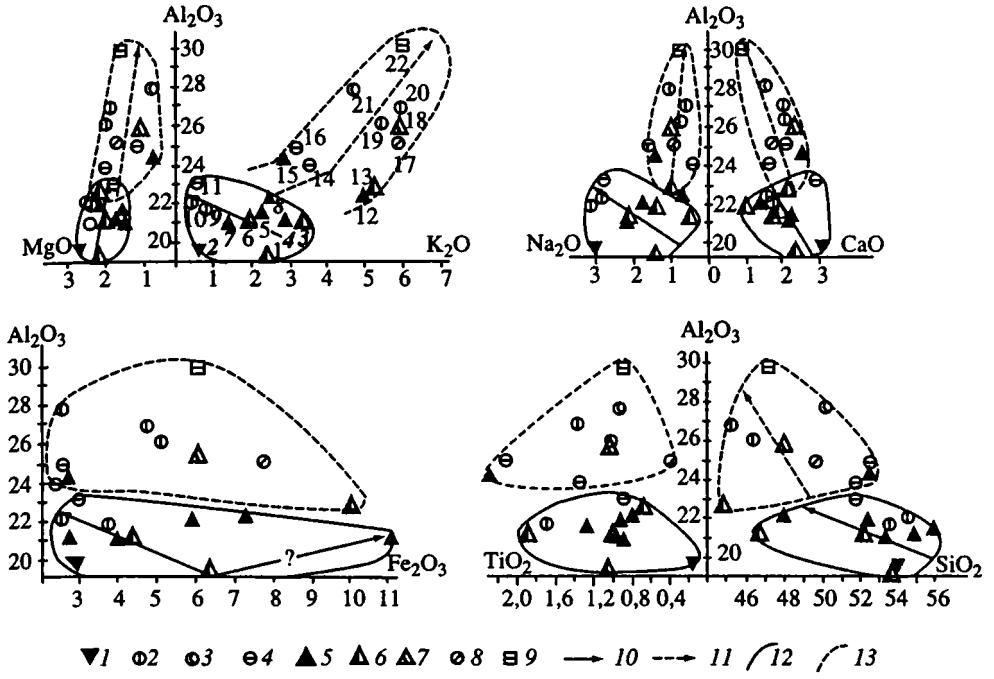
В комплексах с проявлением трансформации при формировании повышенных количеств хлорита или даже с его резким преобладанием замещение хлоритом свойственно чешуйкам биотита, обломкам полевых шпатов, основных и средних эффузивов, пироксенов, амфиболов, эпидота. Для зерен кварца характерна некоторая регенерация, проявляющаяся главным образом в песчано-гравийных породах. В них иногда образуются выделения ломонтита, приуроченные к центральным частям пор. В этих случаях небольшое количество ломонтита развивается также по обломкам плагиоклазов.

При изменениях пород с интенсивным формированием ломонтита за счет глинистого цемента песчано-гравийных пород масштабному преобразованию в ломонтит подвергаются многие плагиоклазы, чешуйки биотита, обломки основных–средних эффузивов, роговая обманка, эпидот, пироксены. Зерна кварца испытывают незначительную регенерацию.

Трансформация глинистых минералов с формированием смектита и каолинита установлены в континентальных угленосных отложениях, присутствующих практически во всех изученных районах, а также в угленосных заливно-лагунных отложениях о-ва Сахалин. Она характерна для осадочных толщ различного минерально-петрографического состава, испытавших погружение в стратисфере до 1,5–2 тыс. м. Углефикация органического вещества пластов угля в них не превышает стадии Д, что соответствует максимальным температурам воздействия на породы порядка 100–110 °С.

Трансформация глинистых минералов с формированием гидрослюды или хлорита в изученных районах установлена в осадочных толщах, накапливавшихся в континентальных, заливно-лагунных и морских условиях при глубине их погружения в стратисфере на глубину более 1,5–2 тыс. м. Они характерны для отложений почти всех районов, за исключением Аркагалинской и Авековской площадей, где осадки были погружены на меньшую глубину. Минерально-петрографический состав пород в них варьирует от олигомиктовых разностей до вулканомиктовых граувакк с высоким содержанием продуктов размыва основных и средних эффузивов. Для большинства районов характерно преобладание иллита над хлоритом среди новообразованных фаз. И лишь в песчаниках и гравелитах полевошпатовых, вулканомиктовых и некоторых кварц-полевошпатовых граувакк, обогащенных продуктами размыва основных и средних граувакк, проявляется резкое преобладание хлорита над гидрослюдой. В алевролито-глинистых разностях пород оба новообразованных минерала присутствуют примерно в равных количествах. Для пластов угля, присутствующих в толще, характерно изменение углефикации от стадии Д–Г до стадии $А_3$, что соответствует изменению температуры от 100–110 до 250–300 °С.

Преобразования пород с масштабным замещением ломонтитом глинистого цемента и ряда обломочных компонентов развиты в континентальных отложениях Печорского, Иркутского, Ленского угольных бассейнов и района Пенжинской губы. Минерально-петрографический состав их изменяется от аркозов до кварц-полевошпатовых граувакк, а глубина погружения – от нескольких сотен до 2–3 тыс. м. Присутствующие в разрезе угли по степени углефикации органического вещества отвечают стадиям Д–ПЖ, что указывает на температуры порядка



▼1 ⊙2 ⊙3 ⊖4 ▲5 ▲6 ▲7 ⊘8 ⊟9 ⟶ 10 ⇢ 11 ⌒12 ⌒13

Рис. 1.1.2. Соотношение окислов главных элементов в нижнемеловых отложениях Зырянского угольного бассейна (содержание окислов – в процентах)

1–9 – фации осадков: *1* – глинистых – заболачивающихся озер, *2* – песчаных – русел рек, *3* – песчаных – прирусловой части поймы, *4* – песчаных – мелководной части крупных озер, *5* – алевритовых заболачивающихся озер, *6* – алевритовых – малых озер, *7–9* – опресненного эпиконтинентального бассейна: *7* – алевритовых – глубоководной части, *8* – песчаных – мелководной зоны, *9* – чередующихся песчаных и алевритовых – относительно мелководной зоны; *10, 11* – направление изменения соотношений окислов при трансформации глинистых минералов с образованием: *10* – каолинита, *11* – иллита; *12, 13* – поля точек с проявлением трансформации глинистых минералов при образовании: *12* – каолинита, *13* – иллита. Цифры на рисунке – номера образцов (см. рис. 1.1.3)

110–150 °С. Для оценки изменений химического состава глинистой фракции пород при ее постседиментационных преобразованиях в изученных районах использовались данные полного силикатного анализа глинистой фракции с определением содержаний SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3 (вал), CaO, Na_2O, K_2O, MgO, а также валовых содержаний Fe, Mg, Na_2O, K_2O в породах в целом. Изменения состава глинистой фракции пород в ходе трансформационных преобразований глинистых минералов иллюстрируют материалы по раннемеловым отложениям Зырянского бассейна и верхнемеловым – района Пенжинской губы. Данные о содержании главных породообразующих элементов в глинистой фракции систематизированы в виде двухкомпонентных диаграмм соотношения Al_2O_3 и окислов других элементов.

В верхней части континентальных угленосных отложений Зырянского бассейна мощностью порядка 1,5–2 тыс. м развита трансформация 2:1 глинистых минералов, завершением которой является формирование каолинита. При этом в глинистой фракции пород в ходе процесса снижается содержание K_2O, MgO, CaO, SiO_2, Fe_2O_3 (вал). Содержание Al_2O_3, Na_2O и отчасти TiO_2 возрастает. Наиболее четко эти изменения проявляются в песчаниках, содержащих максимальное количество новообразованного каолинита (рис. 1.1.2, 1.1.3). При максимальном проявлении этих процессов во фракции меньше 0,001 мм содержание MgO, CaO, Fe_2O_3 (вал) снижается в 1,5–2 раза. Содержание Al_2O_3 возрастает на 15–20% при аналогичном

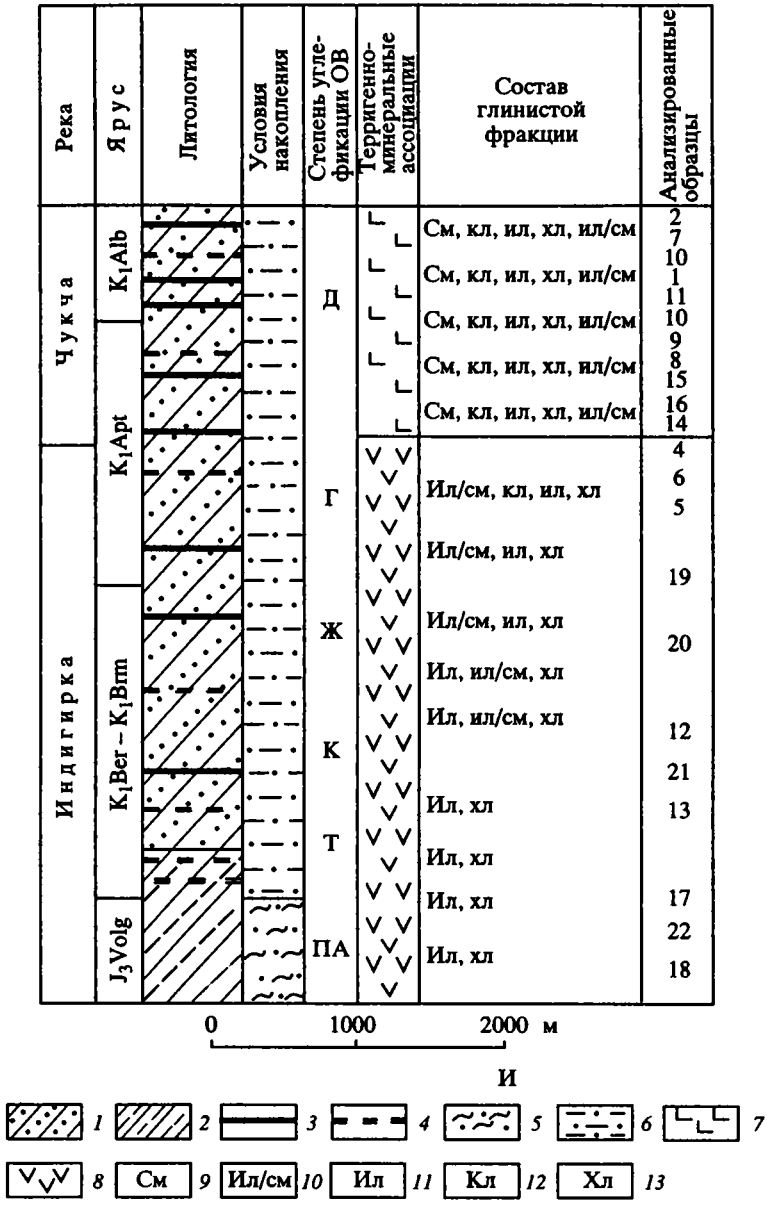


Рис. 1.1.3. Литолого-минералогическая характеристика нижнемеловых отложений Зырянского угольного бассейна по разрезам рек Индигирка и Чукча

1–4 – литология: *1* – чередование песчаников и алевролитов при равном их соотношении, *2* – чередование алевролитов и песчаников с преобладанием алевролитов, *3* – пласты углей (вне масштаба), 4 – прослои углистых пород (вне масштаба); *5–6* – условия накопления: 5 – опресненного эпиконтинентального бассейна, *6* – континентальные; *7, 8* –терригенно-минеральные ассоциации: *7* – вулканомиктовые граувакки с преобладанием кислых эффузивов, *8* – полевошпат-кварцевые граувакки; *9–13* – состав глинистой фракции: *9* – смектит (здесь и далее – заглавная буква означает преобладание минерала в глинистой фракции), *10* – смешанослойные иллит–смектит, *11* – иллит, *12* – каолинит, *13* – хлорит

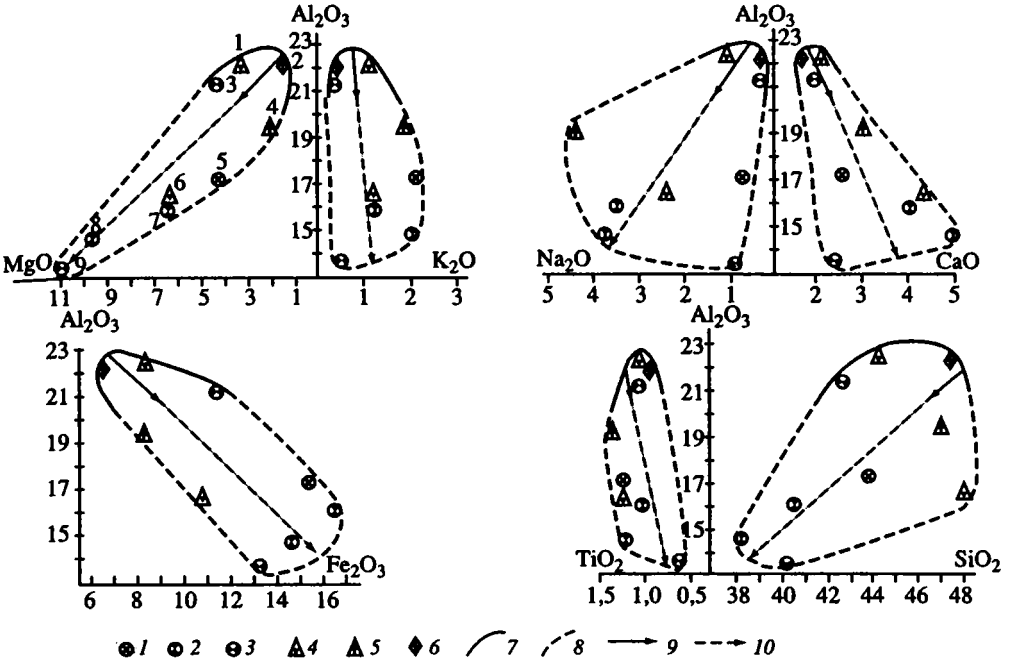


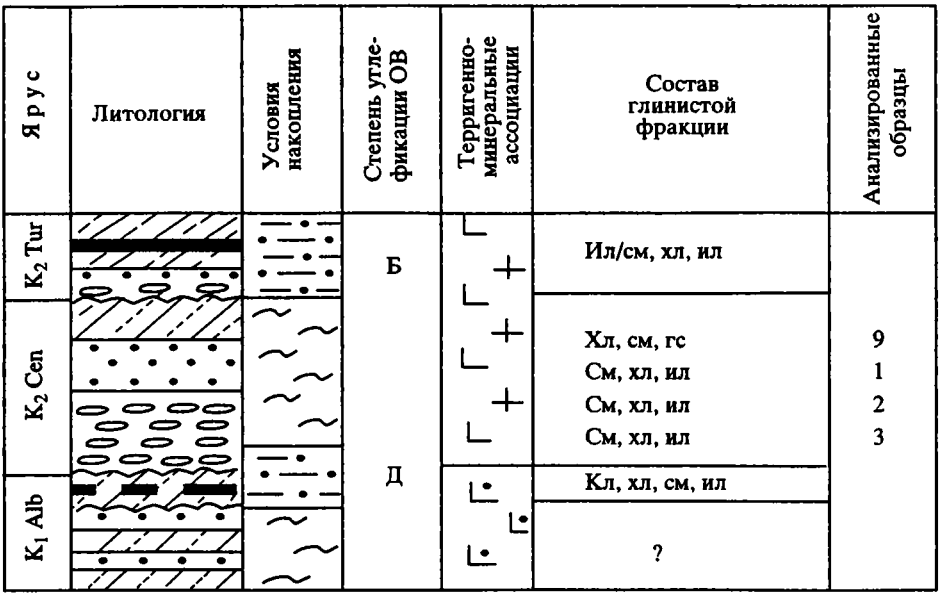
Рис. 1.1.4. Соотношение окислов главных элементов в верхнемеловых морских отложениях района Пенжинской губы

1–3 – фации песчаных осадков: *1* – относительно мелководных частей шельфа, *2* – баров, пересыпей, пляжей, *3* – приустьевой части подводной дельты; *4, 5* – фации алевритовых осадков: *4* – прибрежной зоны заливов, *5* – относительно глубоководных частей шельфа; *6* – фация чередующихся песчаных и алевритовых осадков относительно мелководной зоны; *7, 8* – поля точек, отвечающих: *7* – слабому проявлению трансформации глинистых минералов или ее отсутствию, *8* – значительному проявлению трансформации и формированию аутигенного хлорита и иллита; *9, 10* – направление изменения в соотношении окислов: *9* – при слабом проявлении трансформации или ее отсутствии, *10* – при формировании хлорита или иллита

снижении содержания SiO_2, содержание Na_2O увеличивается примерно в 6 раз. Обогащение глинистой фракции пород окислами Al и Ti показывает, что оба элемента остаются в породах. Снижение в этой фракции окислов Ca, Mg и K при отсутствии аутигенных минералов, содержащих эти элементы, указывает на их вынос из пород. Последнее характерно и для большей части кремнезема, а проявление регенерации некоторых зерен кварца свидетельствует о сохранении части его в породах. Значительное увеличение содержания Na_2O определяется, по-видимому, заимствованием его из сульфатно-гидрокарбонатных кальциево-натриевых вод, развитых в разрезе, и обогащением им поглощенного комплекса глинистых минералов.

В более глубоких горизонтах разреза угленосной толщи бассейна происходит трансформация 2:1 глинистых минералов с преимущественным формированием за их счет, как и за счет каолинита и некоторых обломочных алюмосиликатов гидрослюды политипов 1 *Md* или 1 *M*. Здесь в глинистой фракции пород на конечных стадиях развития процесса содержание Al_2O_3, возрастает примерно на 60%, а K_2O – до 500%. Содержание MgO, Na_2O, CaO и SiO_2 снижается примерно на 50–70%, Fe_2O_3 и TiO_2 не обнаруживает однозначной тенденции в изменении содержания. Интенсивная регенерация кварца, характерная для пород, где развиты эти процессы, свидетельствует, что значительная часть SiO_2, освобождающаяся при преобразованиях глинистых минералов, остается в самих породах, тогда как большая часть освобождающихся MgO, Na_2O, CaO покидает их.

а



б

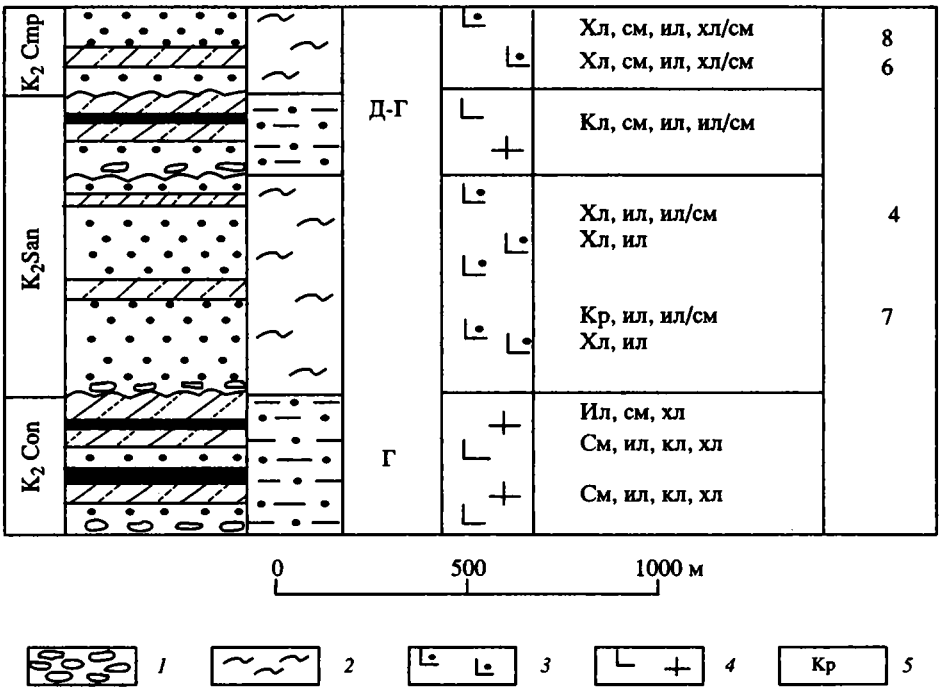


Рис. 1.1.5. Литолого-минералогическая характеристика верхнемеловых отложений района Пенжинской губы (*а* – западное, *б* – восточное побережья)

1 – конгломераты; *2* – морские условия накопления; *3, 4* – терригенно-минеральные ассоциации: *3* – вулканомиктовые граувакки с преобладанием основных и средних эффузивов, *4* – кварц-полевошпатовые граувакки; *5* – корренсит

Остальные условные обозначения см. на рис. 1.1.3

Изменения минерального и химического составов глинистой фракции пород в континентальных отложениях района Пенжинской губы, отвечающих полевошпат-кварцевым и кварц-полевошпатовым граувакам, аналогичны описанным в Зырянском бассейне. В морских отложениях этого района, минерально-петрографический состав которых соответствует вулканомиктовым граувакам с высоким содержанием продуктов размыва основных и средних эффузивов, развита трансформация глинистых минералов с образованием примерно равных количеств хлорита и иллита в алеврито-глинистых породах и с резким преобладанием хлорита в песчаниках (рис. 1.1.4, 1.1.5). При этом в породах содержание MgO возрастает в 2,5 раза, Na_2O – в 3,5–6 раз, CaO – в 2–2,5, Fe_2O_3 – в 1,5 раза, а K_2O – на 10–15%, содержание SiO_2 ~ на 15–30%. Содержание TiO_2 остается примерно постоянным. Особенно резко эти особенности проявляются в песчано-гравийных породах, где хлорит резко преобладает над иллитом и где нередко присутствует новообразованный ломонтит.

Оценить изменение химического состава глинистой фракции при масштабном формировании ломонтита в песчано-гравийных породах невозможно. Аутигенный ломонтит присутствует в такой фракции в весьма ограниченном количестве, входя главным образом во фракцию 0,1–0,01. Кристаллическая решетка минерала включает Si, Al, Ca, Na, в небольшом количестве также Fe. При замещении им глинистых минералов неизбежно удаление из них заметных количеств Mg, K, Fe.

Указанные изменения состава глинистой фракции пород отражают кристаллохимические превращения, происходящие в решетке глинистых минералов в ходе их трансформации. Так, при преобразовании триоктаэдрических слюд в диоктаэдрический смектит, из межслоевых позиций удаляется часть K, Mg, Ca, а из октаэдрических – Mg и Fe, замещаемые Al. Последний вытесняет также часть Si в тетраэдрических слоях. Образование каолинита за счет смектита приводит к освобождению до половины Si, входящего в решетку последнего.

При трансформации глинистых минералов с формированием иллита за счет смектита или смешанослойных фаз Al замещает Si в тетраэдрических позициях, а Mg и Fe – в октаэдрических; Na, Ca, Mg вытесняются K из межслоевых позиций. Образование 2:1 глинистых минералов за счет каолинита происходит, по-видимому, при полном разрушении кристаллической решетки последнего с использованием некоторых его компонентов (например, Al и Si) [Lindgren, 1992]. Трансформация 2:1 глинистых минералов с формированием хлорита включает замещение Al на Mg и Fe в октаэдрических слоях, как и замещение Ca, Na, K на Mg в межслоевых позициях.

Подобные преобразования глинистой фракции и кластогенных компонентов оказывают влияние на химический состав пород в целом. Так, влияние трансформации глинистых минералов, преобразования их и некоторых обломочных минералов в каолинит на содержание в породах Fe, Mg, Na_2O, K_2O иллюстрируют приведенные на рис. 1.1.6 данные об их распределении в разрезе скв. 6374, расположенной в районе пос. Загорское на Центральном Сахалине.

Вскрытые скважиной палеоценовые отложения снежинкинской и краснопольевской свит и верхних горизонтов верхнемеловых отложений красноярковской свиты мощностью порядка 300 м сложены чередующимися горизонтами гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Снежинкинская свита содержит фации континентальных осадков: руслового и пойменного аллювия, озер, торфяных болот (пласты угля). Краснопольевская свита включает осадки фаций заливов и лагун, открытого прибрежного мелководья (баров, подводной дельты). Верхние горизонты верхнемелового комплекса представлены алеврито-глинистыми осадками с прослоями песчаников, накапливавшихся в пределах относительно глубоководной части шельфа (см. рис. 1.1.6).

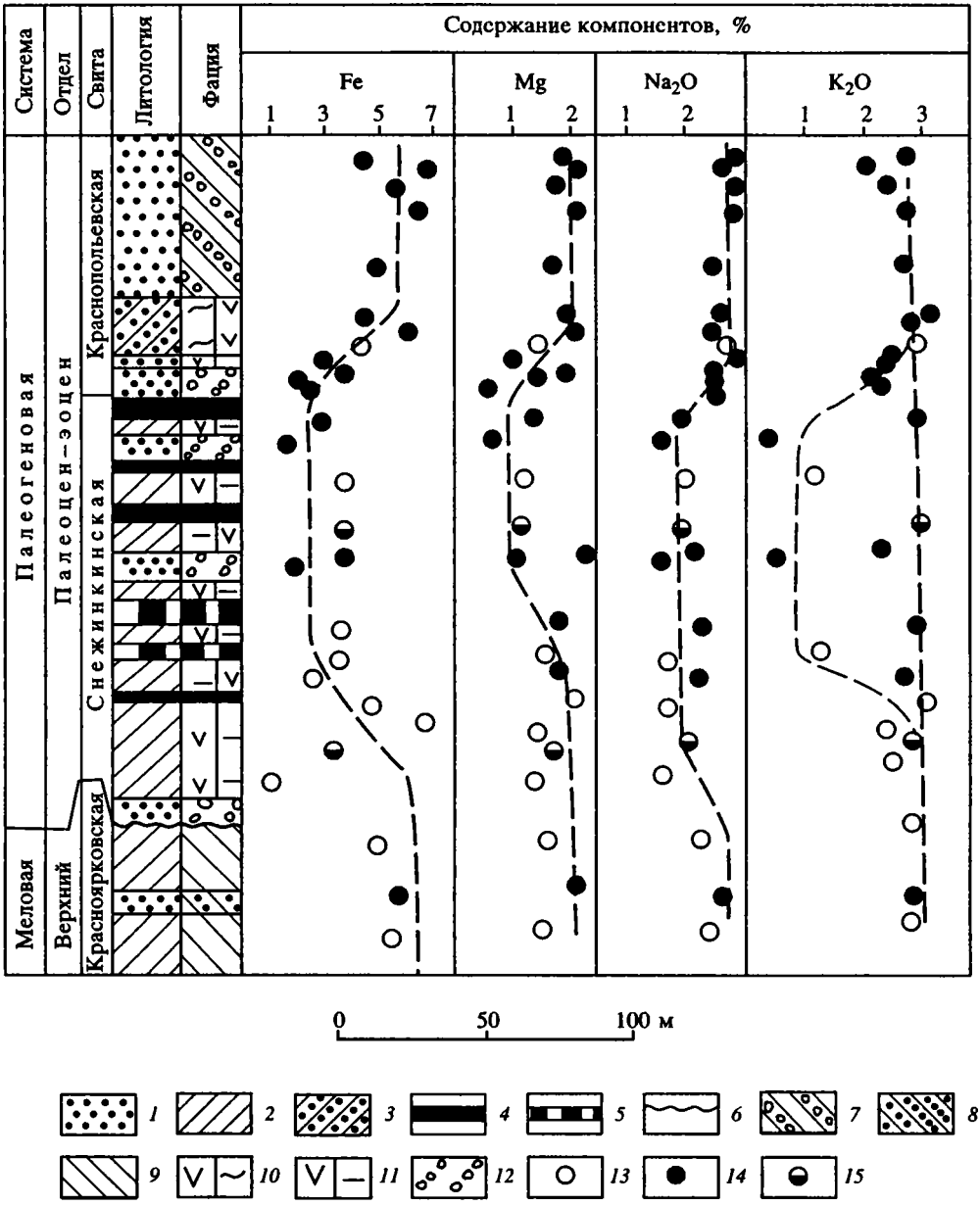


Рис. 1.1.6. Содержание Fe, Mg, Na_2O и K_2O в морских и континентальных отложениях верхнего мела, палеоцена и эоцена в Центральном Сахалине

1–5 – типы пород на литологических колонках: *1* – песчаники и гравелиты, *2* – алевролиты, *3* – чередование алевролитов и песчаников, *4* – пласты каменного угля, *5* – пласты углистых алевролитов; *6* – граница размыва; *7–12* – фации осадков: *7* – подводной дельты, *8* – относительно глубоководной части шельфа с относительно сильной динамикой водной среды, *9* – относительно глубоководной части шельфа со слабой динамикой водной среды, *10* – заливов и лагун с многократным проявлением заболачивания, *11* – чередование пресноводных и заболачивающихся озер, *12* – русла рек; *13–15* – типы пород (см. на полях содержания химических компонентов): *13* – алевролиты, *14* – песчаники, *15* – чередование алевролитов и песчаников

По минерально-петрографическому составу все отложения относятся к кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам, характеризующимся высоким содержанием биотита и хлорита в обломочной фракции, гидрослюды и хлорита – в глинистой. Углефикация органического вещества углей отвечает стадии Д. Постседиментационные преобразования отложений в континентальной части разреза выразились в интенсивной трансформации глинистых минералов и в преобразовании их, как и многих зерен полевых шпатов, чешуек биотита и хлорита, в каолинит. Для морской части разреза характерна слабо выраженная трансформация глинистых минералов, с формированием небольшого количества хлорита.

Приведенные на рис. 1.1.6 данные показывают, что валовое содержание Fe и Mg в континентальных отложениях снежинкинской свиты в среднем в 2 раза ниже, чем в морских отложениях красноярковской и краснопольевской свит. Содержание K_2O в алеврито-глинистых породах обеих свит одинаково, тогда как в континентальных песчаниках снежинкинской свиты его содержание в 1,5–1,7 раза ниже, чем в морских отложениях обеих свит; содержание Na_2O в континентальных отложениях также примерно в 1,5 раза ниже, чем в морских.

Эти различия в содержании Fe, Mg, Na_2O, K_2O обусловлены их удалением из пород в ходе трансформации глинистых минералов и преобразования вместе с рядом обломочных минералов в каолинит, разивавшихся в континентальных отложениях. Удаление Fe, Mg, Na_2O проявилось с одинаковой интенсивностью как в песчано-гравийных, так и алеврито-глинистых породах, тогда как удаление K_2O затронуло лишь песчано-гравийные породы.

Важную роль в развитии тех или иных постседиментационных преобразований терригенных отложений обычно отводят действию возрастающих с глубиной захоронения температуры и давления, исходному составу осадков, условиям их накопления, деятельности циркулирующих в осадочных толщах подземных вод. Известные ныне наблюдения о физико-химических условиях образования, устойчивости и деструкции различных минералов позволяют более полно представить характер воздействия каждого из указанных факторов на постседиментационные преобразования.

Так, трансформация глинистых минералов с формированием каолинита при температурах и давлениях в приповерхностных условиях происходят в нейтральной или кислой среде, при низкой концентрации растворов и активном удалении продуктов реакции. В природе такие процессы проявляются наиболее полно при химическом выветривании пород [Милло, 1968; Перельман, 1979]. Подобные условия реализуются в континентальных угленосных толщах при их погружении в стратисфере на глубину до 1,5–2 тыс. м. Здесь развиты пресные гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией от долей грамма на литр до 1–2 г/л и слабокислой или нейтральной реакцией, содержащие разнообразные органические кислоты и характеризующиеся высокими скоростями миграции. Их питание связано с проникновением поверхностных вод (инфильтрационные процессы) и унаследованных вод (элизионные процессы); областями разгрузки являются в основном поверхностные водотоки, хотя часть их проникает в более глубокие слои стратисферы.

Именно эти особенности состава и динамики подземных вод в континентальных толщах на начальных этапах их захоронения в сочетании с низкими *P–T* условиями определяют проявление трансформации глинистых минералов с формированием каолинита. Развитию трансформации глинистых минералов с формированием иллита и хлорита благоприятствуют повышенные температура и давление, повышенная минерализация растворов, их щелочная реакция, достаточное количество в системе K и Mg. При этом повышение температуры вызывает нарушение равновесия зарядов в кристаллической решетке глинистых минералов и, соответственно, замещение в ней одних элементов другими.

Подобные условия возникают в осадочных толщах с ростом их погружения в стратисфере. В них температура увеличивается до 200–250 °С, а литостатическое давление – до 1,2–2 кбар. Существенно возрастает минерализация подземных вод (иногда до нескольких сот граммов на литр) при снижении скорости их миграции. Важное значение в перераспределении вещества приобретает диффузия. Здесь нередки хлоридные натриевые или кальциевые рассолы. В формировании химического состава интерстиционных растворов важную роль играют не только наследование седиментационных вод или растворение алюмосиликатов самих пород, но также и поступление растворенных веществ из смежных участков разреза, содержащих галит, сильвин, гипс, доломит. Разгрузка подземных вод из этих частей стратисферы осуществляется в вышележащие горизонты стратисферы или непосредственно в Мировой океан.

Соотношение между формирующимися иллитом и хлоритом определяется соотношением K и Mg в интерстиционных растворах и вмещающих породах. Эти два элемента являются конкурентами во взаимодействии с глинистыми минералами. Ион K благодаря своим размерам и низкой энергии гидратации обнаруживает большее сродство с такими минералами, чем ион Mg. Именно поэтому преимущественное формирование иллита в ходе трансформации характерно для пород более "зрелых" по своему минерально-петрографическому составу (от олигомиктовых разностей до кварц-полевошпатовых граувакк) и разного генезиса (континентальных, заливно-лагунных, морских). Однако, если в системе вода–порода содержание Mg значительно превышает содержание K, преимущественное развитие получает формирование хлорита. Подобные соотношения реализуются в полной мере в полевошпатовых и вулканомиктовых граувакках морского генезиса, обогащенных продуктами размыва основных и средних эффузивов. Важное значение имеет также присутствие в них значительных количеств железа, также необходимого для формирования хлорита.

Многочисленные экспериментальные работы показывают, что формирование цеолитов при низких температуре и давлении возможно в щелочной среде (при pH порядка 9–10) [Сендеров, Хитаров, 1970; Hay, 1966]. Повышение температуры приводит к снижению pH их формирования. В осадочных толщах довольно часто встречаются щелочные гидрокарбонатные натриевые подземные воды содового типа со значениями pH 8,5–10. Они характеризуются минерализацией от долей грамма на литр до 3–5 г/л, высокой агрессивностью в отношении многих алюмосиликатов и содержат заметные количества растворенных Al, Si, Fe и других элементов. В терригенных и магматических породах ряда районов установлено формирование ломонтита в зонах развития вод содового типа [Дислер, 1981; Копорулин, 1967, 1992]. Наиболее вероятно, что аналогичные процессы минералообразования других районов также связаны с этим типом подземных вод.

Полученные автором данные, как и материалы других исследователей, указывают на весьма неравномерное распространение и неодинаковую значимость рассмотренных типов постседиментационных преобразований терригенных отложений. Наиболее распространена трансформация глинистых минералов с формированием аутигенных хлорита и гидрослюды, сопровождаемая замещением этими минералами кластогенного материала и интенсивной регенерацией обломочного кварца. Эти процессы проявляются в терригенных комплексах, погруженных в стратисфере на глубину от 1,5–2 до 10 тыс. м и более вне зависимости от их минерально-петрографического состава и условий накопления. Наиболее широко распространены трансформация глинистых минералов с преимущественным формированием гидрослюды. Приводимые различными авторами данные свидетельствуют о развитии таких процессов практически во всех глинистых и мелкоалевритовых разностях пород (сланцах) и большей части песчаных пород [Lindgren, 1992;

Weaver, 1989]. Указания на образование преимущественно хлорита относятся к песчано-гравийным породам [Коссовская, 1972; Муравьев, 1972; Шутов, 1972 б; Milne, Early, 1958; Weaver, Beck, 1971]. Российские исследователи при этом подчеркивают, что такие процессы связаны с полевошпатовыми или вулканомиктовыми граувакками, накапливавшимися в морских условиях, т.е. с образованиями, сходными по составу и генезису с описанными автором.

Трансформация глинистых минералов с преимущественным формированием хлорита, как и протекающее при этом замещение хлоритом обломочных компонентов пород, приурочены к литологическим и минерально-петрографическим типам пород, имеющим весьма ограниченное распространение среди терригенных отложений. Это определяет весьма ограниченную геологическую значимость перераспределения элементов, сопровождающих эту разновидность постседиментационных преобразований терригенных отложений.

Трансформация глинистых минералов, преобразование их, как и ряда обломочных зерен в каолинит, свойственны континентальным, в первую очередь угленосным комплексам независимо от их минерально-петрографического состава. Хотя мощность зоны, где активно развиваются такие процессы, составляет 1,5–2 тыс. м, в осадочных толщах континентального генезиса мощностью в несколько тысяч метров весь разрез оказывается захваченным ими. Континентальные отложения составляют 14% всех терригенных образований, из которых ~3% приходится на угленосные формации [Ронов и др., 1990]. Однако, как подчеркивалось выше, масштабы изменения химического состава этих отложений в ходе их постседиментационных преобразований на начальных этапах погружения в стратисфере весьма значительны. Они приводят к удалению из этих отложений больших количеств Ca, Na, Mg, Fe, SiO_2 и к некоторому обогащению Al_2O_3, TiO_2 и, возможно, SiO_2.

Подводя итоги изложенному, следует подчеркнуть, что процессы постседиментационных изменений терригенных отложений, развивающихся в ходе возрастающего погружения их в стратисфере, сопровождаются масштабным перераспределением вещества. Характер минералообразования и перераспределения вещества варьирует в зависимости от генезиса осадков, их исходного минерально-петрографического состава, температуры и давления, определяемых глубиной захоронения, химическим составом и динамикой подземных вод. Наиболее значимым результатом такого перераспределения является вынос из пород Ca, Na, Mg, Fe и обогащение их Si, Al, Ti, K. Таким образом, в терригенных осадочных толщах, испытывающих погружение в стратисфере, развиваются процессы, во многом сходные с процессами, которые предшествуют аккумуляции терригенных осадков при мобилизации терригенного материала в питающих провинциях и на путях миграции. В таких толщах при этом происходит дальнейший вынос из терригенных пород "мафических" компонентов (Mg, Ca, Na, Fe) и обогащение "сиалическими" (Si, Al, Ti, K).

* * *

Таким образом, можно констатировать – терригенные отложения являются важной частью континентальной коры. И хотя их масса в континентальной корс, по некоторым данным, не превышает 8% [Ронов и др., 1990], доля участия в осадочной и гранитно-метаморфической оболочках, определяющих специфику химического состава коры этого типа, весьма существенна. В осадочной оболочке терригенные отложения, среди которых доминируют песчано-алевритовые и глинистые разности, составляют ~ 65% массы. В гранитно-метаморфической оболочке метаморфизованные терригенные отложения (метапесчаники, микрокварциты, пара-

гнейсы, кристаллические сланцы) составляют ~ 43% массы. Суммарное содержание терригенных отложений в этих двух оболочках, взятых вместе, достигает ~ 49% их общей массы, а содержание гранитоидов и гранито-гнейсов, происхождение которых обычно связывалось с магматическими процессами, не превышает 35%. Учитывая признаваемый ныне большинством исследователей факт формирования части гранитоидов и гранито-гнейсов также за счет терригенных отложений, следует признать, что последние составляют более 50% двух верхних оболочек континентальной коры.

Осадочная и гранитно-метаморфическая оболочки, взятые в целом, заметно отличаются друг от друга по валовому химическому составу, тогда как терригенные породы осадочной оболочки довольно близки к породам гранитно-метаморфической оболочки. Наибольшее сходство содержаний обнаруживается в содержании SiO_2 и Al_2O_3; меньше сходства в валовом содержании окисного железа (Fe_2O_3), MgO, CaO, K_2O и еще меньше – в содержании TiO_2 и Na_2O. Содержание первого, как правило, выше, а второго всегда ниже в осадочных породах по сравнению как с метаморфическими парапородами в целом, так и с гранито-гнейсами. По содержанию K_2O глины и глинистые породы близки гранитоидам и гранито-гнейсам. В то же время оно выше в терригенных породах и, особенно, в глинах и глинистых сланцах по сравнению с метаморфическими парапородами, но ниже, чем в гранитоидах и гранито-гнейсах, а также в метаморфических парапородах совместно с гранитоидами и гранито-гнейсами.

Формирование терригенных отложений протекает на фоне масштабной осадочной дифференциации элементов, охватывающей стадии выветривания пород питающих провинций, переноса продуктов выветривания, накопления терригенных осадков и их постседиментационных изменений. В ходе такой дифференциации вновь сформированные осадки и породы оказываются обогащенными по сравнению с исходными комплексами Al, Ti, Si, K, РЗЭ, в первую очередь ЛРЗЭ, т.е."сиалическими" элементами, и обедненными Mg, Na, Ca, Fe, ТРЗЭ, относимыми к категории "мафических". По своему содержанию такая дифференциация сходна в определенной степени с магматической дифференциацией, хотя механизмы, определяющие развитие каждой из них различны.

Масштабы осадочной дифференциации весьма значительны. В ее ходе продуцируются огромные массы осадочного материала, главенствующую роль среди которого играют терригенные образования. Последние аккумулируются отчасти в пределах континентальных блоков Земли, но в основной своей массе по их периферии в пределах пассивных и активных континентальных окраин. В пределах активных окраин они обогащаются продуктами основного или среднего вулканизма, включающими покровы базальтов и андезитов, горизонты пирокластического материала, толщи вулканомиктовых граувакк, образующихся при размыве указанных типов пород. Вовлекаясь затем в складчатые и горообразовательные движения и выходя на поверхность суши, терригенные отложения подвергаются новому циклу выветривания, переотложения, постседиментационных изменений. В результате многократной смены таких циклов возникло все многообразие минеральных типов терригенных отложений, существующее в осадочной оболочке: от мономинеральных кварцевых и олигомиктовых разностей до вулканомиктовых граувакк.

Процессы метаморфизма и ультраметаморфизма, протекающие в различных тектонических событиях (коллизии, аккреции, субдукции и др.) приводят к преобразованию терригенных отложений в метаморфические парапороды, гранитоиды и гранито-гнейсы, слагающие гранитно-метаморфическую оболочку континентальной коры. Некоторые из этих процессов будут рассмотрены в следующих разделах монографии.

Метаморфические парапороды по своему валовому химическому составу довольно близки терригенным отложениям, что наряду с некоторыми минерально-петрографическими и структурно-текстурными особенностями свидетельствует об их образовании за счет переработки осадочных терригенных отложений. В то же время терригенные отложения по валовому химическому составу не тождественны полностью гранитоидам и гранито-гнейсам, но значительно ближе к ним, чем андезиты или базальты, которые часто рассматриваются как источники материала гранитоидных магм. Эти отложения, подвергаясь воздействию метаморфизма и ультраметаморфизма, были способны с большей легкостью и в больших количествах генерировать подобные магмы, чем андезиты или базальты. Характерное для терригенных отложений разнообразие соотношений песчано-алевритовых и глинистых разностей, как и их минерально-петрографических типов, определяло существование комплексов, заметно различающихся по валовому химическому составу. Наиболее вероятно, что генерация гранитоидных магм была приурочена в первую очередь к тем из них, которые по своим химическим характеристикам были особенно близки таким магмам. Подобные преобразования терригенных отложений возникли под воздействием процессов анатексиса, гранитизации, частичного плавления, ассимиляции и др., которые по представлениям сторонников магматической дифференциации, вызывают генерацию кислых магм за счет базальтоидов или андезитов.

Существенную роль в развитии метаморфизма терригенных отложений и их гранитизации играли газово-водные флюиды определенного состава. При их взаимодействии с терригенными комплексами была неизбежной дальнейшая модификация химического состава последних с привносом и выносом тех или иных компонентов. Подобные флюиды не обязательно имели мантийное происхождение, а могли представлять собой трещинные и поровые растворы, заключенные в самих комплексах. Хотя данных о химическом составе подобных растворов нет, можно предположить, что весьма благоприятными для развития гранитизации являлись высокоминерализованные хлоридно-натриевые рассолы, часто встречающиеся в нижних горизонтах осадочного чехла. Важную роль при этом могли играть высокое содержание в их составе Na и обычное присутствие K, восполнявших дефицит этих элементов в терригенных породах по сравнению с гранитоидами. Большое значение могли иметь также высокие концентрации Cl: образование им хорошо растворимых соединений с Ca, Mg, Fe могло благоприятствовать удалению из пород части указанных элементов.

Начало осадочной дифференциации, важнейшим продуктом которой являлись терригенные отложения, отвечает ранним этапам истории Земли, времени появления на ней гидросферы. К современной эпохе была сформирована огромная масса терригенного материала, подвергшегося многократному осадочному рециклированию и давшего начало большей части осадочной и, по-видимому, гранитно-метаморфической оболочек. Последнее, однако, не исключает участия в гранитно-метаморфической оболочке продуктов магматической дифференциации. Реальное соотношение продуктов обоих видов дифференциации в составе двух верхних оболочек континентальной коры можно будет установить лишь после разработки надежных критериев идентификации этих продуктов. И, наконец, отметим, что через осадочный процесс, который отражает фундаментальное явление взаимодействия литосферы и гидроатмосферной оболочки, осуществляется предварительная подготовка вещества Земли к его вхождению в состав гранитно-метаморфического слоя. Более того, в осадочных породах запечатлены многие черты эволюции корового слоя континентов, которые будут частично рассмотрены в одной из следующих глав.

Глава 1.2

ЛИТОГЕНЕЗ ОСАДКОВ В АККРЕЦИОННЫХ ПРИЗМАХ И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ВЕЩЕСТВА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

В предыдущей главе были рассмотрены некоторые аспекты формирования осадочного чехла и его вторичных низких термобарических преобразований в условиях континентальной коры и показана роль этих процессов в первичной трансформации вещества в сторону его сиализации. Сходные процессы наблюдаются и в переходных зонах от океана к континенту, в частности в пределах так называемых аккреционных призм.

Поскольку аккреционные призмы формируются на границе тектонически различных областей – океана и континента, они оказываются областью трансформации океанического осадочного вещества в континентальное. В аккреционных призмах происходят процессы постседиментационного преобразования осадка в породу (литогенез) и по крайней мере начальные стадии метаморфических преобразований этих пород (метагенез). В дальнейшем породы могут быть подняты в зону эрозии или уведены на глубокие горизонты и включены в состав консолидированной континентальной коры.

В широком смысле литогенез объединяет процессы, связанные с накоплением осадка (седиментогенез), превращением его в осадочную породу (диагенез) и последующим изменением осадочных пород (катагенез) до превращения их в метаморфические породы (метагенез). Процессы литогенеза всегда привлекали внимание геологов различного профиля как в России, так и за рубежом. Этот интерес связан с многообразием литогенеза, который, во-первых, определяет формирование осадочных пород и залежей гипергенных полезных ископаемых, а во-вторых, является составной частью ряда трансформаций, приводящих к переходу пород осадочного чехла в состав консолидированной коры.

Изучение процессов литогенеза исторически было связано с континентальными осадочными бассейнами, где за ведущий фактор преобразования принимается, как было показано в предыдущей главе, прогрессивное погружение бассейна породообразования. Представление о нарастающих со временем температуре и давлении в условиях замкнутой флюидосистемы бассейна породообразования привело к появлению концепции стадийного литогенеза. Хотя единых взглядов на процессы литогенеза нет и разные исследователи по-разному трактуют очередность и содержание отдельных этапов преобразования осадочного вещества, теоретическая схема породообразования позволила наметить общую направленность процессов в осадочных бассейнах континентов и их пассивных окраин.

В отличие от континентальных бассейнов преобразование осадочного вещества в аккреционных призмах происходит на фоне воздымания деформируемых толщ, когда давление нарастает, а температура не повышается и даже снижается со временем. Логично ожидать, что аллохтонное положение аккретированных осадков, высокие скорости роста призмы и субдуцирования осадков, специфические гидрологические и термобарические условия должны влиять на процессы литогенеза. В этой связи интересно сопоставить наблюдения над преобразованиями в современных аккреционных призмах с теоретическим рядом стадийного литогенеза.

Но, прежде чем перейти к рассмотрению конкретного фактического материала по этому вопросу, остановимся кратко на изложении некоторых общих положений, связанных с аккреционной тектоникой. Это поможет понять ряд специфических особенностей проявления вещественной трансформации пород в области перехода от океана к континенту.

Аккреционные призмы: морфология и механизмы формирования

Концепция аккреции зародилась в конце 60-х–начале 70-х годов 20-го столетия. Резкое исчезновение сейсмических рефлекторов в основании континентального склона было объяснено деформациями на границе двух тектонически различных сред – океанической и континентальной [Sayfert, 1969]. Позже предположили, что несмотря на общее погружение океанической литосферы, более легкие осадки могут срезаться во фронте надвигающейся плиты [Dickinson, 1971]. Дальнейшая разработка теории кинематики литосферных плит и интерпретация прямых наблюдений – батиметрии, сейсмических профилей и гравиметрии – подтвердили это предположение. Появилась довольно простая модель, которая предусматривала пододвигание части океанической литосферной плиты под континентальную литосферную плиту с постепенным прибавлением массы, увеличением объема или расширением суши за счет присоединения к ней извне (латеральной аккреции) новых порций кластического материала [Sugimura, Ueda, 1973; Karig, 1974a; Karig, Sharman, 1975; Biju-Duval et al., 1982; Dickinson, Seely, 1979; и др].

Структурно-морфологическим выражением этого явления служит образование во фронте надвигающихся плит гигантских геологических тел сложной природы, протягивающихся вдоль зон субдукции на тысячи морских миль и имеющих клиновидное строение в разрезе. Эти образования получили название "аккреционные призмы" или "клинья". Название представляется удачным, поскольку определение "аккреционные" обозначает явление, а существительное описывает его результирующий продукт. Причем оба термина вполне правомочны: призма характеризует внутреннюю структуру тела, ограниченного рядом пересекающихся плоскостей, а клин образно отражает его морфологию.

Аккреционные призмы, как правило, сложены счешуенными пластинами, омолаживающимися в сторону океана. В рельефе аккреционные призмы достаточно четко выражены как поднятия, протягивающиеся от внутреннего склона желоба до депрессионной структуры (преддугового бассейна), отделяющей его от континента или вулканической островной цепи. Представляется, что преддуговой бассейн формируется как структура растяжения, компенсирующая избыточное сжатие в аккреционной призме [Corrigan et al., 1990; Wesbrook et al., 1994].

Модель возникновения аккреционных призм применяется и для описания формирования горных поясов на западном и восточном обрамлениях Тихого океана [Davis et al., 1983; Scholl, Marlow, 1974; Blake, Jones, 1974; Rangin, 1978], в Альпийском и Карибском поясах [Ernst, 1975; Bocaletti et al., 1971] и др. С аккреционным механизмом были сопоставлены и зоны меланжей, сложенные срезанными осадками чехла и офиолитовыми пластинами [Dickinson, 1971].

Следует отметить, что прямое сопоставление современных аккреционных призм и древних складчатых поясов (или аккреционных комплексов) представляется неправильным. Аккреционные призмы существуют ровно столько, сколько существуют их морфоструктуры и флюидосистемы, которые определяют все процессы структурных и вещественных трансформаций. После завершения своего эволюционного цикла аккреционная призма перестает существовать как самостоятельная единица и входит в состав континентального обрамления наравне с разнообразными структурно-вещественными комплексами пород разного генезиса, возраста и места образования: террейнами, атоллами, гайотами, офиолитовыми комплексами и т.д.

Формирование аккреционных призм связано с реализацией различных механизмов: фронтальной аккреции, базальной аккреции и субдукции, субдукционной эрозии и пр. Рассмотрим некоторые из них.

Фронтальная аккреция

В общем случае движущиеся в сторону континента осадки чехла океанической плиты встречают на своем пути сопротивление в виде края надвигающейся плиты и срезаются со своего носителя. Изначально стратифицированные толщи деформируются, сминаются в складки, подрываются тектоническими нарушениями и в составе тектонических чешуй образуют массив аккреционной призмы (рис. 1.2.1, *а*). Такой механизм принято называть фронтальной, или латеральной, аккрецией.

В идеальном варианте все поступающие с океанической плитой осадки могут оказаться в составе призмы за счет этого механизма. Одним из примеров явного преобладания фронтальной аккреции является аккреционная призма Каскадия на западной окраине Северо-Американского континента. Она протягивается на 800 км вдоль западного ограничения Северо-Американского континента от о-ва Ванкувер (Британская Колумбия, Канада) на севере до мыса Бланко (Орегон, США) на юге. Призма сформирована за счет длящейся с эоцена конвергенции между океанической плитой Хуан де Фука и Северо-Американской плитой. Считается, что скорость конвергенции, составляющая 42 км/млн лет, существенно не менялась, по крайней мере, последние 10 млн лет [DeMets et al., 1990; Duncan, Kulm, 1989; Riddinhoug, 1984].

Поверхность плиты Хуан де Фука необычайно гладкая с очень небольшим числом подводных гор, так же как и сейсмоповерхность непосредственно под аккреционной призмой. Падение океанической коры нарастает от 3–4° мористее фронта деформаций до 10° под шельфом и 15° под берегом [Hyndman et al., 1990; 1994]. Подъезжающая к призме толща осадков достигает мощности в 2,5 км, из которых 2 км приходится на акустически слоистые турбидиты, залегающие на акустически прозрачных доплейстоценовых гемипелагических осадках. Анализ баланса масс подтверждает представления о росте призмы исключительно за счет фронтальной аккреции поступающих осадков и полной их ассимиляции в призме [Davis, Hyndman, 1989]. Аккретированная за последние 1,8 млн лет масса осадков примерно соответствует расчетному объему поступающего материала, что предполагает постоянство современного процесса с плейстоцена [Hyndman et al., 1994].

Прогрессивная деформация внутри призмы, сопровождаемая запрокидыванием тектонических чешуй вплоть до развала вергентности относительно оси аккреционного сооружения, может привести к крупномасштабному структурному перемешиванию различных комплексов пород (прежде всего автохтонных пород шельфа и склона с аллохтонными аккретированными породами). Наиболее яркими современными примерами являются аккреционные призмы Суматра (Индонезия) и Барбадос (Малые Антилы) [Westbrook, 1982]. Ископаемым примером такого перемешивания ряд исследователей считает образование знаменитого Франциканского комплекса в Калифорнии [Blake, Jones, 1974].

Субдукция осадков и базальная аккреция

Как правило, большинство призм образовано не только за счет фронтальной аккреции. Часть осадков нижней части океанического чехла избегает фронтальной аккреции и проскальзывает вместе с субдуцирующей плитой под аккреционную призму.

Во фронте надвигающейся плиты осадки чехла разделяются на два комплекса: 1) срезаемый и причленяемый к аккреционной призме за счет фронтальной аккреции и 2) проскальзывающий под призму. Поверхность структурной дисгармонии,

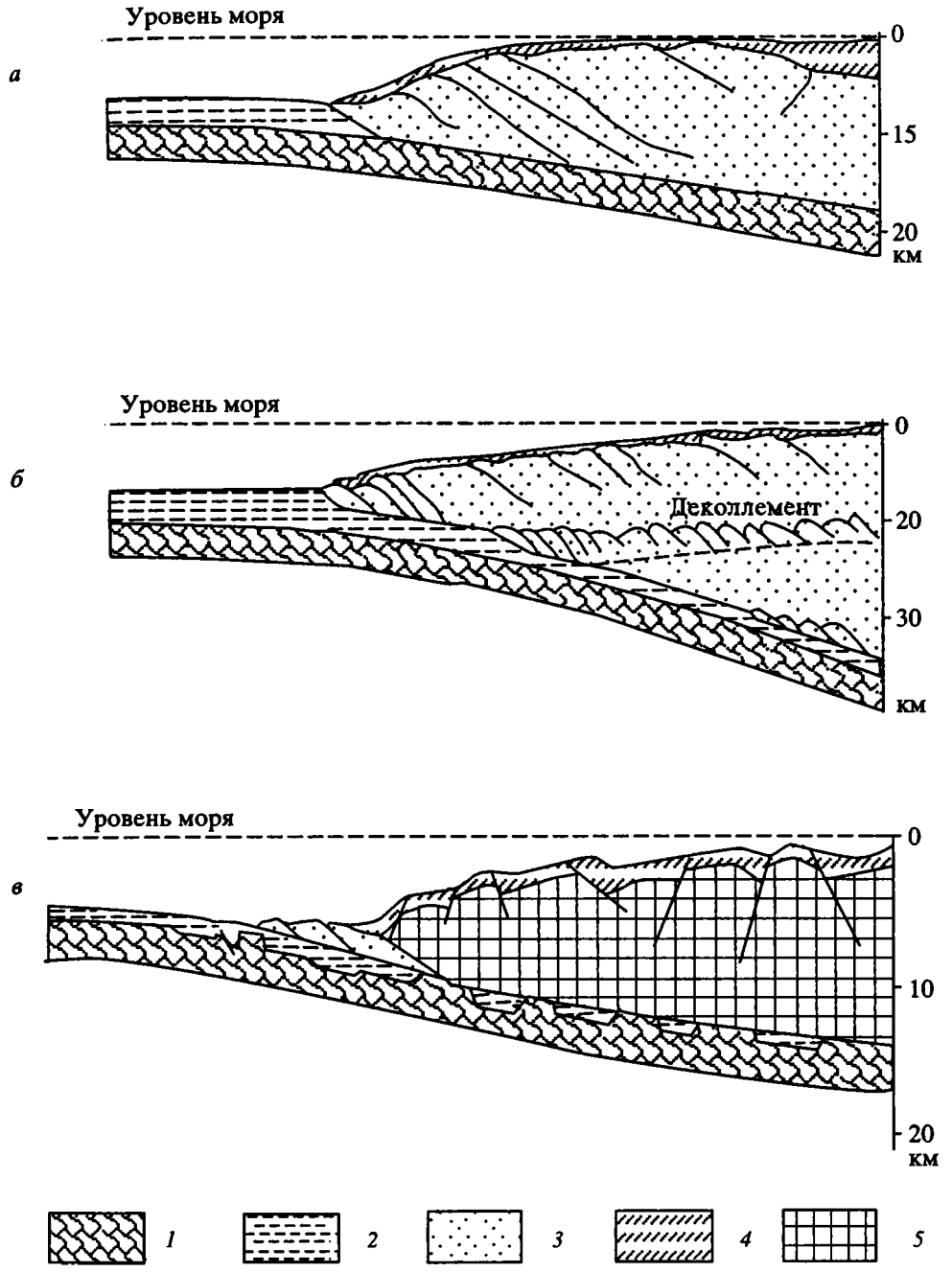


Рис. 1.2.1. Основные механизмы формирования аккреционных призм (по: Westbrook et al., 1994; Moore, 1988; Warsi et al., 1983; Schweller et al., 1981; Kulm et al., 1981, с изменениями)

1 – океаническая плита; *2–4* – осадки: *2* – чехла океанической плиты, *3* – аккреционной призмы, *4* – чехла аккреционной призмы; *5* – метаморфические породы; *а–в* – пояснения см. в тексте

относительно которой происходит разделение осадков плиты на два комплекса, определяется как плоскость базального срыва, или деколлемент. Эта поверхность является границей раздела двух плит и играет важнейшую роль в эволюции аккреционной призмы. Помимо смены характера структурных воздействий на осадки, эта зона является границей двух важнейших областей преобразования вещества – литогенеза и метагенеза (см. ниже). Немалую роль в заложении деколлемента играет и строение осадочного разреза океанического чехла. Как правило, деколлемент закладывается на границе верхних гемипелагических и турбидитовых толщ с высоким коэффициентом трения и нижних пелагических пластичных отложений.

Осадки, уведенные под деколлемент, могут на некоторой глубине причлениться к подошве аккреционной призмы. Такой способ поступления вещества обозначается как базальная аккреция, или подслаивание (underplating). Этот механизм обусловливает нагнетание вещества в основание призмы, в частности приводит к появлению структур сдваивания (дуплексов), что способствует утолщению и воздыманию аккреционного сооружения (см. рис. 1.2.1, *б*).

Примером ведущей роли базальной аккреции является аккреционный комплекс Макран, расположенный вдоль континентальной окраины Ирана и Пакистана на северном побережье Оманского залива. Комплекс образован за счет субдуцирования в северном направлении океанической части Арабской плиты под Евроазиатскую плиту [Platt et al., 1985]. Имеющиеся на сегодняшний день данные показывают, что значительная часть осадочного материала, соответствующего толще 6 км, избегает фронтальной аккреции [Platt, 1986]. Сравнение вероятного объема поступающих осадков и реального объема аккреционной призмы показывает, что при наличии только фронтальной аккреции (начиная с миоцена) потребовалось бы 70%-ное постаккреционное сокращение для получения наблюдаемой в настоящее время ширины (180 км) аккреционной призмы. Полевые наблюдения, однако, допускают лишь 30%-ное сокращение размера призмы. Равновесие между объемами поступающего материала и призмы Макран можно объяснить только доминирующей ролью механизма базальной аккреции.

Проявление базальной аккреции вовсе не исключает возможность субдукции осадков. На континентальной окраине Мексики расчеты баланса вещества подтверждают представления как о базальной аккреции, так и о субдукции осадков. Здесь аккреционный клин приурочен к внутреннему склону Центрально-Американского желоба, ограниченному хребтом Техуантепек с юго-востока и разломной зоной Ривера с северо-запада. Желоб относительно мелкий и расположен близко к береговой линии. Преддуговой бассейн отсутствует [Karig, 1974b; Karig et al., 1978]. Эпицентры землетрясений не превышают глубин 200 км и отражают прерывистый и пологий характер зоны Беньофа [Molnar, Sykes, 1969]. Скорость конвергенции оценивается в 7 см/год [Minster, Jordan, 1978]. Сейсмические профили вкрест окраины показывают наличие наклонных рефлекторов, характерных для фронтальной аккреции.

В то же время примерно в 4 км от желоба в сторону суши деформации внутри аккретированных осадков резко снижаются, что отражено в недостаточном запрокидывании сильных рефлекторов, хотя призма продолжает наращивать свою мощность по мере удаления от желоба. Было подсчитано, что из осадков, поступающих в зону субдукции, треть, главным образом турбидиты желоба, срезаются во фронте аккреционной призмы, треть первоначально субдуцируется, но затем причленяется к призме снизу и треть (включая пелагические океанические осадки) субдуцируется под континентальную кору в сторону суши.

Аккреционная призма Коста-Рики расположена на западном краю Карибской плиты. Центрально-Американский желоб является поверхностным выражением конвергентной границы между Карибской плитой и субдуцирующей плитой Кокос

[Hey, 1977; Crowe, Buffler, 1983; Ponce, Case, 1987; Shipley et al., 1992]. Скорость конвергенции в этой части желоба оценивается в 87 км/млн лет [DeMets et al., 1990]. Со стороны океана в желоб поступает 300–450-метровая толща очень однородных гемипелагических (вверху) и пелагических (внизу) осадков [Shipley, Moore, 1986]. Во фронте призмы срезается и аккретируется 45–88 м осадков. Поскольку нет оснований говорить о существенной тектонической эрозии под нижним склоном, здесь, так же, как и в призме Макран, предполагается ведущая роль базальной аккреции.

Субдукция и субдукционная эрозия

Как следует из примера с Мексиканской окраиной часть осадков избегает как фронтальной, так и базальной аккреции и уводится (субдуцируется) в глубокие горизонты литосферы вместе с океанической плитой. Кроме того, погружающаяся плита может механически эродировать плиту надвигающуюся. Такой механизм получил название субдукционной эрозии. Впервые представления о субдукционной эрозии были сформулированы Р. Ван Беммеленом в 1966 г. для конвергентных окраин и орогенных поясов [Van Bemmellen, 1972] и позднее применены к активным окраинам [Gilluly, 1969].

Уводу осадков из аккреционной области может способствовать появление структурных ловушек на океанической плите, возникающих как следствие образования нормальных сбросов при изгибе и растяжении субдуцирующей плиты [Isacks et al., 1968; Hilde, 1983]. Надвигающаяся плита действует подобно скреперу, который заполняет грабены осадочным материалом (см. рис. 1.2.1, *в*). Такая ситуация характерна для некоторых континентальных окраин (Перу, Чили, Японии) [Behrmann et al., 1992; Hussong et al., 1976; Von Huene, Sholl, 1991]. Например, около 80% поступающего в Японский желоб обломочного материала субдуцируется в структурных ловушках [Von Huene et al., 1980]. Субдукционная эрозия может проявляться как на внутреннем склоне желоба, так и в подошве висящей плиты, приводя к погружению континентальной окраины в целом, как это происходит на Перуанской окраине. Эродированный материала субдуцируется до глубин магмообразования.

Появление структурных ловушек на субдуцирующих плитах может определять ряд факторов: досубдукционные процессы в океанической плите, изгиб при субдукции, наложение структурных форм в зоне субдукции. Примечательно, что в случае сильного изгиба субдуцирующих плит крупных призм как правило не образуется, зато образуются глубокие желоба. По-видимому, можно даже говорить о невозможности сосуществовании крупных аккреционных призм и желобов.

Так, на Перуанской окраине Южно-Американского континента в районе пересечения Перуанского желоба зоной трансформного разлома Мендано (10–14° ю.ш.) глубина желоба достигает 6300 м ниже уровня моря и явной аккреции осадков на внутреннем склоне желоба не наблюдается [Schweller et al., 1981]. Напротив, общее погружение окраины и малое пространство между желобом и мезозойской магматической дугой при отсутствии аккреционных призм позволяют предположить субдуцирование осадочного материала и вероятную субдукционную эрозию нависающей плиты [Warsi et al., 1983; Kulm et al., 1981; Hussong, Wipperman, 1981]. Субдуцирующая плита Наска испытывает в этом районе спрединг в северо-северо-западном и юго-юго-восточном направлениях, что приводит к появлению нормальных сбросов и ограниченных ими запрокинутых блоков (до 100 км), расположенных симметрично относительно оси спрединга. Образованный в результате ступенчатый рельеф с высотой уступов 100–200 м перекрыт чехлом пелагических

отложений мощностью 100–150 м. Примерно в 100 км от желоба плита Наска начинает изгибаться в сторону зоны субдукции и на спрединговые структуры накладываются серии новых сбросов, в целом субпараллельных оси желоба. Тектоническая деформация приурочена, по-видимому, к единой и непрерывной зоне, где происходят дальнейшее раскалывание в плите и перемещение осадков в грабены. По погружению окраины и миграции желоба в сторону к суше за последние 20 млн лет скорость эрозии оценена в 31–55 км^3/млн лет [Von Huene, Lallemand, 1990].

Сходная картина наблюдается и в южной части Чилийского желоба, там, где он пересечен трансформным разломом. Это пересечение определяет появление структурных ловушек и перемещение осадков чехла океанической плиты на глубокие горизонты субдукции [Candle, Leslie, 1986]. Скорости субдукционной эрозии вдоль Чилийской окраины (24–35°) оценены в 50–500 км^3/млн лет на 1 км желоба [Stern, 1991].

Следует подчеркнуть, что независимо от конкретного механизма перемещения осадочного материала из области субдукции на глубокие горизонты само явление позволяет решить две важные проблемы: 1) несоответствие между объемом осадочного материала в желобе и расчетной скоростью его поступления [Gilluly, 1971]; 2) аномальную изотопную характеристику коры, обусловленную, вероятно, влиянием осадков и воды на образование мантийных расплавов [McKenzie, 1983].

Можно наметить некоторую зависимость между доминирующим механизмом аккреции и ориентировкой зон субдукции, поскольку последняя предопределяет величину изгиба плиты, степень ее раскола и т.д. Так, в случае западной вергентности зон субдукции, скорости погружения образующихся депрессий составляют около 1000 м/млн лет, тогда как при восточной или северо-восточной ориентировке зоны субдукции скорости погружения не превышают первых сотен метров на миллион лет. В результате, желоба западного обрамления океана имеют значительную (5–10 км) глубину, тогда как бассейны восточного фланга неглубоки и часто не имеют выраженного желоба.

Строение окраины, очевидно, определяет и доминирующие механизмы субдукции. Преимущественная приуроченность аккреционных призм к зонам субдукции восточной вергентности как раз и связана с преобладанием здесь фронтальной и(или) базальной аккреции, тогда как субдукция осадков и субдукционная эрозия являются важнейшими механизмами, характерными при западном падении зон субдукции. Аккреционные призмы, связанные с зонами субдукции, падающими на восток (Каскадия, Пуэрто-Риканская и Мексиканская окраины) или северо-восток (призмы Макранская, Зондская, Папуа-Новая Гвинея), хорошо выражены в рельефе и имеют значительные объемы. В случае падения зон субдукции на запад образования призм либо не происходит, либо объем призм относительно невелик (западнотихоокеанские зоны субдукции, система Южных Антил).

Исключения из этой главной закономерности связаны либо со специфической тектонической предысторией призмы (например, Барбадос), либо с перекрытием и взаимовлиянием нескольких тектонических режимов на край плиты, как это имеет место на Перуанской и Чилийской окраинах.

Скорости роста аккреционных призм неодинаковы на различных их участках и стадиях формирования. Первыми испытывают давление со стороны океанической плиты полупластичные нелитифицированные осадки. Главной реакцией этих осадков на приложение тектонических сил является изгиб, морфологически выражаемый в рельефе как передовой хребет призмы. Скорость вертикальных движений в этот период жизни призмы максимальна и оценивается, например, для Мексиканской окраины в 200–500 м/млн лет. По мере нарастания плотности в глубь призмы вертикальные движения замедляются.

В Макранском аккреционном комплексе начало складкообразования отмечается в самой южной части фронта призмы. Эти фронтальные складки постепенно вовлекаются в аккреционную призму. Дальнейшие деформации на этом участке незначительны. В то же время в 70 км севернее в сторону суши от линии положения современного фронта складкообразования происходит дальнейшее поднятие аккретированных осадков и в 100 км от фронта призма уже выступает над уровнем моря, образуя береговую часть аккреционного комплекса Макран. В береговой зоне комплекса обнажаются мощные сильно дислоцированные флишевые толщи, прослеживающиеся на 200 км к северу в глубь континента.

При изучении аккреционной призмы Каскадия на Орегонской континентальной окраине США удалось показать как дискретность смещения зоны фронтального срыва, так и различие скоростей проградации отдельных частей аккреционного клина [Чамов и др., 2001]. Проградация призмы в сторону океана представляется достаточно сложным и нелинейным процессом, поскольку с позиций прочностных свойств призма является телом с переменной упругостью. От области наибольшего напряжения (континентального упора) в сторону океана призма последовательно является упругим, вязкоупругим и пластичным телом. Как следствие, разные части призмы смещаются с разными скоростями, возрастающими в сторону континента. Так, скорость проградации призмы вдоль фронтального срыва равна нулю. Подтягивание к этой зоне остальных частей призмы происходит до тех пор, пока нарастающее внутреннее напряжение не превысит некоторый предел прочности. Превышение этого предела приводит к заложению нового срыва и геологически мгновенному смещению фронта деформации в сторону океанической плиты. Постепенное нарастание напряжений приводит к перенесению части нагрузок в чехол океанической плиты и развитию в нем зоны протодеформаций. Для аккреционной призмы Каскадия получены данные, которые свидетельствуют о том, что скорости возрастают в глубь призмы от 1,6 км/млн лет во фронте до 3,1 км/млн лет в тылу аккреционной призмы.

Деформация толщ и внутренняя структура аккреционных призм

Структурные преобразования вещества достаточно хорошо изучены как в современных, так и в ископаемых аккреционных призмах [Taira et al., 1992; Underwood, Bachman, 1982; Moore et al., 1985; Scholl et al., 1980; и др.].

Деформации в призмах весьма разнообразны и включают срывы по напластованию, листоватость, стрельчатую и мелковолнистую складчатость вдоль излома плоскостей кливажа, появление зон протомеланжа и т.д. Внутри призмы можно выделить области, где преобладают определенные виды структурного преобразования вещества.

В самой передовой части призмы, где происходит срезание всех или верхней части поступающих с океанической плиты осадков, находится область счешуивания или фронтальной аккреции (рис. 1.2.2, *а*). В этой области осадки испытывают начальную деформацию и в зависимости от состава и физических свойств сминаются, сдваиваются и подрываются пологими нарушениями. В дальнейшем, по мере продвижения аккреционной призмы в сторону океана, напряженность тектонических деформаций в тыловых частях аккреционной призмы возрастает. Сильно деформированные, кливажированные осадочные комплексы входят в состав крутопадающих пластин с вергентностью в сторону субдуцирующей плиты (см. рис. 1.2.2, *б*).

В этой же части могут проявляться грязево-газовые вулканы и диапиры, образованные за счет разгрузки растворов, генерированных близ поверхности базального

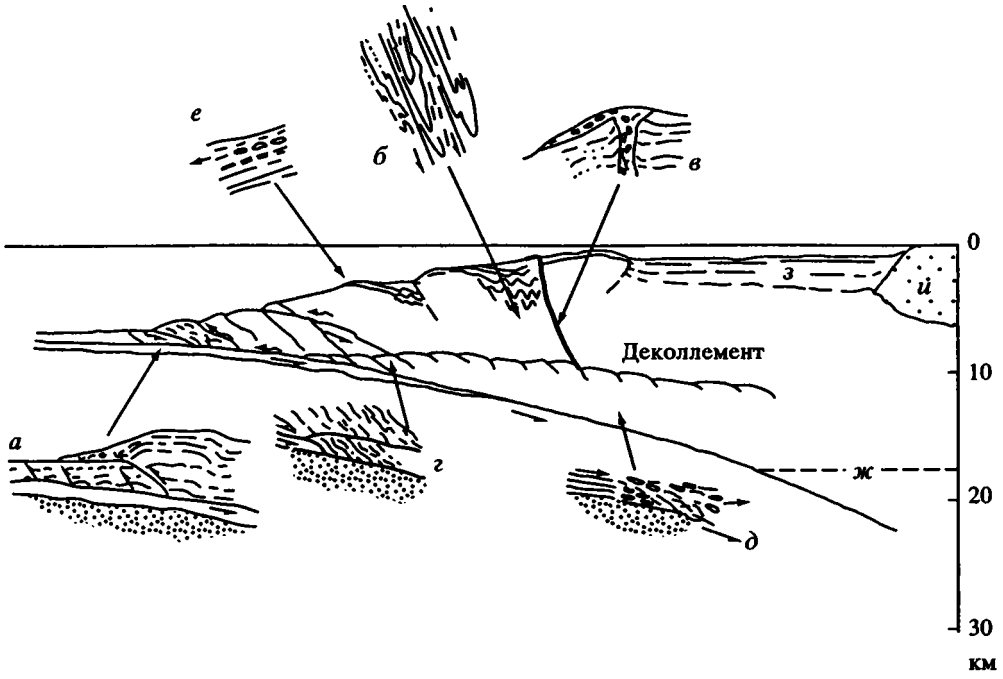


Рис. 1.2.2. Некоторые черты внутреннего строения аккреционных призм, по: [Moore et al., 1985] (с изменениями)

Пояснения см. в тексте

срыва (см. рис. 1.2.2, *в*). Появление грязевых вулканов связывают с разгрузкой растворов, отторженных из быстро уведенных под деколлемент сильно обводненных осадков [Brown, 1990; Westbrook, 1982].

Базальная аккреция изначально субдуцировавших осадков происходит под поверхностью деколлемента. Подслаивание осадков под этой поверхностью может происходить как с сохранением реликтов начальной стратификации субдуцируемых осадков, так с полной переработкой субдуцируемого материала. В первом случае в основании деколлемента образуются дуплексы (см. рис. 1.2.2, *г*), во втором – базальная аккреция происходит за счет диффузного нагнетания вещества полностью дезинтегрированных осадков (см. рис. 1.2.2, *д*).

В осадках склона вблизи желоба и в только что аккретированных и еще сохраняющих свою структуру осадках отмечаются деформации сжатия – сокращение вдоль слоистости. Выше по склону деформацию осадков чехла аккреционной призмы определяют гравитационные процессы – крип и оползневые движения, приводящие к растяжению и утонению слоев (см. рис. 1.2.2, *е*).

Зона перехода от хрупких вверху к пластическим внизу деформациям предположительно находится на глубине около 15 км, т.е. на том же уровне, что и в континентальной коре (см. рис. 1.2.2, *ж*).

Важную роль в формировании структуры играют крупные нарушения, проникающие сквозь всю аккреционную призму и коренящиеся в поверхности базального срыва. Представляется, что за счет таких срывов призма приспосабливается к оптимальной реакции на давление. Кроме того, данные нарушения могут стать средоточением сдвиговых смещений отдельных частей аккреционной призмы и способствовать смещению структурно-вещественных комплексов (террейнов) на значительные расстояния.

Как уже говорилось выше, компенсационное растяжение при образовании призмы реализуется в преддуговом бассейне (см. рис. 1.2.2, *з*), отделяющего призму от континентального массива или паравтохтона (см. рис. 1.2.2, *и*). Структурная граница между призмой и преддуговым бассейном выражена обратными сбросами, падающими в сторону океана. Отложения преддугового бассейна хорошо стратифицированы, частично перекрывают аккреционную призму и достигают мощностей в несколько километров.

Гидрологический режим

Гидрологическая система, развивающаяся в зоне субдукции, определяет практически все аспекты ее тектонической эволюции: образование протяженных зон концентрированного перемещения растворов, перенос тепла, характер взаимодействия в системе "вода–порода", физические свойства пород, форму аккреционного сооружения, появление биологических сообществ на поверхности морского дна в зонах разгрузки восходящих флюидов, уровни концентрации газа и газогидрата [Kulm et al., 1986; Moore et al., 1988; Kulm, Suess, 1990; Bekins, Dreiss, 1992; Carson et al., 1993].

Поступающие с океанической плиты осадки слабоуплотнены (пористость достигает 50%) и содержат огромное количество воды. Как фронтальная, так и базальная аккреция приводят к сокращению порового пространства и отжиму поровых вод. Например, в аккреционной призме Коста-Рики пододвигаемые осадки обезвоживаются на расстоянии 3–5 км в сторону суши от языка аккреционной призмы. На основании скоростей сейсмических волн и сокращения мощностей между ярко выраженными рефлекторами предполагается, что половина водной фазы, изначально содержавшейся в поступающих осадках, разгружается именно в этой зоне [Shipley et al., 1990; Shipley, Moore, 1986].

Кроме того, значительное количество воды может поступать за счет дегидратации минералов и генерации углеводородов, а также и из субдуцировавшей части океанической плиты [Peacock, 1987]. Данные по современным зонам субдукции показывают, что растворы могут благополучно переноситься на глубины ниже зоны базального срыва. Магнитотеллурическая съемка вдоль транссекта LITHOPROBE на о-ве Ванкувер указывает на то, что осадки на океанической коре на глубинах около 30 км содержат соленые поровые растворы [Kurtz et al., 1986; Clowes et al., 1987].

Прогрессирующее и быстро нарастающее тектоническое уплотнение в аккреционной призме приводит к восходящему движению поровых вод как в диффузной, так и в концентрированной форме. Межзерновая проницаемость может быть значительной только на ранних этапах аккретирования, да и то лишь в тех призмах, где аккретированы существенно песчаные породы. В дальнейшем в ходе аккреции и аутигенной цементации главная роль в миграции растворов принадлежит трещинам и разломам [Cloos, 1984]. Базальная поверхность срыва, на которой располагается аккреционная призма, а также основные зоны нарушений (поверхности тектонических чешуй и обратные сбросы), проникающие сквозь тело призмы до этой поверхности, являются важнейшими зонами концентрированного перемещения поровых вод.

Отжимаемые при уплотнении поровые воды обогащаются поступающими по разломам и системам трещин глубинными (термогенными) и биогенными углеводородами (прежде всего метаном, содержания которого в водной фазе достигают 80 000 ммоль), образуют высокореакционные растворы и способствуют значительным преобразованиям аккретированных осадков. Геохимический состав растворов

сильно варьирует и оказывается существенно разным даже в смежных частях разреза. Наличию изолированных гидрологических ячей способствуют избирательная карбонатная цементация аккретированных осадков и неравномерное проникновение растворов. Там, где отмечена карбонатная цементация, воды относительно обеднены Mg и Ca. Как правило, с глубиной нарастает количество растворенного метана, появляются этан, бутан, пропан. Примечательна и неодинаковая соленость поровых растворов (концентрация Cl^- в поровом флюиде колеблется от 570 до 12 ммоль), что наиболее вероятно связано с их разбавлением при диссоциации газогидратов.

Ложные рефлекторы морского дна, известные во всех аккреционных призмах, маркируют основание поля стабильности метаногидрата, зависящего от соотношения температуры и давления. Ниже этой фазовой границы метан может присутствовать как растворенный или свободный газ. Выше ложного рефлектора метан может связываться в газогидрат – субстанцию, сходную с сухим льдом, в которой молекулы газа заключены в решетку из молекул воды.

Температуры внутри аккреционных призм, как правило, небольшие из-за отбора тепла холодной погружающейся плитой и быстрого привноса больших объемов обводненных осадков. Это не позволяет призмам достичь температур, характерных для обычной континентальной коры [Burch, Langsett, 1981; Fergusson et al., 1993]. Термальные градиенты в призмах колеблются от 11 до 60 °С/км [Larue, 1991]. В целом основополагающим регулятором термального режима призмы является возраст субдуцирующей литосферы. Кроме того, важны такие параметры, как скорость конвергенции, угол образующих поверхностей аккреционного клина, мощность аккретируемой осадочной толщи, нагрев за счет трения в основании призмы [Langseth et al., 1990; Fergusson et al., 1993].

Преобразование вещества

Рассмотрим некоторые черты преобразования аккретированных осадочных толщ на примере аккреционной призмы Каскадия, построенной исключительно за счет фронтальной аккреции. Пример кажется удачным, поскольку представляет наиболее простой в тектоническом отношении вариант перехода от океана к континенту (рис. 1.2.3). Строение континентальной окраины Каскадия отражает историю субдукции. После перестройки Тихоокеанского тектонического режима примерно 43 млн лет назад к континенту причленились два узких террейна: эоценовый морской вулканический Крисчент и мезозойский морской Пацифик Рим, причем первый считается параавтохтоном для аккреционной призмы [Hyndman et al., 1990].

Строение аккреционной призмы и ее сочленение с осадками чехла океанической плиты показано на рис. 1.2.4. Горизонтально стратифицированные ненарушенные гемипелагические отложения и турбидиты чехла океанической плиты прослеживаются до зоны фронтального срыва, вблизи которого они испытывают слабые тектонические напряжения (зона протодеформаций). За зоной фронтального срыва начинается Передовое рамп-антиклинальное поднятие, поднимающееся более чем на 800 м над уровнем абиссальной равнины. Осадки этой зоны смяты в простые складки, подорваны многочисленными нормальными и обратными сбросами, но в целом сохраняют первичную стратификацию. Здесь они еще слабо литифицированы, поэтому подвержены пластическим деформациям. За Передовым поднятием расположены внутренняя депрессия и хорошо выраженный в рельефе массив аккреционной призмы.

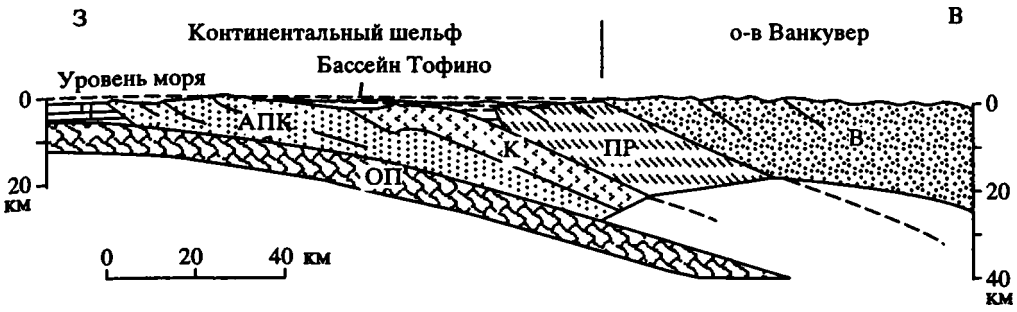


Рис. 1.2.3. Положение аккреционной призмы Каскадия в структуре континентальной окраины Северной Америки, по: [Hyndman et al., 1990]

Буквенные обозначения: Ч – чехол океанической плиты; ОП – океаническая плита Хуан де Фука; АПК – аккреционная призма Каскадия; К – вулканический террейн Крисчент; ПР – терригенный террейн Пацифик Рим, В – террейн Врангеля

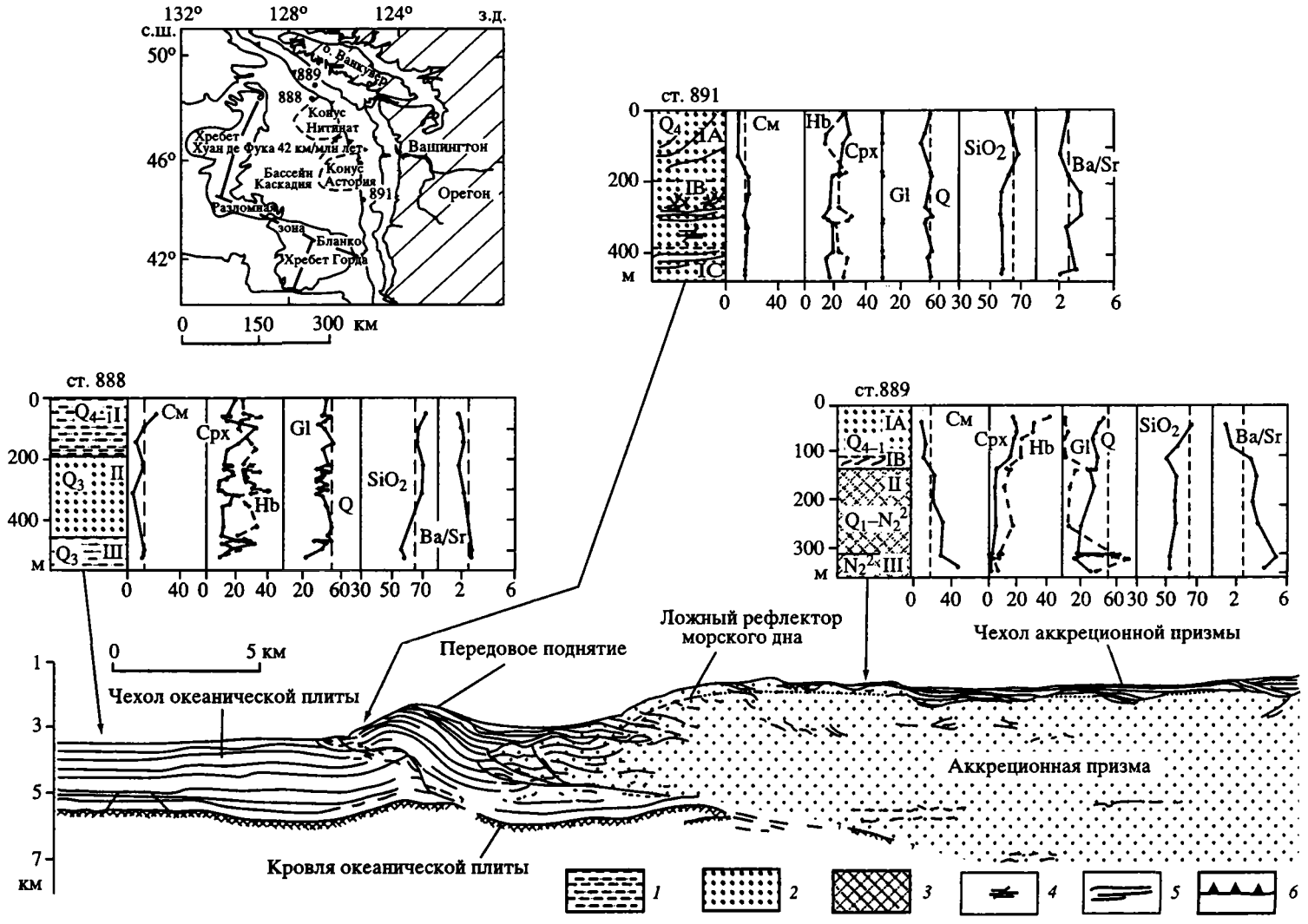
В 146-м рейсе ODP бурением были вскрыты голоценовые–верхнемиоценовые осадки аккреционной призмы Каскадия и ее океанического обрамления [Westbrook et al., 1994] (см. рис. 1.2.4).

По положению на континентальной окраине и структурно-текстурным признакам выделяются две группы отложений. В первую группу входят автохтоные неаккретированные осадки, слагающий чехол континентального склона и океанической плиты. Вторую группу составляют аллохтонные осадки аккреционной призмы, несущие все признаки стрессовых деформаций. Они накопились вне своего современного положения и были тектонически вовлечены в состав призмы [Westbrook et al., 1994; Chamov, Murdmaa, 1995; Чамов, Курносов, 2001].

Различия в составах глинистой фракции пород первой и второй группы хорошо проявлены в содержаниях смешанослойных минералов смектит-иллитового ряда, которые для простоты будем называть смектитами. В отложениях группы I, т.е. в неаккретированных осадках, содержания смектитов не превышают значения 12%, которое можно рассматривать как фоновое. Здесь и далее в качестве фоновых (реферативных) выбирались содержания компонентов, характерные для осадков ст. 888, расположенной вне аккреционной призмы (см. рис. 1.2.4). В осадках группы II, подвергшихся продолжительному влиянию аккреционных процессов (ст. 889), содержания смектитов оказываются значительно выше и достигают более 50%. Примечательно, что нарастание относительных содержаний смектитов сопровождается увеличением количества межслоев слюдистого типа до 40%. При этом прослеживается тенденция к образованию катионов одного – Ca–Mg типа – и исчезновению K–Na катионов в межпакетах.

В тяжелой фракции песчаных отложений наиболее наглядны различия в относительных содержаниях моноклинного пироксена (Cpx) и роговой обманки (Hb). Во всех осадках группы I содержание Cpx и Hb составляет около 30–40%, тогда как в осадках группы II отмечается резкое уменьшение (до первых процентов) содержаний этих минералов.

В легкой фракции песчаных отложений группы I кварц явно доминирует в составе легкой фракции, а содержания глауконита составляют первые проценты. В аккретированных же толщах группы II содержание глауконита достигает десятков процентов вплоть до полного доминирования в составе фракции. Поведение кварца в легкой фракции согласуется и с содержаниями кремнезема в осадках различных групп: в аккретированных осадках содержание кремнезема не превышает 60%, что заметно ниже его содержания в неаккретированных осадках (около 70%).


132°
128°
124°
з.д.
с.ш.
50°
46°
42°
о. Ванкувер
889
888
Конус Нитинат
Хребет Хуан де Фука 42 км/млн лет
Конус Астория
Бассейн Каскадия
891
Разломная зона Бланко
Хребет Горда
Вашингтон
Орегон
0 150 300 км
ст. 891
ст. 888
ст.889
См
Hb
Cpx
Gl
Q
SiO2
Ba/Sr
м
0 5 км
Чехол океанической плиты
Передовое поднятие
Ложный рефлектор морского дна
Чехол аккреционной призмы
Аккреционная призма
Кровля океанической плиты
км
1
2
3
4
5
6

Распределение бария в двух группах осадков существенно различается. Отчетливо проявлена тенденция к нарастанию его содержаний в аккретированных осадках. Накопление бария представляется весьма характерным для зон субдукции, где происходит интенсивная разгрузка поровых растворов. Например, залежи барита ($BaSO_4$) приурочены к зонам разгрузки восходящих слаботермальных и холодных водных растворов на среднем уступе континентального склона вдоль активной окраины Перу (5–7° ю.ш.) на глубинах 2500–5400 м ниже уровня моря [Dia et al., 1993]. Эта зона разгрузки является самой крупной по сравнению со всеми прочими активными окраинами как по занимаемой площади (около 4000 км^2), так и по плотности заселения бентосными организмами (колонии двустворок, черви *Serpula*, бактериальные маты). Сходные условия существуют и в аккреционной призме Каскадия, где зоны разгрузки растворов маркируются колониями калиптоген, вестиментифер, бактериальными сообществами [Kulm et al., 1986; Чамов и др., 2001]. Наши данные указывают на нарастание в осадках содержаний Ba прежде всего вблизи тектонических нарушений, по которым происходит миграция растворов.

Известно, что барий и стронций мобилизуются в растворы из субдуцирующих осадков. В дальнейшем они либо уводятся в зону магмообразования и впоследствии входят в состав островодужных вулканитов, как, например, в зоне Коста-Риканской аккреционной призмы, либо они возвращаются в осадочный чехол в составе восходящих, достаточно глубинных (коровых) растворов. Для призмы Каскадия обогащение осадков барием, наиболее вероятно, связано с последним механизмом.

В аккретированных осадках устанавливается весьма специфическое поведение ряда элементов. В частности, резко возрастают содержания V, Zn, Cu, Ga, Mo и Br. В случае наибольшей проработки осадков некоторые элементы могут достигать очень высоких концентраций. Например, в отдельных образцах концентрация серебра достигает 25 г/т.

Рассмотренные выше примеры поведения минералов и элементов показывают существенные отличия в осадках двух групп, т.е. преобразования под влиянием аккреционных процессов имеют специфические черты и могут быть сопоставлены с процессами в классических бассейнах погружения.

Как уже говорилось выше, вещество аккреционных призм проходит несколько стадий преобразования, которые мы рассмотрим более подробно.

Диагенез

Этот термин определяет стадию формирования осадочных пород, длящуюся с момента отложения осадка на дне бассейна и завершающуюся его превращением в осадочную породу. При этом происходит физико-химическое уравновешивание осадка – сложной, гетерогенной, обводненной и обогащенной органическим веществом системы. Длительность диагенеза широко варьирует, достигая десятков миллионов лет. Н.М. Страхов [1953, 1956] выделял ряд последовательных событий в ходе этого процесса, который подразделял на ранний и поздний диагенез.

Ранний диагенез начинается с образования специфических поровых (или иловых) растворов. На начальной стадии происходит редукция окислов Fe^{3+}, Mn^{4+},

Рис. 1.2.4. Строение северной части аккреционной призмы Каскадия

1–3 – осадки: *1*, *2* – стратифицированные, преимущественно: *1* – глинистые, *2* – песчаные, *3* – с нарушенной стратификацией, фрагментированные; *4*, *5* – деформации: *4* – хрупкие, *5* – пластические; *6* – граница плит. Содержания компонентов даны в процентах: для смектитов – от соотношения смектита, иллита (гидрослюды), хлорита, принятого как 1:4:2, по: [Biscaye, 1965], для минеральных компонентов – от веса тяжелой (Hb, Cpx) и легкой (Gl, Q) фракций; для оксидов – от навески и в граммах на тонну – для элементов

V^{5+}, SO_4^{2-} и др., растворение SiO_2, $CaCO_3$, $MgCO_3$, $SrCO_3$, $BaCO_3$ и разложение органического вещества с образованием газов CO_2, NH_3, H_2, CH_4 и др. После насыщения поровых вод освобожденными компонентами начинается выпадение избыточных соединений с образованием аутигенных минералов: глауконита, фосфорита, сульфидов Fe, Pb, Zn, Cu, цеолитов и др. С началом образования этих минералов процессы редукции, растворения и десорбции не прекращаются, но между ними и садкой аутигенных минералов устанавливается некоторое стабильное состояние, поддерживаемое циркуляцией вещества. В процессе минералообразования Н.М. Страхов выделял два этапа: окислительный, когда возникают глауконит, фосфаты, цеолиты, глобулярный опал, и восстановительный, когда генерируются карбонаты, фосфаты, силикаты и сульфиды Fe, Pb, Zn, Cu, а также карбонаты и фосфаты Mn.

В аккреционной призме Каскадия широко проявлено образование аутигенного глауконита, концентрирующегося, как правило, горизонтами, приуроченными к наиболее проницаемым разностям – пескам и алевритам. Присутствие в аккретированных осадочных комплексах горизонтов, обогащенных глауконитом, широко известно во многих аккреционных призмах, причем на значительной глубине как от уровня моря, так и от поверхности морского дна. Относительно недавно обсуждалась "проблема глауконита" в аккреционных призмах: поскольку традиционно глауконит считается индикатором мелководной седиментации, решался вопрос – растут аккреционные призмы или же погружаются, увлекая на глубину мелководные фации?

Помимо глауконита в аккретированных осадках происходит массовое накопление сульфидов, которые образуют самостоятельные скопления, а также формируют рубашки на глобулях глауконита. Содержания сульфидов железа в тяжелой фракции превышает 80%. Так, на ст. 892 в орегонской части призмы, где были выявлены наиболее интенсивные преобразования осадочных пород, аномально высокие содержания сульфидов железа не позволили провести палеомагнитные исследования поднятого керна [Westbrook et al., 1994; Chamov, Murdmaa, 1995].

Поздний диагенез является этапом перераспределения диагенетических минералов, образованных на стадии раннего диагенеза. Пестрота физико-химических обстановок в разных частях осадка приводит к тому, что диагенетические минералы, вначале распределенные относительно равномерно, начинают уходить из одних мест и создавать сгущения в других в виде линз и стяжений. На стадии позднего диагенеза происходит дальнейший отжим поровых растворов из осадка, что приводит к его прогрессивной литификации.

Избирательная аутигенная цементация осадков и образование карбонатных стяжений являются характерной чертой аккретированных толщ в призме Каскадия. Как правило, образование карбонатов приурочено к наиболее проницаемым участкам или к тектоническим нарушениям, по которым осуществляется концентрированная миграция растворов. Карбонатные стяжения имеют неправильные очертания. В разрезе встречаются как единичные стяжения, так и их группы.

Катагенез

На стадии катагенеза происходит интенсивное уплотнение осадочных пород и частичное преобразование как аутигенных, так и терригенных компонентов. В стадии катагенеза выделяют два этапа: ранний, характеризующийся наличием неизмененного глинистого вещества в терригенных и глинистых породах, и поздний, когда изменения затрагивают глинистое вещество.

Как было показано ранее (см. рис. 1.2.4), в аккреционной призме Каскадия глинистое вещество претерпевает изменение, что выражается в нарастании содержа-

ний аутигенных смешанослойных минералов смектит-иллитового ряда (смектитов). Присутствие в осадках аутигенных смектитов позволяет говорить о том, что аккретированное вещество находится на стадии позднего катагенеза. На это же указывает и растворение терригенных минералов – пироксена, роговой обманки и минералов группы эпидота.

Рассмотренные минеральные ассоциации отражают сосуществование в аккреционной призме процессов, характерных для разных этапов литогенеза.

Осадки ст. 888 находятся на ранних стадиях преобразования и отражают состояние вещества, не испытывающего влияния аккреционных процессов. При этом падение содержаний ряда компонентов и повышение содержаний бария в нижней части вскрытого разреза может быть связано с проникновением по зонам протодеформаций в чехол океанической плиты генерированных в призме реакционноспособных растворов.

Слабодеформированные осадки ст. 891, относительно недавно оказавшиеся по внутреннюю сторону фронта деформаций, обнаруживают признаки изменений, сходных с изменениями в низах разреза ст. 888. Заметное нарастание содержаний бария отражает интенсивное влияние поровых растворов, особенно в хрупкодеформированных осадках центральной части разреза.

Наибольшие изменения очевидны на ст. 889. Обилие глауконита, сульфидов железа, карбонатных стяжений на фоне насыщенности поровых растворов биогенным метаном свидетельствуют о широком развитии в аккретированных осадках процессов и продуктов раннего и позднего диагенеза. Аутигенные смектиты и преобразование терригенных компонентов отражают позднекатагенетические преобразования пород.

Сосуществование разных стадий литогенеза представляется специфической особенностью преобразования вещества в аккреционной призме. Такое непоследовательное (нестадиальное) проявление этапов литогенеза связано, вероятно, с тем, что в отличие от континентальных осадочных бассейнов аккреционная призма является незамкнутой системой и по мере преобразования вещества количество реакционноспособных поровых растворов не сокращается.

Возникающая при аккреционном эпигенезе минералого-геохимическая зональность внутри призмы определена восходящим движением метаноносных растворов, которые постепенно теряют свою реакционную способность. В результате, хотя время проработки колонны осадков восходящими флюидами в конкретном пересечении призмы одинаково, наверх поступает менее концентрированный, менее агрессивный флюид. Как следствие, возникают постепенные переходы от практически неизмененных вверху до существенно преобразованных внизу разреза осадков (ст. 889). При этом аутигенная карбонатная цементация способствует возникновению непроницаемых для растворов участков пород.

Степень преобразования осадков зависит прежде всего от продолжительности их нахождения в составе аккреционного клина: осадки, недавно причлененные к призме (ст. 891), находятся на ранних стадиях литогенеза, тогда как осадки, претерпевшие длительное и интенсивное воздействие аккреционных процессов, практически утратили свой первоначальный фациальный и минералого-геохимический облик (ст. 889). Специфической особенностью аккреционных призм является и то, что в одних и тех же физико-химических условиях оказываются осадки разного генезиса и возраста. Совмещение в разрезе осадков, имеющих разную диагенетическую предысторию до момента вхождения в аккреционную призму, определяет их разную реакцию на ту среду, в которой они оказались. Вместе с неравномерной проницаемостью призмы минерализованными растворами это определяет пестроту физико-химических и минералогических обстановок.

Метагенез

Глубокое минералогическое и структурное преобразование осадочных комплексов – метагенез – происходит вслед за литогенезом и вызывает их трансформацию в метаморфические породы. Преобразование вещества определяют процессы перекристаллизации ранее образованных аутигенных минералов и глинистого вещества, растворение под давлением главных породообразующих минералов осадочных пород. В континентальных осадочных бассейнах на этапе раннего метагенеза формируются глинистые сланцы, кварциты и кварцито-песчаники, кристаллические известняки и доломиты, тощие угли и антрациты. При позднем метагенезе появляются аспидные и филлитовые сланцы, кварциты [Страхов, 1956].

Характер преобразований аккретированных тел зависит от их положения относительно плоскости деколлемента. Осадки, расположенные выше деколлемента, составляют собственно массив аккреционной призмы. Счешуивание вблизи фронта деформации может дать прирост погружения осадков в несколько километров что, в свою очередь, может быть удвоено или утроено за счет образования обратных надвигов, проникающих деформаций и накопления склоновых отложений [Karig, 1983; Behrman et al., 1988]. Глубины захоронения срезанных в призму осадков как правило не превышают 10 км, что оказывается выше границы перехода от цеолитовой к голубосланцевой фации метаморфизма [Moore, 1988]. Сама граница расположена ниже зоны дуплексов базальной аккреции и выявляется по переходу от ломонтита к лавсониту, что происходит при давлении около 3 кбар в температурном интервале 150–300 °С [Liou et al., 1987]. Из этого следует, что собственно метаморфическим преобразованиям могут подвергаться только осадки, испытавшие базальную аккрецию или полностью избежавшие аккреции и уведенные на глубину с субдуцировавшей плитой.

Субдуцированные осадки могут достичь больших глубин захоронения. В зависимости от геометрии погружающейся плиты и скорости конвергенции расчетные скорости субдукции осадков варьируют для разных призм от 3 до 24 км/млн лет. Поскольку скорости субдукции очень высоки и превосходят скорости накопления осадка, в область влияния метаморфических процессов поступает масса осадочного материала, не претерпевшая длительного стадиального преобразования и, по всей видимости, все еще содержащая значительное количество воды.

В зависимости от положения аккретированной массы относительно деколлемента следует ожидать проявления разных сценариев деформаций. Материал, фронтально аккретированный близ фронта призмы, будет деформирован практически полностью за счет перемешивания в сопровождении частичного кактаклаза и растворения. Конечным продуктом структурных преобразований станет терригенный меланж.

Напротив, в ходе базальной аккреции изначально пелагические и гемипелагические осадки океанической плиты будут полностью преобразованы за счет диффузионного превращения вещества, ведущими процессами которого являются явление растворения и перекристаллизации с проявлением характерных текстур динамического воздействия. Конечным продуктом этого процесса в общем случае станут метаморфические сланцы.

Суммируя изложенное выше, можно констатировать, что появление и развитие аккреционных призм представляется крупномасштабным и сложным явлением трансформации океанического материала в континентальный. Трансформация вещества осуществляется под влиянием ряда процессов на разных масштабных уровнях – от крупных структурных форм, опоясывающих континентальные окраины, до структурно-вещественных преобразований на уровне минеральных зерен.

В отличие от континентальных бассейнов преобразование осадочного вещества в аккреционных призмах происходит на фоне воздымания деформируемых толщ без повышения температуры. Аллохтонное положение аккретированных осадков, высокие скорости роста призмы и субдуцирования осадков, специфические гидрологические и термобарические условия влияют на процессы литогенеза. Сосуществование разных стадий литогенеза представляется специфической особенностью преобразования вещества в аккреционной призме. Такое непоследовательное (нестадиальное) проявление этапов литогенеза связано, вероятно, с тем, что в отличие от континентальных осадочных бассейнов аккреционные призмы не являются замкнутыми системами.

О степени и характере аккреционного преобразования осадков можно судить по комплексу признаков, важнейшими из которых являются: повышенные содержания смешанослойных иллит-смектитовых минералов, внутрислоевое растворение минералов грубой фракции (моноклинного пироксена, эпидота, роговой обманки в тяжелой и кварца в легкой фракциях), по появлению в значительных количествах некоторых аутигенных минералов (глауконита в легкой и пирита в тяжелой фракциях), по заметному снижению в валовом составе осадков содержаний кремнезема, возрастанию значений отношений Al_2O_3/SiO_2 и Ba/Sr.

При этом нужно отметить, что преобразование осадков в аккреционной призме нельзя рассматривать в качестве прямого процесса континентализации (кратонизации) осадочных комплексов. Процессы внутри призмы представляются промежуточной, подготовительной стадией, в течение которой происходит перераспределение вещества, прежде всего разрушение фемических минералов, мобилизация кремнезема и насыщение пород компонентами корового происхождения, поступающими в призму с восходящими растворами. В зависимости от положения внутри призмы, главным образом относительно поверхности деколлемента, осадочные породы проходят преобразования в ходе лито- и мезогенеза, чтобы по мере геодинамической эволюции континентальной окраины войти в состав консолидированной коры. В состав консолидированного слоя в первую очередь, по-видимому, войдут толщи осадков, затянутые вдоль зоны деколлемента, так как они, с одной стороны, испытывают наиболее интенсивную деформацию, и, с другой стороны, подвержены действию достаточно высоких термодинамических параметров.

Глава 1.3

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА КАК ИНДИКАТОР СИАЛИЗАЦИИ (КРАТОНИЗАЦИИ) ЗЕМНОЙ КОРЫ

Обычно при прослеживании историко-генетических закономерностей эволюции земной коры принято отдавать предпочтение результатам изучения магматических, метаморфических и структурно-тектонических образований. Осадочным породам в этом плане уделяется меньше внимания и только в связи с реконструкцией обстановок и при восстановлении геотектонического режима осадконакопления. В то же время изучение осадочного процесса помогает раскрыть многие особенности эволюции земной коры и Земли в целом. В частности, в предыдущем разделе была показана существенная роль терригенного осадконакопления в трансформации вещества горных пород в сторону их постепенной сиализации.

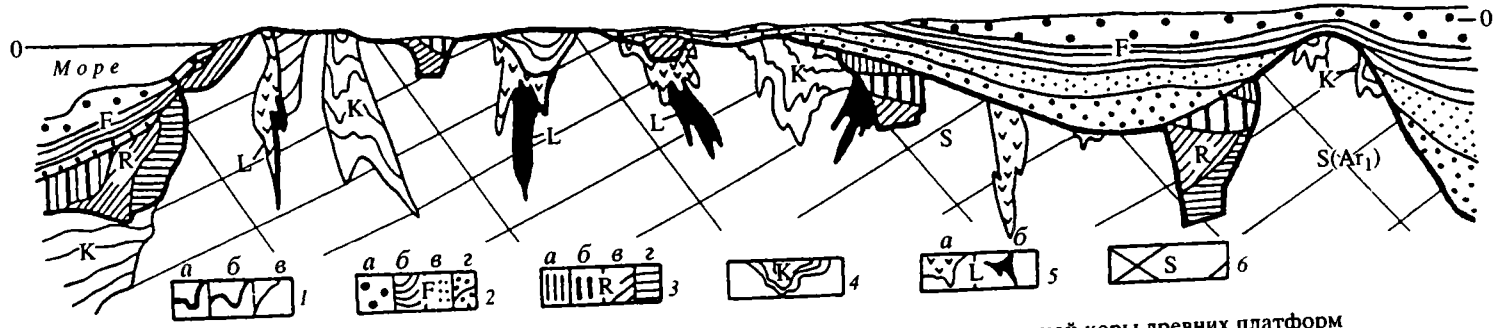


Рис. 1.3.1. Принципиальная схема структурных соотношений основных элементов континентальной коры древних платформ

1 – границы (структурно-денудационные поверхности): *а* – осадочного фундамента, *б* – структурно-вещественных комплексов (этажей), *в* – подкомплексов (ярусов); *2* – фанерозой (F): *а* – кайнозой (менее 65–60 млн лет), *б* – мезозой (65–230 млн лет), *в* – верхний-средний палеозой (230–395 млн лет), *г* – средний–нижний палеозой и верхний венд (420–570±30 млн лет); *3* – рифей (R), млн лет: *а* – кудаш (600±10–700±20), *б* – каратавий (600±10–1030±50), *в* – юрматиний (1030±50–1350±20), *г* – бурзяний (1350±20–1650±50); *4* – карелий (K) (1650±50–2600±100 млн лет); *5* – лопий (L) (2600±100–3500±300 млн лет): *а* – ранний, *б* – поздний; *6* – саамий (S) (древнее 3500±300 млн лет), в основном ремобилизованный в процессе лопийской и карельской гранитизаций

Ниже на основе опыта фациально-палеогеографического изучения докембрия Балтийского щита и сравнительного анализа результатов систематизации аналогичных данных по другим регионам мира предпринята попытка показать, что состав обломочных фракций терригенных отложений содержит важную информацию не только о составе и структуре областей размыва и поверхностей пенепленизации, но и о термобарическом режиме палеолитосферы, а изучение пространственно-временны́х связей первично осадочных и вулканогенных пород позволяет воссоздать картину изменения мощности и типов земной коры во времени и в пространстве. Все это в совокупности с данными об эндогенных процессах обеспечивает некоторое уточнение и детализацию наших знаний о связях процессов образования и последующего преобразования земной коры, а также об изменении результатов этого взаимодействия в ходе геологического времени.

Данные о закономерностях осадочного процесса и об особенностях его изменения во времени получены для периода начиная с 3800–3750 млн лет назад, когда на Земле оформились первые достоверно гидросферные денудационно-седиментационные системы. До этого времени земная поверхность, вероятно, представляла магматогенно-гидротермальную систему, общие особенности осадконакопления которой могут быть сравнимы с осадочными процессами фумарольных полей современных срединно-океанических хребтов. Гидротермальная переработка мантийного вещества, возможно, вызвала зарождение изолированных островов примитивной коры сиалического типа, что находит подтверждение и в изотопно-геохимических данных (см. гл. 4.3, 4.4). Размыв этих объемов сиалической коры привел к образованию первых водных терригенных отложений типа породной ассоциации Иссуа и их структурно-вещественных аналогов в других регионах мира.

В последующие 3750 млн лет мантийно-экзосферные связи трижды испытали глобальную перестройку: на рубеже архея и протерозоя, около 2700 ± 100 млн лет назад; в середине протерозоя, около 1650 ± 50 млн лет назад; в переходный период от протерозоя к фанерозою, около 570 ± 30 млн лет назад. Межперестроечным временным интервалам (продолжительностью около 1000 млн лет каждый) свойственен криптозойский биолитогенез, сущность связей между биогенным и абиогенным веществом которого во многом остается еще не понятой. Последние примерно 600 млн лет определяют фанерозойский биолитогенез с пульсационным резонансно-связанным развитием биотического и абиотического вещества. На Балтийском щите и его склонах (рис. 1.3.1) докембрий (криптозой) представлен саамским, лопийским, карельским и рифейским комплексами различно метаморфизованных пород, фанерозой и палеозой – кайнотипными осадочными, магматогенными и гипергенными образованиями [Негруца В., Негруца Т., 1987].

С а а м и й (предположительно древнее 3400–3200 млн лет назад) в пределах Балтийского щита представлен ультраметагенно-магматогенными образованиями. По структурно-вещественным характеристикам слагающие его породы аналогичны породам основания архейских зеленокаменных прогибов других регионов мира, возраст которых достигает местами 3750–3800 млн лет. Реконструкция исходной генетической природы этих пород остается многовариантной. Вполне определенным можно считать только их состав. Благодаря тому, что они присутствуют в виде валунов и галек в конгломератах, а также аллотигенных фракций акцессорных минералов в вышележащих метаосадочных отложениях лопия [Богданов и др., 1968 ; Негруца В. и др., 1980; Руденко,1968], следует предполагать, что архейские зеленокаменные прогибы были заложены на ультраметагенно-магматогенной коре континентального (кратогенного) типа.

Л о п и й (верхний архей) по структуре и составу аналогичен зеленокаменным прогибам других регионов мира [Борукаев, 1985; 1996], сформированным в интервале от 3600 ± 150 до 2600 ± 100 млн лет назад. Особенностью процессов осадкона-

копления этого времени является накопление явно водных терригенных отложений, в том числе конгломератов. Их состав свидетельствует о том, что область сноса была сложена породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (серогнейсовой) ассоциации. Повсеместно проявлено активное воздействие на гидросферу мантийного вещества. Это объясняется малой мощностью и прерывистостью оформленной к концу саамия коры континентального типа.

Палеогеографическая ситуация позднего архея моделируется как островодужно-океаническая. Островодужные системы, представлявшие собой аккреционные комплексы микроконтинентов, осадков преддуговых, междуговых и задуговых бассейнов [Борукаев, 1996], вследствие давления и температурного воздействия на них мантийных плюмов преобразовались в гранитоидно-ультраметагенные овалы. Обрамляющие их межовальные зеленокаменные прогибы являются останцами подводного базальтового дна океанического типа и связанных с ним осадочных отложений (в том числе турбидитов). Вместе они образовали систему зонально-метаморфизованных складчатых гранит-зеленокаменных областей, которые вследствие интенсивного воздымания подвергались глубокой денудации и к концу архея были превращены в низменные пенепленизированные области завершенной складчатости – кратогенные ядра архей-протерозойской литосферы.

Осадки лопия представлены различно дислоцированными, метаморфизованными и гранитизированными незрелыми (полимиктовыми, вулканомиктовыми) терригенными, кремнистыми и кремнисто-железистыми породами [Геологические..., 1978]. Иногда в виде маломощных линзовидных прослоев присутствуют карбонатные отложения. Они образовались в условиях несущественного химического выветривания и под активным воздействием эндогенных флюидов. Вместе с резким преобладанием базальтоидов над осадками это определяет вулканогенно-осадочный, возможно океанический, тип их литогенеза. Лишь к концу архея примерно с 3000 млн лет назад появляются признаки химического выветривания [Горьковец, Раевская,1991]. О том, что выветривание было несущественным, свидетельствуют обломки гранитоидов и базальтоидных пород, лишенных признаков химической дезинтеграции. Отмечено присутствие в конгломератах значительного, иногда преобладающего по объему местного слаболитифицированного осадочного и неметаморфизованного вулканогенного материала, в том числе лапиллей и вулканических бомб.

По морфологии и степени окатанности обломков гранитоидов, гнейсов и амфиболитов можно предположить, что они возникли в зоне прибойного волнения, но присутствие наряду с ними остроугольных обломков осадочных пород и вулканитов, метаморфизованных так же, как и цементирующий их заполнитель, а также степень сгруженности и сортировки материала, градационная слоистость, геометрия слагаемых ими тел и прочие признаки свидетельствуют о том, что конгломераты принадлежат подводным конусам выноса. Нередко они представляют собой отложения каналов подводных конусов и кластогенных потоков. Местами им свойственны черты олистостром, что позволяет предположить конседиментационные подводные оползания надвиговых чешуй, обусловленные сингенетическими коллизионными процессами. Связь последних с турбидитами, преобразованными в сланцы и гнейсы, является подтверждением этого.

Текстурные признаки обломочных пород отражают выпадение терригенной фракции из взвеси. Текстуры мелководья крайне редки и неопределенны, поэтому правомерно в противовес часто постулируемым мелководным условиям признать сохранение на современном эрозионном уровне отложений сравнительно глубоководных обстановок позднеархейского осадконакопления. Отсутствие явно мелководных осадков этого возраста и главным образом то, что они повсеместно парагенетически связаны с толеитовыми базальтами, согласуется с талассогенным

типом лопийского седиментогенеза и с тем, что воздействие мантии на экзосферы Земли было прямым и, по существу, непрерывным. В то же время можно предполагать, что в период с 3900 по 3600 млн лет и с 2800 по 2500 млн лет назад часть территории современных континентов представляла собой сегменты первичной (примитивной) сиалической коры, в пределах которых вулканогенно-осадочные отложения либо не накапливались, либо были уничтожены архейской эрозией.

Результаты реконструкции геологического строения эпилопийской (предкарельской) поверхности пенепленизации (рис. 1.3.2) позволяет установить, что в осевых зонах зеленокаменных прогибов развиты обломочные и вулканогенные породы, погруженные под более молодые карельские осадки, слабо преобразованные метаморфизмом. В то же время по периферии таких (как правило, узких, шириною до первых десятков километров) линейных прогибов и в разделяющих их палеоантиклинальных поднятиях в зону гипергенеза и денудации к началу протерозоя были выведены ультраметагенные (глубиннокоровые) образования. Исходя из этого, следует предположить, что глубина предкарельского эрозионного среза менялась на расстоянии в первые километры от эпизоны в синформах до катазоны в антиформах и что, следовательно, тектоническая структура эпилопийской палеоповерхности Карелии, как и многих других, тектонически сходных с ней территорий, представляла собой чередование разноглубинных пластин земной коры, т.е. чешуйчато-надвиговую геодинамическую систему, очевидно, синхронную коллизионным процессам и образованию зрелой континентальной коры.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что достоверно неизвестны места захоронения продуктов денудации, которая практически на всех континентах обусловила становление эпиархейской пенепленизированной поверхности в пределах площадей современного развития архей-раннепротерозойских образований. Возможно, из этого следует, что места их накопления были захоронены в зонах раннедокембрийской и более поздней субдукции. Во всяком случае это наблюдение служит косвенным подтверждением высказанного ранее предположения о вхождении огромных масс осадочных пород в состав корового слоя [Гаррелс, Маккензи, 1974].

К а р е л и й (2600 ± 100–1650 ± 50 млн лет назад) на Балтийском щите и его аналоги на других континентах залегают на пенепленизированной поверхности архейских (саамских и лопийских) образований несогласно и трансгрессивно [Хейсканен, 1990]. Следовательно, раннепротерозойская осадочная оболочка Земли на большей части территории современных материков прошла перед началом карелия интенсивное эндогенное (термобарическое) преобразование, а затем была выведена в зону выветривания и денудации в виде метаморфизованных пород.

Модель такого экзогенно-эндогенно-экзогенного круговорота выдвигает вопросы, решение которых имеет важнейшее значение для изучения роли осадочного процесса в становлении докембрийской континентальной коры. В частности, до сих пор не известны, как уже подчеркивалось, не только места захоронения продуктов эпилопийской и раннепротерозойской денудации вообще, но не выясненной остается и природа непрерывных седиментационных переходов от архея к протерозою, которые, по-видимому, существуют в ряде регионов. Наблюдения показывают, что в ряде палеобассейнов такие постепенные переходы от архея к протерозою наблюдаются, но из-за принятого критерия отделения архея от протерозоя (по главному несогласию) и проблем оценки изотопного возраста процессов дорифейского осадконакопления их установление дискуссионно [Негруца Т., 1991].

Одним из возможных эталонов таких границ может служить контакт глубокометаморфизованных углеродсодержащих высокоглиноземистых отложений червуртской свиты кейвской серии с лебяженской ассоциацией гнейсов (метаморфизованных вулканогенных пород андезит-дацит-риолитового состава) на Кольском

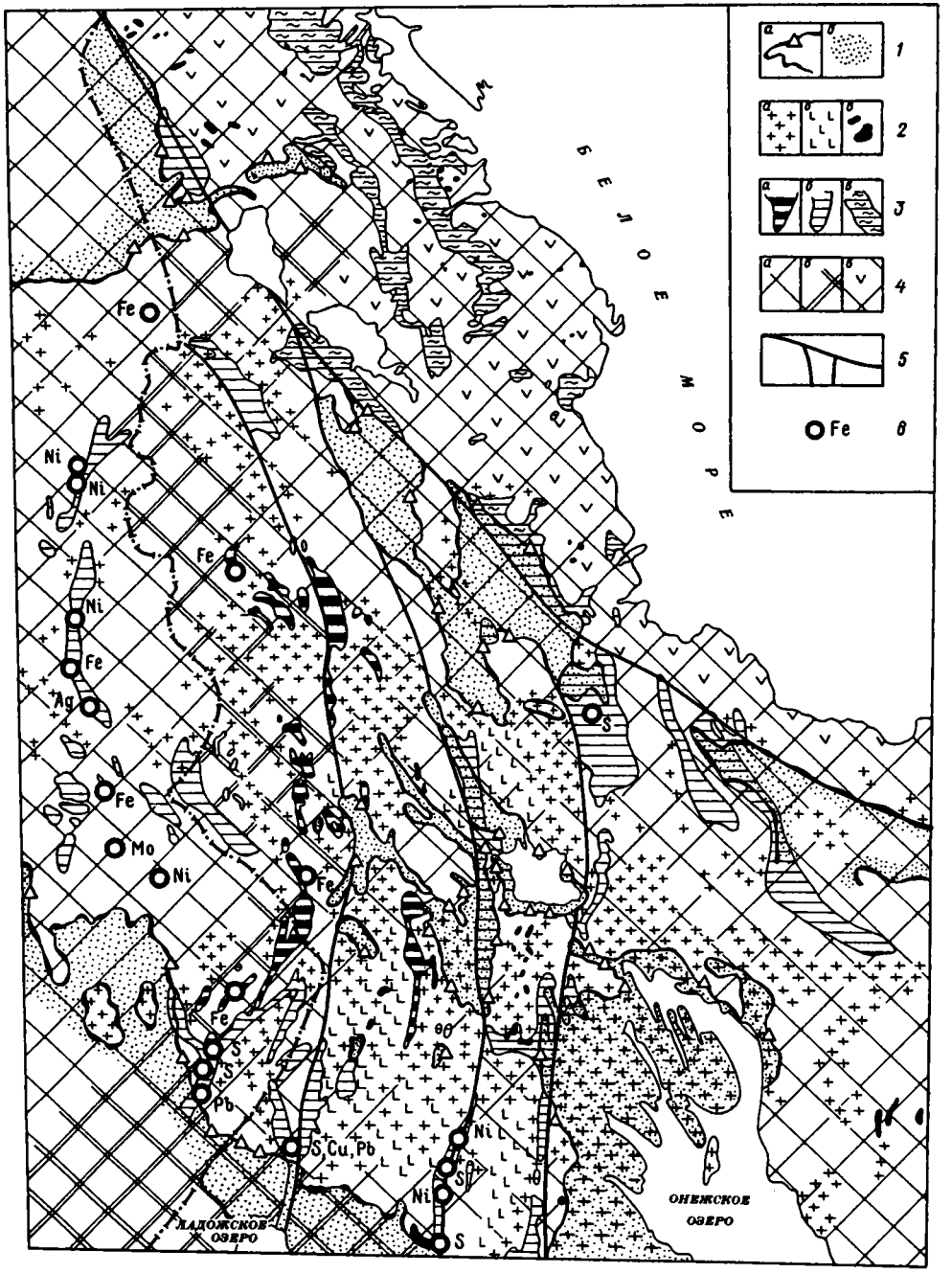


Рис. 1.3.2. Схема геологического строения докарельского фундамента Карелии

1 – площади распространения предкарельской коры выветривания: выходы в современном эрозионном срезе и места их изучения (*а*), погребенные под покровом пород карельского комплекса (*б*); *2* – магматические образования: *а* – граниты, *б* – габбро-диориты и диориты, *в* – интрузии основного–ультраосновного состава; *3* – ассоциации отложений, метаморфизованных в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях: *а* – гнейсово-амфиболит-лептитовая железорудная, *б* – черносланцево-коматиит-амфиболитовая колчеданная, *в* – амфиболит-гнейсово-сланцевая высокоглиноземистая; *4* – ультраметаморфические ассоциации: *а* – плагиогранитоидно-гнейсовая, с "реститами" амфиболита, *б* – гранодиорит-чарнокит-гранулитовая, *в* – гнейсово-амфиболитовая; *5* – линии зон сочленения структурных элементов – глубинные разломы и границы тектонических "пластин"; *6* – рудопроявления

полуострове. Последние составляют островодужный структурно-вещественный ансамбль пород, тогда как признаки вышезалегающих отложений кейвской серии свидетельствуют об их происхождении в условиях окраины континентального склона, за счет выноса в бассейн продуктов высокозрелой коры выветривания и одновременного поступления в зону осадконакопления высокоглиноземистых флюидов из поднимающегося мантийного резервуара совместно с основной и ультраосновной магмой.

Таким образом, несогласие между археем и протерозоем, хоть и охватывало большую часть территории современных континентов, обусловлено не испарением гидросферы, как можно было бы предположить, а их общим воздыманием и осушением, т.е. относительным понижением уровня Мирового океана, всеобщей регрессией и глубокой денудацией. Все это отражает пульсационно-поступательное наращивание палеоконтинентальных сегментов земной коры в конце архея и ее нарастающую деструкцию в первой половине раннего протерозоя. [Негруца Т, 1988; Negrutsa T., Negrutsa V., 1997, 1999]. Вызванные этим изменения в мантийно-экзосферных связях привели к усилению коровых и ослаблению талассогенных процессов, а также к изменению их роли в становлении всех сфер Земли, а соответственно – к резкому увеличению объемов континентальных осадков.

Особенностью всех этих осадков является сероцветность и в целом высокая зрелость (монокварцевый состав породообразующей обломочной фракции при преобладании весьма устойчивых к выветриванию акцессорных минералов) (рис. 1.3.3), т.е. признаки крайней степени химического выветривания в условиях жаркого, периодически влажного климата при пустынном облике областей денудации. В то же время в сумийско-сариолийских терригенных породах с возрастом до 2350 млн лет назад отмечается присутствие обломочного пирита.

Все это в совокупности с рядом других общегеологических и минералого-геохимических данных [Негруца Т., 1979; Негруца В., 1978, 1984, 1990] позволяет предположить, что до этого времени выветривание и осадконакопление протекали под активным воздействием гидротерм и фумарол в условиях восстановительной среды. Области денудации были сложены плагиомикроклиновыми гранитоидами, метабазальтоидами и разнообразными кристаллическими сланцами, насыщенными жильным кварцем, а также неметаморфизованными осадочными отложениями. Примерно 2350–2300 млн лет назад закисные условия литогенеза сменились окисными.

Источники аллотигенных сульфидов сменяются гематитовыми корками, возникавшими на поверхности суши за счет окисления гидротермально-фумарольных отложений. Извлеченный из ранее образованных кремнисто-железистых отложений магнетит преобразовывался в процессе переноса в мартит, а сульфидные кварцевые псефиты и псаммиты сменялись мартит-гематитовыми. Знаменательно, что на предъятулийском недосыщенном кислородом этапе в связи с вулканизмом центрального типа дважды (в ожиярвинское, около 2500 млн лет и в селецкое или позднесариолийское время около 2350 млн лет назад) накапливались тиллоиды и тиллиты, т.е. на фоне в целом теплого климата периодически возникали (частью возможно локальные?) криогенные обстановки.

С установлением в сфере седиментогенеза окислительных обстановок сероцветное терригенное осадконакопление сменяется накоплением красноцветных терригенно-карбонатных и онколит-строматолитовых отложений, иногда с признаками эвапоритов. Они, в свою очередь, замещаются затем осаждением высокоуглеродистых черных сланцев, мощным подводным излиянием основных–ультраосновных лав [Ахмедов, 1997; Негруца В., 1984; Филиппов, 2000; Melezhik et al., 1997, 1999] и затем, в конце карелия (вепсия), снова накоплением красноцветных пород. Совокупность текстурных и других литогенетических признаков указывает на преимущественно

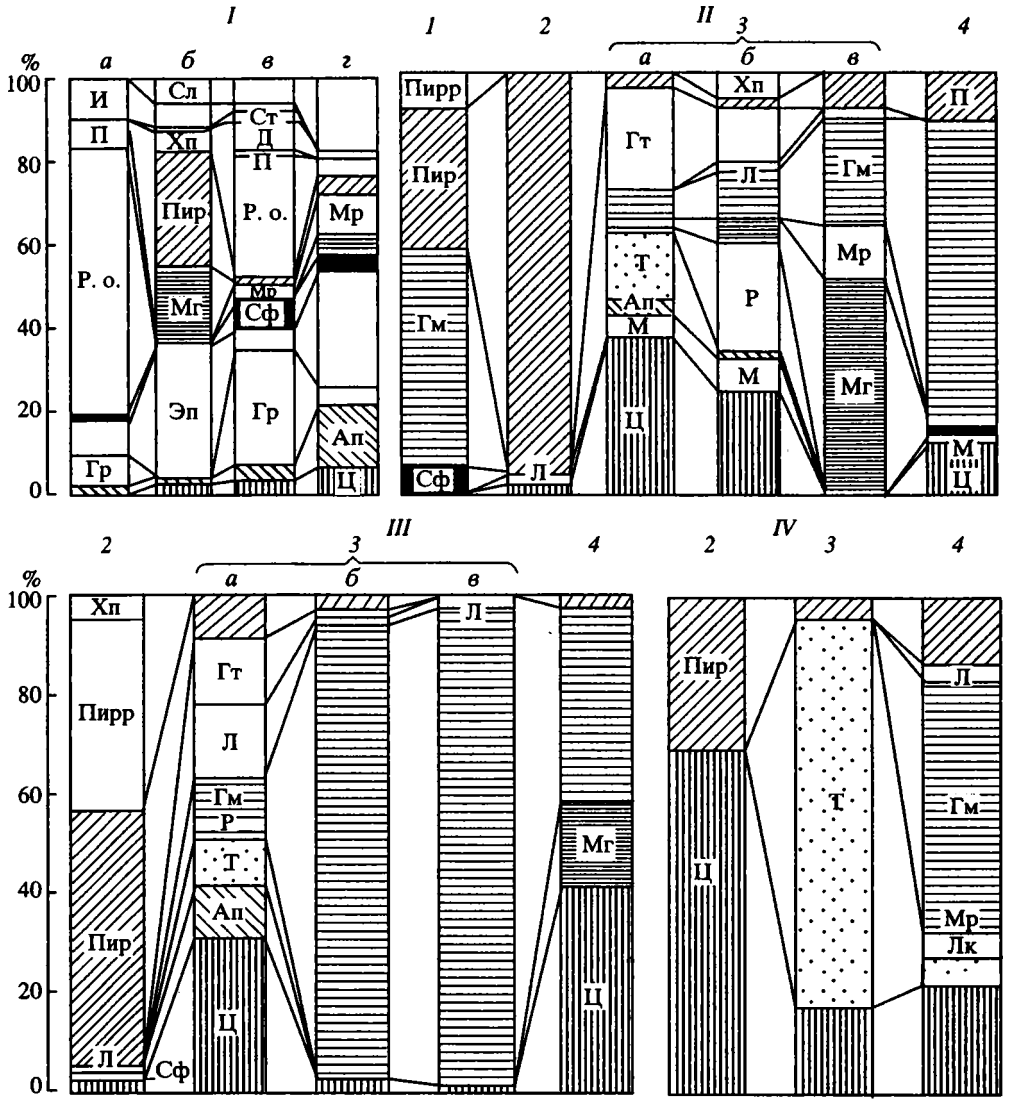


Рис. 1.3.3. Эволюция минералогического состава тяжелой фракции магматических и осадочных пород карельского комплекса Карелии

I – породы фундамента карелид: *а* – амфиболиты; *б* – вулканогенно-сланцевый комплекс; *в* – гнейсы; *г* – гранитоиды; *II* – конгломераты и гравелиты; *III* – метапесчаники;. IV – метаалевролиты. Для II–IV: *1–4* – серии: *1* – сумийская, *2* – сариолийская, *3* – сегозерская (*а–в* –свиты: *а* – нижняя, *б* – средняя, *в* – верхняя); *4* – онежская. Минералы: Ап – апатит, Гм – гематит, Гр – гранат, Гт – гетит, Д – дистен, И – ильменит, Л – лимонит, Лк – лейкоксен, М – монацит, Мг – магнетит, Мр – мартит, П – пироксен, Пир – пирит, Пирр – пирротин, Р – рутил, Р.о. – роговая обманка, Сл – слюда, Ст – ставролит, Сф – сфен, Т – турмалин, Хп – халькопирит, Ц – циркон, Эп – эпидот

пролювиально-веерные, мелководные шельфовые, эстуариевые и лагунные (частью пересыхающие) обстановки, т.е. на типично континентальное осадконакопление и смену во времени типов климатов от жаркого влажного и переменно-влажного до семиаридного [Негруца Т., Негруца В.,1982; Экзогенное..., 1989].

Вместе с тем черносланцевая седиментация и некоторые конкрециеносные турбидитные осадки имеют, по-видимому, глубоководное происхождение: они

фиксируют подножия континентальных окраин и (или) океаническое дно. И континентальные и морские отложения многократно чередуются с вулканогенными породами преимущественно толеит-базальтовой серии, на долю которых местами приходится 70% и более от общей мощности разрезов [Негруца В., 1984]. Лишь в начальные и завершающие этапы карелия среди конседиментационных вулканогенных пород встречаются разновидности среднего и кислого состава. С вулканитами иногда ассоциируют осадки, включающие олистостромовый и тиллоидный типы микститов. Таким образом, в раннем протерозое, в отличие от позднего архея, в пределах территории современных континентов седиментация происходила преимущественно в континентальном режиме, но часто под пульсационно-изменяющимся воздействием мантии. В составе области сноса преимущественное распространение имели плагиомикроклиновые гранитоиды, их мигматиты и разнообразные, насыщенные жильным кварцем метабазальтоиды и амфиболиты по ним, т.е. глубинно-коровые породы. Однако продукты размыва гранулитов и анортозитов не встречены.

Специальное изучение геохимических особенностей карельского седиментогенеза устанавливает, что на всем протяжении раннего протерозоя гидросфера была пересыщена калием и магнием [Негруца В., Негруца Т., 1975; Негруца Т., 1979, 1984]. Это корреспондирует, с одной стороны, с интенсивным насыщением в конце архея – начале протерозоя (в период 3000–2500 млн лет) земной коры калиевыми гранитами, резко изменившими ее состав и приведшими к формированию зрелой континентальной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], с другой стороны, с нарастающим от начала к середине раннего протерозоя воздействием мантии на экзосферы Земли. Седиментационные ресурсы калия и магния существенно превосходили то, что могла поставить область сноса, поэтому можно предполагать, что источником их избытка служила мантия, которая, возможно, способствовала и другим геохимическим изменениям гидросферы, атмосферы, а вероятно, и биосферы. Одним из таких следствий явилось пересыщение экзосфер углекислотой, что выразилось в интенсивном накоплении в период 2100–1950 млн лет назад высокоуглеродистых отложений (шунгитов Карелии и их аналогов в других регионах [Melezhik et al., 1997, 1999]).

Отчетливая многоранговая периодическая структура осадочных бассейнов этого времени [Негруца В., 1998] свидетельствует о сосуществовании и пространственно-временно́й смене кратогенных и океанических условий мантийно-экзосферных взаимодействий, т.е. о вполне сформировавшейся геодинамической системе континент–океан.

Р и ф е й (1650 ± 50–570 ± 30 млн лет назад) представлен хогландскими (субиотнийскими), иотнийскими, гиперборейскими толщами и связанными с ними редкими потоками и дайками базальтов, так же, как и карельские отложения, отделенными от подстилающих образований поверхностью палеоденудации, событийно сходной с несогласием между карелием и лопием. Аналогичны и связанные с нею вопросы: 1) какие события имели место в период перехода от раннего протерозоя к позднему протерозою; 2) где происходило захоронение продуктов эпираннепротерозойской денудации; 3) каков механизм экзогенно-эндогенно-экзогенного круговорота внешней осадочно-вулканогенной оболочки литосферы, который привел в конце мезокриптозоя к становлению кристаллического фундамента древних платформ [Негруца В., Негруца Т.,1987].

Рифей составляет доплитный (авлакогенный) осадочный чехол Восточно-Европейской и других древних платформ [Шатский, 1960]. Переход от авлакогенного тектонического режима к плитному трактуется как непрерывный (?) или непрерывно-прерывистый регрессивно-трансгрессивный и связывается с основанием верхнего венда [Аксенов, 1998]. К этой границе приурочивается крупная биотическая перестройка, приведшая к смене криптозойской биосферы фанерозойской. Особен-

Международная стратиграфическая шкала
Эоархей
Палеоархей
Мезоархей
Неоархей
Палеопротерозой
Мезопротерозой
Неопротерозой
Фанерозой
Абсолютный возраст, млн лет
4800
4400
4000
3600
3200
2800
2400
2000
1600
1200
800
400
0
Мегацикл
Саамий
Лопий
Карелий
Рифей
Фанерозой
Породы стратисферы
Осадочные
Вулканогенные
Плутогенные
Распространение конгломератов
Плагиограниты, тоналиты
Микроклиновые граниты
Амфиболиты, габбро-амфиболиты
Метаосадочные породы
Метавулканогенные породы
Жильный кварц
Осадочные породы
Вулканогенные породы
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
Состав обломков в конгломератах
Рудные фрагменты
TR, P, Fe
Ni-Cu, Pb-Zn
V-Ti, Cr
Cu, Ni
Sn, W, Pb, Zn
Zn, Pb
Cu, P, Co
Ti, Nl, Cr
V, Fe
Fe
Состав области сноса
Строение коры
Осадочный чехол
Кристаллический фундамент

ностью рифея является рифтогенно-континентальный седиментогенез в условиях преимущественно амагматогенного континентального геодинамического режима.

Возросшая мощность земной коры затрудняла мантийное воздействие на экзосферы, оно лишь локально проявлено в виде мантийно-коровых интрузивных и вулканических пород [Светов, Свириденко, 1995]. На Балтийском щите и его южных склонах развиты внутриконтинентально-рифтогенные отложения. По его северному обрамлению (полуострова Средний, Рыбачий и Варангер) наблюдается тектоническое сочленение мелководных шельфовых осадков с осадками континентального склона [Негруца В. и др., 1994; Siedlecka et al., 1995 *a*, *b*). При этом определенное соответствие общей ориентировки рифейской шовной зоны с генеральным направлением сочленения Европейского континента и Североатлантического сегмента литосферы позволяет поставить вопрос о некоторой унаследованности общей конфигурации и структуры фанерозойской литосферы от рифейского этапа, а частично, возможно, и от карелия.

Фанерозой – настоящее время (570±30–0 млн лет назад). На территории Балтийского щита этот этап отмечен усилением установившегося в рифее кратогенного режима. Территории Балтийского щита представляла область денудации, периодически частично затопляемую водами окружающих морских бассейнов и превращаемую в зону пологого мелководного шельфа [Кириченко, 1978]. Кратковременные периоды тектоно-магматических активизаций в связи с каледонским, герцинским, киммерийским и альпийском циклами тектогенеза и регрессий сменялись этапами тектонического покоя, химического выветривания и трансгрессий [Геологические..., 1978]. Направленно углублявшаяся эрозия привела к выводу в зону размыва гранулитов и ассоциирующих с ними анортозитов, которые до этого в пределах Балтийского щита оставались на глубине.

Таким образом, мы кратко рассмотрели изменения во времени соотношения типов пород; распространение конгломератов и состав их обломков (рис. 1.3.4). Эти данные наряду с данными по эволюции аллотигенных фракций акцессорных минералов, их морфогенетических характеристик, изменению текстур, структур и других генетических признаков однотипных пород, а также геохимические индикаторы условий образования и преобразования докембрийских осадочных пород и связанных с ними магматических проявлений показывают пульсационно-направленное снижение в пределах материков интенсивности воздействия мантии на экзосферы Земли от непосредственного и непрерывного до опосредствованного прерывистого после рубежа 3750 млн лет назад.

Преобразование континентальной коры (примитивной в период 3800–3750 млн лет назад; зрелой после 2700 млн лет назад) обусловило усиление относительной роли континентального (при одновременном снижении роли талассогенного) седиментогенеза от крайне несущественного (локально проявленного в период 3750–2700 млн лет назад), затем весьма значительного, частью преобладающего (между 2700–1650 млн лет назад), до резко доминирующего (после 1650 млн лет назад). Направленное уменьшение прямого воздействия мантии на экзосферы

Рис. 1.3.4. Эволюция состава кристаллического фундамента и осадочного чехла древних платформ

Основные разновидности пород поверхностей денудации: *1* – неметаморфизованные, *2* – метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы, *3* – гранитоиды, *4* – амфиболит-плагиогранито-гнейсовая (тоналит-трондьемит-гранодиоритовая) ассоциация пород. Цифры в таблице (1–9) – разновидности пород, представленных в конгломератах: 1, 2 – гранитоиды: 1 – плагиоклазовые, 2 – микроклиновые; 3, 4 – глубокометаморфизованные породы: 3 – плагиогнейсы неустановленного исходного состава, 4 – амфиболиты, габбро-амфиболиты; 5 – метаморфизованные осадочные породы; 6 – метаморфизованные вулканогенные породы; 7 – жильный кварц; 8 – неметаморфизованные осадочные породы; 9 – неметаморфизованные вулканогенные породы; 10 – рудоносные гальки и валуны (индекс ведущего металла)

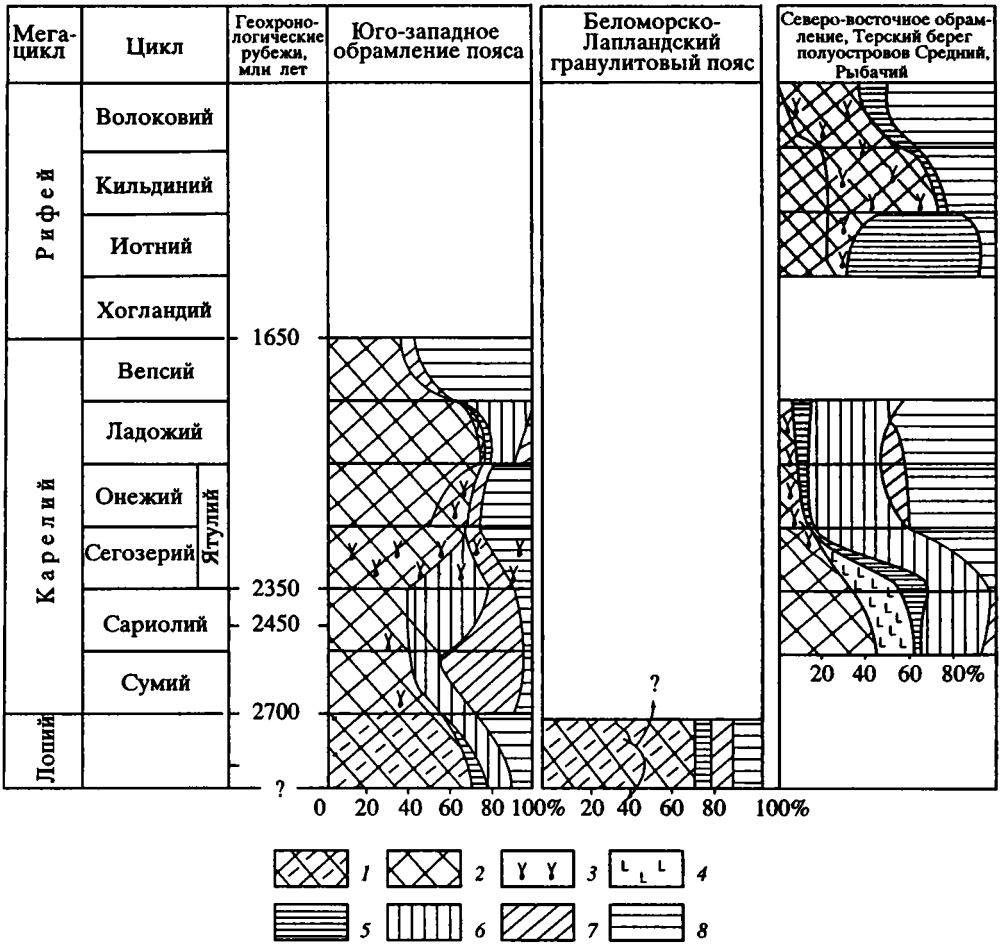


Рис. 1.3.5. Эволюция состава областей палеоденудации северо-восточной части Балтийского щита в докембрии

1 – амфиболит-плагиогранито-гнейсы; *2* – плагиомикроклиновые, микроклиновые граниты, мигматиты; *3* – элювий высокозрелой коры выветривания; *4* – габброиды; *5* – метаморфические породы: гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты; *6* – базальты и андезито-базальты; *7* – дациты и риолиты; *8* – осадочные породы

Земли определяло необратимое снижение содержания углекислого и других агрессивных газов в гидросфере и атмосфере, что способствовало эволюции биогенеза и привело к появлению свободного кислорода в атмосфере 2350 млн лет назад; 2300 млн лет назад появились первые красноцветные отложения; 2250–2100 млн лет назад происходит нарастающее развитие онколит-строматолитовых биоценозов и накопление эвапоритов; 2100–2000 млн лет назад широко проявилось высокоуглеродистое осадконакопление. С 1900–1850 млн лет назад осадочные процессы приближаются к их континентальным фанерозойским аналогам.

Эволюция мантийно-гидросферных связей способствовала изменению состава и морфогенетических характеристик областей денудации от амфиболит-гранитоидного (гранодиорит-тоналит-трондьемитового) 3750 млн лет назад до смешанного метаосадочного метавулканогенно-гранитоидного с непрерывным наращиванием литогенных и вулканогенных компонентов после 3250 млн лет назад (рис. 1.3.5). На всем этом протяжении времени суша оставалась пустынной, слаборасчленен-

ной, с высоким уровнем стояния грунтовых вод. С 3050 млн лет назад и, возможно, до 600 млн лет назад периодически происходила эндогенная поставка в гидросферу калия и в меньшей степени магния.

Из вышесказанного следует, что талассогенный тип осадочных бассейнов первой половины докембрия направленно сменялся во времени континентальным. Такая смена происходила пульсационно, что отражает цикличность и ритмичность фациально-палеогеографической структуры стратисферы Земли. По событийной значимости и продолжительности циклов и ритмов устанавливается иерархическая соподчиненность этапности трансгрессии и регрессии бассейнов. Глобальные трансгрессии и регрессии имеют продолжительность более 1000 млн лет, каждая суммирует локальные колебания земной коры длительностью предположительно в пределах от менее десяти до первых сотен миллионов лет [Негруца В., Негруца Т., 1996; Негруца В., 1998].

Допустимо предполагать, что трансгрессии сопровождают деструкцию (растяжение) континентальной коры и синхронное ей сжатие коры океанического типа, регрессии, наоборот, – сжатие (кратонизацию) континентов и растяжение (углубление впадин) океанического дна. В процессе деструкции континентальная кора насыщается мантийным веществом, что позволяет предполагать усиление мантийного воздействия на все экзосферы Земли с существенным изменением их геохимических свойств и общим повышением температуры. Конструктивные процессы обусловливают сиализацию континентальной коры за счет плавления под воздействием разогретой мантии сиалической коры и субдукционных осадков с образованием гранитоидных магм, которые остывали на месте своего возникновения или (и) перемещались в верхние слои земной коры, заполняя пустотелые пространства и затрудняя поступление в зону гипергенеза мантийного вещества. Все это обусловило направленный рост во времени слоистой вулканогенно-осадочной оболочки (стратисферы) и общей мощности земной коры континентального типа при одновременном выводе в область эрозии нижнекоровых анартозит-гранулитовых образований, снижении интенсивности ее эндогенного преобразования и тектонической активности (рис. 1.3.6).

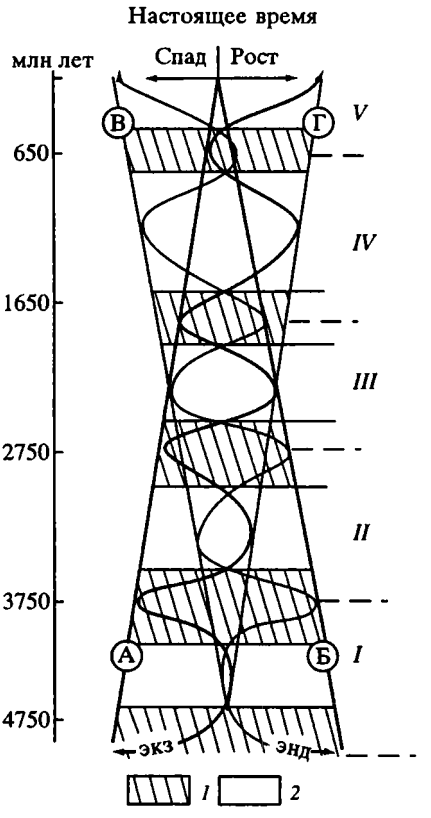


Рис. 1.3.6. Допустимая модель развития стратисферы Земли

1, *2* – эпохи преобладания процессов породо- и рудообразования: *1* – эндогенного, *2* – экзогенного. *А–Г* – генеральная тенденция эволюции: *А* – мощность осадочно-вулканогенного покрова (стратисферы), *Б* – эндогенное преобразование стратисферы, *В* – активность земной коры, *Г* – контрастность рельефа земной поверхности; *I–V* – мегациклы эволюции Земли: *I–IV* – криптозойские, *V* – фанерозойский; экз, энд – ветви экзогенных и эндогенных процессов преобразования земной коры

Изменения мантийно-гидросферных связей, очевидно, отражались на климате. Литологические индикаторы его свидетельствуют о закономерном многократном чередовании во времени гумидного холодного (включая ледовый) климата с семиаридным и аридным теплым климатом при одновременно направленной общей пульсационной континентализации всех экзосфер Земли.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

МАГМАТИЧЕСКИЙ ФАКТОР ВЕРТИКАЛЬНОЙ АККРЕЦИИ

Глава 2.1

ФОРМИРОВАНИЕ КОРЫ АНОМАЛЬНОЙ МОЩНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ И ПАЛЕООКЕАНОВ

Проблема проецирования тектонических обстановок Земли в ее далекое прошлое является одной из доминирующих в современной геологии. Несмотря на широкий спектр мнений по вопросам тектонической эволюции Земли – от униформистских представлений до полного отрицания процессов тектоники плит в раннедокембрийской истории – существует общее понимание того, что на тектоническую активность не могла не влиять степень теплогенерации планеты, которая по разным оценкам в 2–3 раза превышала современную. Поэтому оценки термального состояния архейской коры и мантии длительное время являются предметом дискуссий и различных тектонических выводов, что не могло не отразиться на представлениях об особенностях и характере проявления магматических процессов, роль которых в становлении земной коры очевидна.

Более ранние модели термальной эволюции Земли предсказывали мелкомасштабный стиль конвекции мантии и более быстрые, нежели современные, движения плит. В соответствии с этими представлениями считалось, что океаническая кора в архее по сравнению с современной была утоненной, а ее разрез включал значительное количество коматиитовых лав [Arndt, 1983; Nisbet, Fowler, 1983]. Хорошо известно, что ликвидусные температуры коматиитовых лав составляют 1550–1650 °С [Arndt, 1977; Bickle et al., 1977]. Это считается прямым указанием на более высокие (примерно на 300 °С) температуры мантии в архее по сравнению с современной [Richter, 1985; Schubert et al.,1980]. Кажется вполне очевидным, что если вязкость литосферы уменьшается с повышением температуры, то по сравнению с современной (125–150 км) архейская литосфера должна была быть очень тонкой. По оценкам О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова [1991], ее мощность была менее 30 км. Однако использование в расчетах только подобного высокого геотермического градиента и малой мощности литосферы приводит к тому, что широкомасштабное плавление литосферы и континентальной коры в архее кажется неминуемым [Richter, 1986]. Сохранившиеся многочисленные слабометаморфизованные архейские области, а также ряд других объективных геологических фактов, напротив, свидетельствуют о том, что термальная структура и мощность литосферы на протяжении архея значимо не отличались от современной [Richter, 1985]. Таким образом, возник вопрос о механизмах и способе стабилизации архейской литосферы.

Из различных моделей, предложенных для объяснения этого явления, наиболее удачной оказалась модель, согласно которой стабилизация архейской ли-

тосферы происходила за счет более интенсивного плавления мантии. Действительно, как было показано [Jordan, 1978; Oxburg, Parmentier, 1977], уменьшение плотности, вызванное частичным плавлением мантии, может привести к стабилизации литосферы, препятствуя как ее быстрой субдукции, так и деструктивному воздействию мелкомасштабной конвективной нестабильности. Важнейшим следствием более интенсивного плавления мантии является то, что в архее непременно должна была генерироваться океаническая кора, гораздо более мощная, нежели современная [Bickle, 1986; Sleep, Windley, 1982], так как мощность океанической коры строго зависит от потенциальной температуры адиабатически поднимающейся мантии[1] [McKenzie, Bickle, 1988]. Как следует из рис. 2.1.1, мощность, образуемая расплавной фракцией при плавлении горячей мантии, значительно превышает мощность современной океанической коры (около 7 км), которая формируется при плавлении мантии под срединно-океаническими хребтами с потенциальной мантийной температурой 1280 °С. Таким образом, более ранние представления об утоненной архейской океанической коре могут выполняться лишь при невероятном условии, что архейская мантия была более холодной, чем современная мантия [Galer,1991].

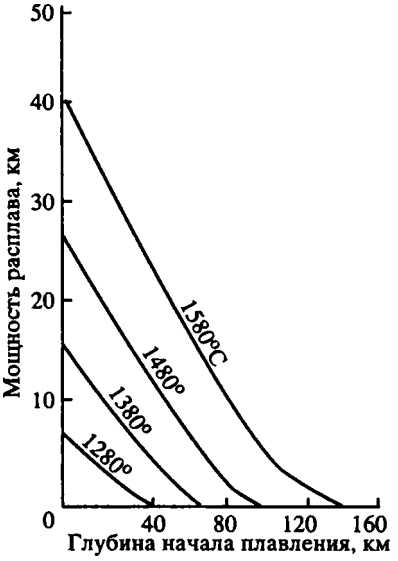


Рис. 2.1.1. Соотношения между мощностями генерируемых расплавов, глубинами начала плавления верхней мантии при ее адиабатической декомпрессии и потенциальными мантийными температурами, по: [McKenzie, Bickle, 1988])

Оценки мощности океанической коры в прошлом сильно зависят от оценок потенциальных мантийных температур. Существуют две точки зрения. Согласно первой из них, изобилие коматиитов в архее считается доказательством очень горячей архейской мантии с потенциальными мантийными температурами 1600 °С и выше [Nisbet, Fowler, 1983; Takahashi, 1990]. С другой стороны, продуцирование коматиитов связывают только с мантийными горячими точками, предполагая при этом, что потенциальные мантийные температуры под архейскими срединно-океаническими хребтами превышали современные значения примерно на 100 °С [Campbell et al., 1989; Campbell, Griffiths, 1992]. Таким образом, оценки мощности архейской океанической коры находятся в широких пределах, примерно от 20 км и выше [Sleep, Windley, 1982] до 80 км [Takahashi, 1990]. Внутренняя структура подобной утолщенной океанической коры во многом остается загадочной, так как она могла быть совершенно не схожей с современными офиолитами [Bickle, 1986]. Еще более загадочной остается роль утолщенной океанической коры в процессе формирования докембрийской континентальной коры. Это заставляет обратиться к поискам возможных аналогов подобных структур в современной тектоносфере Земли и в ее менее отдаленной геологической истории. Именно таковыми структурами по причинам, которые будут изложены ниже, представляются океанические плато.

[1] Под потенциальной температурой мантии (T_p) понимается температура мантийной адиабаты в точке ее пересечения с солидусом, спроецированная к уровню поверхности Земли, т.е. к 1 бар.

Современные океанические плато

Определение. К океаническим плато относятся обширные (десятки и сотни тысяч квадратных километров) области с аномально мощной (от 10 до 40 км) корой симатического профиля, благодаря чему в современном рельефе океанического дна они, следуя закону изостазической компенсации, представляют собой мелководные поднятия (средние превышения над уровнем океанического дна с корой нормальной мощности составляют 2–3 км). Важно подчеркнуть, что к океаническим плато принадлежат только те структуры, где, по сейсмическим данным, отсутствуют признаки наличия континентальной коры [Carlson et al., 1980].

Еще одну категорию позитивных структур ложа Мирового океана составляют линейные тектоно-вулканические поднятия и асейсмичные хребты протяженностью в тысячи километров, которые также характеризуются утолщенной мощностью коры, что в некотором роде сближает их с океаническими плато. Сюда относятся, например, Гавайское, Императорское поднятия (Тихий океан), хребет Девяностого градуса (Индийский океан), Китовый хребет (Атлантический океан) [Пущаровский, 1992; Пущаровский, Меланхолина, 1981].

Помимо площадных характеристик и аномальной увеличенной мощности коры, океанические плато обладают рядом специфических черт, которые не объясняются стандартными плейттектоническими моделями развития океанического ложа. К таковым относятся: отсутствие или слабое развитие линейных магнитных аномалий [Larson et al., 1972; Winterer, 1976] и явно аномальная топография, которая не согласуется с известной кривой Склатера и Хэррисона [Sclater, Harrison, 1971] зависимости глубины океанического дна от его возраста [Marty, Gazeneve, 1989].

Яркой особенностью океанических плато является также присутствие в их вулканогенных разрезах высокотемпературных вулканитов, включая коматиитовые базальты и коматииты, что делает эти структуры наряду с их аномально мощной симатической корой особенно интересными в плане сравнения с архейскими структурами. Как известно, распространенность коматиитов почти полностью ограничивается комплексами архейского возраста. Среди более молодых вулканических комплексов коматииты являются крайне редкими породами. Наиболее достоверной и прекрасно задокументированной находкой коматиитов являются коматииты мелового возраста на о-ве Горгона [Echeverria, 1980], положение которых долгое время оставалось неясным. Однако было показано, что Горгона, вероятно, представляет собой фрагмент Карибского океанического плато [Storey et al., 1991]. Поэтому крайне важно рассмотреть основные характеристики океанических плато.

Распространенность и возраст. Океанические плато занимают около 3% от общей площади океанического дна [Sandwell, MacKenzie, 1989]. Они являются общей чертой строения океанических бассейнов, хотя наиболее развиты в Западной Пацифике [Пущаровский, 1992; Winterer, 1976]. Здесь можно назвать такие крупные структуры, как гигантское плато Онтонг Джава – крупнейшее в мире плато площадью около 1 500 000 км^2; плато Манихики, поднятия Шатского и Хесса. В Индийском океане наиболее крупной подобной структурой является плато Кергелен, а в Атлантике наиболее известными и изученными структурами такого рода являются Карибское и Исландское плато. На современной тектоносфере Земли насчитывается 22 крупных океанических плато и вулкано-тектонических поднятий, общий коровый объем которых оценивается в $369 \cdot 10^6$ км^3, что равно 4,9% от общего объема континентальной коры [Schubert, Sandwell, 1989]. Таким образом, океанические плато составляют заметный класс структур. Это иллюстрируется следующим: подсчитано, что скорость приращения континентальной коры за счет возможной аккреции океанических плато может достигать 3,7 км^3/год, тогда как

скорость роста континентальной коры посредством хорошо известного механизма латеральной аккреции островных дуг оценивается только в 1,1 км³/год [Reymer, Schubert, 1984].

Одной из самых ярких черт океанических плато является их долгоживучесть. Действительно, если средний возраст "жизни" современной океанической литосферы до ее субдукции составляет примерно 60 млн лет [Bickle, 1978], то возраст многих океанических плато превышает 100 млн лет. Так, время образования поднятия Шатского относится к концу юры–началу мела [Hilde et al., 1976; Пущаровский, 1992]. Возраст плато Манихики и Онтонг Джава составляет 110–105 млн лет [Winterer, 1976] или даже несколько больше – начало раннего мела [Berger et al., 1992]. Возраст плато Кергелен – более 115 млн лет [Storey et al., 1989]. Формирование Карибского плато оценивается в интервале 100–75 млн лет тому назад [Duncan, Hargraves, 1984]. Подобная длительность "жизни" океанических плато указывает на их плавучесть и, следовательно, на сопротивляемость процессам субдукции. Это хорошо иллюстрируется примером развития Карибского плато [Burke, 1988; Burke et al., 1978] и плато Онтонг Джава [Hughes, Turner, 1977].

Морфология. Как уже отмечалось, в большинстве случаев океанические плато подняты на тысячи метров над окружающим океаническим дном. Некоторые из них, такие, как Исландское плато, возвышаются над уровнем моря, тогда как другие, например, плато Онтонг Джава или Манихики, находятся на глубине 1500–3000 м ниже уровня моря. Плато имеют изометричную, округлую, либо неправильную форму. Их размеры в плане варьируют от сотен до 1 тыс. км и более (рис. 2.1.2). Как правило, границами плато являются разломы, выраженные уступами с высотой в сотни метров и более и крутизной в нижней части порядка 20° [Hussong et al., 1979]. Рельеф океанических плато преимущественно уплощенный, осложненный мелкими нарушениями, а иногда вулканическими постройками, выступающими из воды. Некоторые плато (Шатского, Манихики, Карибское) расчленены протяженными и глубокими (до 2,5 км) впадинами, где обнаруживаются выходы основных пород, в то время как приподнятые области перекрываются стратифицированными осадками мощностью более 1 км [Winterer, 1976].

Строение коры. По сейсмическим данным, у большинства океанических плато расчетная мощность коры изменяется в пределах от 10 до 40 км, что в 1,5–6 раз превышает мощность нормальной океанической коры, т.е. 6–7 км. Скоростные характеристики коровых разрезов океанических плато приведены во многих публикациях [Ben-Avraham et al, 1981; Carlson et al., 1980; Hussong et al., 1979; Palmason, Saemundson, 1974]. За исключением плато Онтонг Джава, коровая мощность которого оценивается примерно в 40 км, поверхность Мохо под остальными плато находится на глубине менее 25 км. Имеющиеся сейсмические данные показывают, что во многом кора океанических плато обладает скоростной структурой, сходной с корой океанических бассейнов. Однако при этом все распознаваемые коровые слои в структурах плато пропорционально в несколько раз мощнее, чем аналогичные слои в бассейнах с нормальной океанической корой. Так, для плато Онтонг Джава наблюдается утолщение каждого слоя примерно в 5 раз, плато Манихики – в 3,1 раза, поднятия Шатского – в 2,7 раза [Hussong et al., 1979]. Подобные утолщения сейсмических горизонтов указываются и для Исландии [Palmason, Saemundson, 1974].

Особенностью коровой структуры многих океанических плато является наличие базального высокоскоростного горизонта (V_p = 7,3 ÷ 7,6 км/с) мощностью от 6 до 15 км, тогда как базальные горизонты океанических бассейнов с нормальной корой, как правило, характеризуются скоростями 6,7–6,8 км/с [Christensen, Salisbury, 1975]. Обсуждая природу нижней коры океанических плато, Р. Карлсон с соавторами [Carlson et al., 1980] допускают несколько вариантов ее интерпретации. Она может быть сложена либо оливиновыми габбро, либо гранатовыми основными

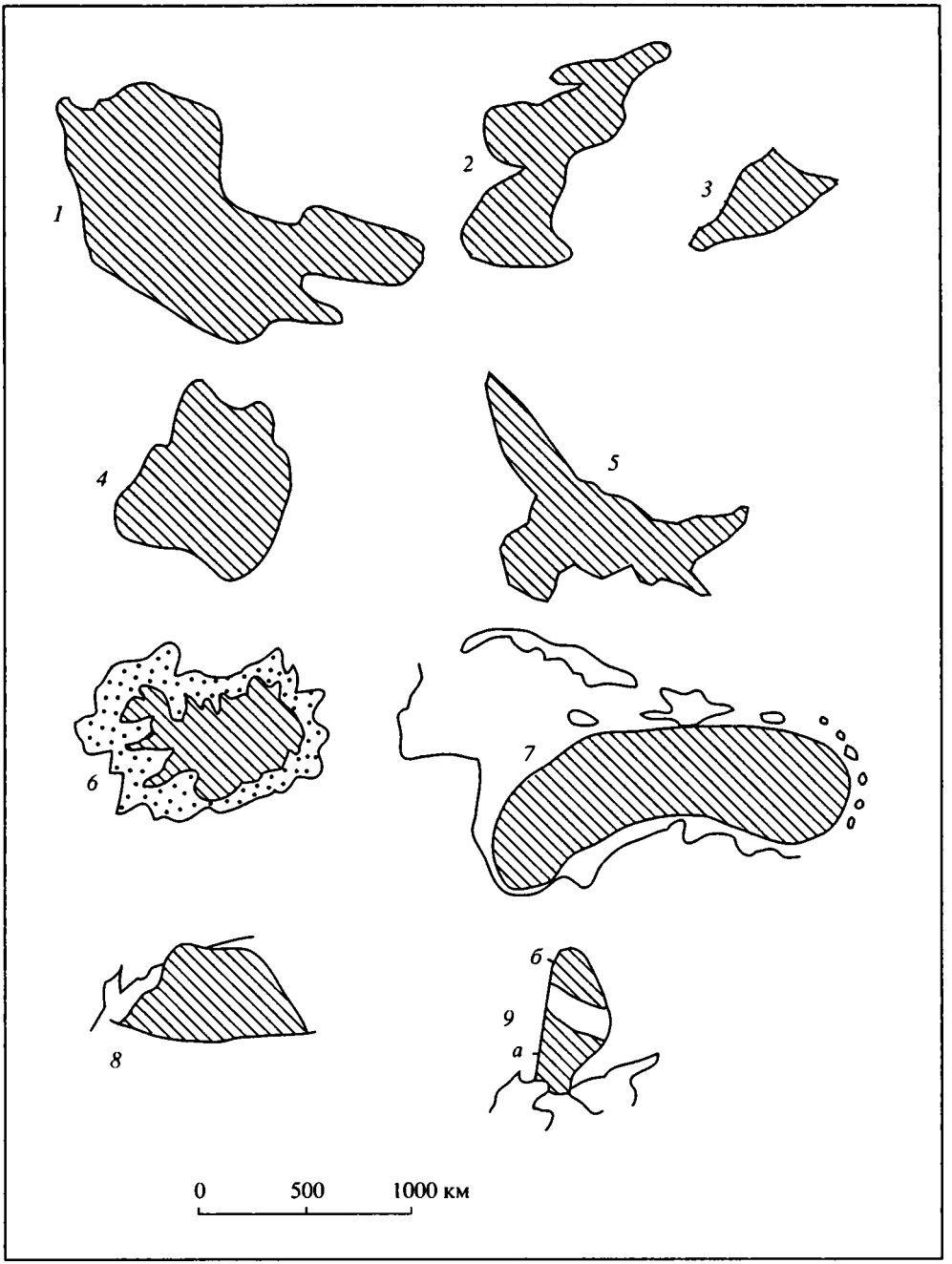


Рис. 2.1.2. Морфология некоторых современных (*1–7*) и предполагаемых архейских (*8, 9*) океанических плато (контуры современных плато проведены по изобате 2 км)

1–7 – современные океанические плато: *1* – Онтонг Джава; *2* – поднятие Шатского; *3* – плато Умвак; *4* – плато Манихики; *5* – поднятие Хесса; *6* – Исландия (крапом показана подводная часть плато); *7* – Карибское плато; *8, 9* – архейские гранит-зеленокаменные области, возникшие на месте предполагаемых океанических плато: *8* – кратон Пилбара Западно-Австралийского щита; *9* – область Среднего Приднепровья (*а* – собственно блок Среднего Приднепровья Украинского щита, *б* – северное его продолжение на Воронежском кристаллическом массиве)

гранулитами, либо эпидотизированными амфиболитами. Все из перечисленных породных разностей могут обусловливать наблюдаемые скорости. Однако для океанических плато с коровыми мощностями менее 25 км *P–T* условия таковы, что гранулитовые парагенезисы являются неустойчивыми, хотя ксенолиты гранатсодержащих мафических гранулитов были обнаружены среди вулканитов океанического плато Кергелен [Gregoire et al., 1994]. Эпидотизация амфиболитов требует глубинной гидротермальной циркуляции.

И, наконец, хорошо известно, что присутствие оливина может обеспечивать высокие скорости продольных волн, наблюдаемых у границы Мохо. В связи с этим интересно отметить, что именно оливин является ведущей фазой, контролирующей состав высокомагнезиальных (коматиитовых) расплавов в малоглубинных (< 25 кбар) условиях [Гирнис и др., 1987; и др.]. Таким образом, учитывая вероятные связи коматиитового вулканизма с океаническими плато, есть основания также предполагать, что в состав нижней коры океанических плато может входить значительное количество остаточного оливина, образованного в результате фракционирования коматиитовых расплавов в малоглубинных условиях.

Главные петрологические характеристики основных вулканитов. Несмотря на то, что имеется ограниченное число данных по основным вулканитам, слагающим второй слой коры океанических плато, практически все исследователи указывают на специфичность их состава [Говоров и др., 1987; Золотарев, 1987; Шарков, Цветков, 1987; и др.]. Х. Токаяма и Р. Батиза [Tokuyama, Batiza, 1981] даже выделяют эти вулканиты в отдельную категорию абиссальных базальтов, называемых ими базальтами океанических плато. По составу они являются кварц- или гиперстен-нормативными толеитами, которые по сравнению с типичными абиссальными базальтами сильно истощены такими малыми элементами, как Ba, Sr, Rb, Zr, Pb, Nb, Y, так же как и K_2O, P_2O_5 и TiO_2. Петрохимические и геохимические особенности базальтов океанических плато указывают на то, что они являются сильно фракционированными продуктами высоких степеней плавления сильно деплетированного мантийного источника [Clague, 1976; Nicholson, Latin, 1992; Stoeser, 1975; и др.].

Поскольку ясно, что высокие степени плавления мантии в целом присущи областям высоких температур, то вполне закономерным можно считать присутствие среди толеитовых базальтов океанических плато и более высокотемпературных продуктов плавления мантии – пикритов Исландии [Elliot et al., 1991] , упоминавшихся выше коматиитов о-ва Горгона и, наконец, коматиитовых базальтов плато Манихики. Эти базальты были описаны как высокомагнезиальные базальты, которые помимо высоких содержаний MgO (до 14,4%) отличаются от типичных абиссальных толеитов также пониженными содержаниями Al_2O_3, TiO_2 и P_2O_5 [Clague, 1976]. Согласно принятой в настоящее время номенклатуре высокомагнезиальных вулканитов [Arndt, Brooks, 1980], эти базальты относятся к категории коматиитовых базальтов, а некоторые исследователи даже выделяют вулканогенный разрез мелового возраста океанических плато Пацифики в коматиит-толеитовую формацию [Старицына и др., 1987]. Заметим, экспериментальные данные по плавлению примитивного мантийного лерцолита показывают, что коматиитовые базальты с содержанием MgO около 15% не могут быть первичными выплавками из примитивной мантии, а, скорее всего, могут быть получены в малоглубинных условиях отделением оливина от расплава коматиита с содержанием MgO около 30% [Гирнис и др., 1987]. Если это так, то можно предполагать, что обнаружение собственно коматиитов в разрезах второго слоя коры таких океанических плато, как Манихики и Онтонг Джава, является делом только более детальных будущих исследований.

Как показывает изучение коматиитов о-ва Горгона, их ликвидусные температуры достигали 1450–1500 °C [Echeverria, 1980]. В области адиабатического подъема мантии эти температуры отвечают началу ее плавления, которое "стартует" на

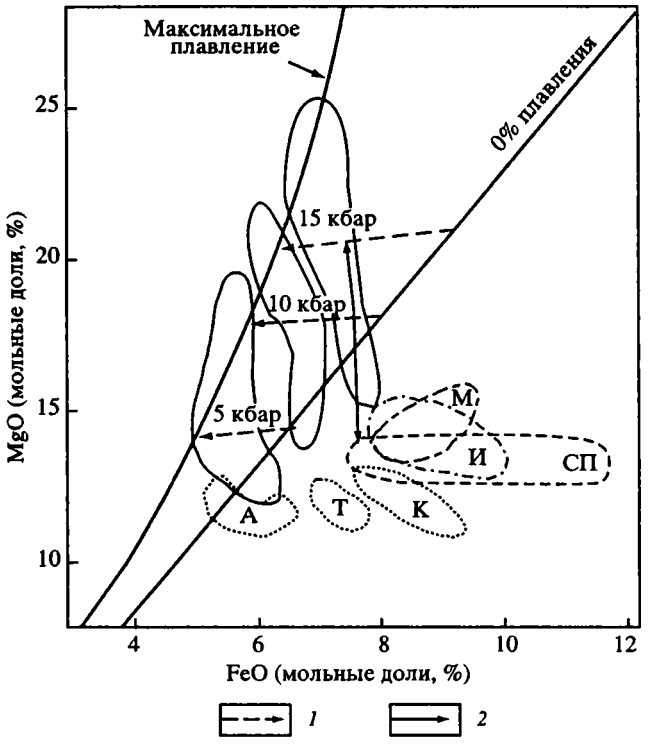


Рис. 2.1.3. Диаграмма соотношений выраженных в процентах мольных долей MgO и FeO с нанесенными расчетными кривыми максимального и 0% плавления мантийного пиролита и полями составов, полученных в результате экспериментов по прогрессивному плавлению пиролита при давлениях 5, 10 и 15 кбар, по: [Langmuir, Hanson, 1980]

1 – векторы адиабатического плавления; *2* – направление изменения состава расплавов при фракционировании оливина. Поля составов базальтов с содержаниями MgO от 8,5 до 10% из регионов с различной мощностью океанической коры: А – Австрало-Атлантической котловины (4–5 км), Т – трансформного хребта Тамайо (7 км), К – хребта Колбенсей (8–9 км), И – Исландии (15–20 км), М – плато Манихики (20 км). Для сравнения нанесены составы раннеархейских базальтов Среднего Приднепровья (СП). Поля составов А, Т и К – по: [Klein, Langmuir, 1987], составы базальтов Исландии – по: [Nicholson, Latin, 1992]), составы базальтов Манихики – по: [Jackson, Bargar et al., 1976]. Анализы базальтов Среднего Приднепровья предоставлены А.В. Самсоновым

глубинах около 150 км [McKenzie, Bickle, 1988]. Основной же объем вулканитов второго слоя коры океанических плато, представленных толеитами, должен образовываться в менее глубинных условиях, сохраняя при этом геохимические свидетельства все же относительно высоких давлений и степеней плавления мантии. Это хорошо иллюстрируется на рис. 2.1.3, где видно, что составы толеитов Исландии и плато Манихики с содержаниями MgO от 8,5 до 10% образуют сближенные поля, соответствующие условиям высоких степеней плавления при давлениях, превышающих 15 кбар, в то время как типичные базальты срединно-океанических хребтов формируются в результате 10–20% плавления адиабатически поднимающейся мантии при давлениях 8–10 кбар [Cordery, Morgan, 1993; McKenzie, Bickle, 1988; Klein, Langmuir, 1987]. Рис. 2.1.3 иллюстрирует также другую важную закономерность: с увеличением давления и степени плавления мантии происходит закономерное увеличение мощности образуемой коры от ~ 4–5 км (район Австрало-Атлантической котловины), примерно через 7 км – трансформный хребет Тамайо и 8–9 км – хребет Колбенсей до 10–20 км (Исландия, Манихики).

Дополнительные свидетельства о высоких степенях плавления мантии при формировании основных вулканитов второго слоя океанических плато представляют данные по шпинелям из толеитов плато Манихики и мантийным ксенолитам о-ва Малаиты, большая часть вулканогенного разреза которых представляется как поднятый тектонический клин плато Онтонг Джава [Hughes, Turner, 1977]. Шпинель оказывается высокохромистой ($Cr \cdot 100/(Cr + Al) > 60$), что указывает на очень высокие (более 50–60%) степени мантийного плавления [Dick, Bullen, 1984]. Среди мантийных ксенолитов плато Онтонг Джава обнаружены гранат-шпинелевые и гранатовые лерцолиты, что свидетельствует о деплетировании мантии при продуцировании базальтов плато до глубины 135 км [Nixon, Neal, 1987].

Помимо описанных выше толеитов, слагающих, по-видимому, основную часть объема океанических плато, в их разрезах довольно часто присутствуют щелочно-базальтовые, как правило, пироксен-плагиофировые, вулканиты, отличающиеся высоким содержанием FeO^*, TiO_2, P_2O_5, K_2O, литофильных элементов, а также фракционированным распределением редких земель с накоплением легких лантоноидов. Такие щелочные базальты описаны на северо-западе Исландии [Sigurdsson et al., 1978], поднятиях Шатского и Хесса [Меланхолина, 1988], а также, судя по разрезу о-ва Малаита, они, вероятно, присутствуют в разрезе плато Онтонг Джава [Hughes, Turner, 1977].

Соотношения базальтов щелочного ряда с толеитовыми базальтами океанических плато различны. Если в Исландии щелочные базальты предшествуют накоплению толеитов [Перфильев и др., 1987; Sigurdsson et al., 1978], то на плато и поднятиях Пацифики щелочно-базальтовый вулканизм более поздний, быстро и резко сменяющий излияния толеитов [Меланхолина, 1988]. В настоящее время подобные щелочные базальты наиболее хорошо изучены на Гавайских островах, и, несмотря на обилие петрологических моделей их формирования, все исследователи однозначно связывают образование гавайских вулканитов с плавлением в области поднимающегося мантийного плюма. Хотя очень популярной является точка зрения о гавайских базальтах как продуктах плавления обогащенного мантийного источника [Campbell, Griffiths, 1992; и др.], С. Ватсоном и Д. Мак-Кензи [Watson, McKenzie, 1991] показано, что получение их составов можно альтернативно объяснять малыми (в среднем 6,6%) степенями плавления необогащенного (с хондритовым распределением редких земель) источника при потенциальной мантийной температуре в центральной части плюма в 1558 °С на глубинах, превышающих 80–90 км.

Таким образом, суммируя изложенные выше данные, можно заключить, что петрогенезис основных вулканитов второго слоя коры океанических плато связан прежде всего с высокими температурами, при которых осуществлялось частичное плавление верхней мантии. Как уже отмечалось, ликвидусные температуры плавления коматиитов о-ва Горгона оцениваются в 1450–1500 °С, что соответствует потенциальной температуре верхней мантии ~ 1600 °С. Оценки потенциальных мантийных температур, сделанные по толеитовым базальтам плато Онтонг Джава, составляют ~ 1450 °С [White et al. 1992], а по толеитам Исландии – ~ 1580 °С [Nicholson, Latin, 1992], что хорошо согласуется со средними мощностями коры этих плато по сейсмическим данным. Расчет потенциальной температуры верхней мании по коматиитовым базальтам плато Манихики (обр. ST11-78-15 и ST11-78-14 [Clague, 1976]), сделанный по методике Д. Эбботт и др. [Abbott et al., 1994], дает значения ~ 1520–1540 °С. Эти данные с учетом ±5% погрешности используемой методики также соответствуют значениям ~ 20 км мощности плато Манихики, полученным по сейсмическим данным.

Итак, оценки потенциальных мантийных температур, с которыми связано формирование основных пород, образующих второй слой коры океанических плато,

оказываются на 250–300 °С более высокими, чем температуры, при которых генерируются толеиты срединно-океанических хребтов. Это обстоятельство делает разрезы океанических плато особенно интересными объектами в плане сравнения с вулканическими разрезами докембрийских областей и понимания природы и структуры архейской океанической коры.

Основные черты седиментогенеза на океанических плато. Обратимся теперь к основным чертам строения первого слоя коры океанических плато, т.е. к их осадочному чехлу. Можно выделить две главные особенности его строения.

Первая относится к мощности осадочного чехла, которая по данным глубоководного бурения на плато Онтонг Джава [Berger et al., 1992; Packham, Andrews, 1975] и Манихики [Jenkyns, 1976] превышает 1 км, что резко контрастирует с обычно маломощным первым слоем стандартной океанической коры.

Вторая особенность относится к условиям седиментогенеза. В современной обстановке первый слой стандартной океанической коры обычно образуют пелагические осадки – либо пелагические осадки выше уровня карбонатной компенсации, либо кремнистые осадки ниже этого уровня. Осадочный чехол океанических плато, судя по разрезам скважин на плато Онтонг Джава и Манихики, залегает на везикулярных и пузырчатых базальтах. Экстремальные размеры везикул (до 20 мм) и их количество (до 30% объема породы) указывают на то, что эти базальты изверглись в очень мелководных условиях на глубинах менее 400 м, а, возможно, даже где-то и в субаэральных обстановках [Jenkyns, 1976]. Древнейшими осадками разрезов этих плато являются позднеаптские и постаптские вулканокласты, происхождение которых связывается с гиалокластическими эруптивами, выветриванием вулканических продуктов и их переотложением. В это время происходила интенсивная поствулканическая гидротермальная циркуляция рудоносных растворов, с которыми связывается отложение гидроокислов железа и самородной меди в вулканокластических осадках. Состав самих вулканогенно-осадочных отложений представляет особый интерес для седиментологического анализа, поскольку совершенно очевидно, что они явно представляют собой аутигенные образования, источником которых являлись подстилающие базальты. Как свидетельствуют химические анализы этих пород [Jenkyns, 1976], они по составу очень близки толеитам (исключение составляет обогащение K_2O и обеднение CaO). Подобные преобразования могут быть связаны, по-видимому, только с воздействием на разрушаемые основные изверженные породы морской воды, при котором образуются особенно богатые калием глинистые минералы – смектиты.

Исследования фауны моллюсков в верхней части вулканогенно-осадочных образований на плато Манихики показывают, что условия биогенеза отвечали в это время мелководному плато глубиной менее 200 м [Jackson, Schlanger, 1976; Kauffman, 1976]. В целом мелководные условия седиментогенеза с некоторой тенденцией к опусканию на плато Манихики сохранялись до середины позднего мела (до середины кампана), после чего наступил длительный период постепенного опускания плато, отраженный в аккумуляции мощной толщи преимущественно карбонатных осадков. Схожие условия седиментогенеза существовали и на высокой части плато Онтонг Джава [Packham, Andrews, 1975].

Таким образом, приведенные седиментологические данные по результатам глубоководного бурения на плато Онтонг Джава и Манихики позволяют раскрыть некоторые черты их геологического развития. Формирование этих плато происходило примерно в одно и то же время и было связано с мощным актом магматической деятельности. Вероятно, рост коры океанических плато сопровождался ее динамическим подъемом, и на завершающих этапах вулканизма поверхность плато находилась вблизи уровня моря. Мелководные и субаэральные условия седиментогенеза сохранялись в течение 25–30 млн лет, после чего, по-видимому, вследствие

постепенного охлаждения литосферы плато начали опускаться, вероятно, до момента наступления изостазической компенсации. Отметим, что современная топография этих плато указывает на их изостазическую компенсированность [Schubert, Sandwell, 1989].

Происхождение океанических плато. Хотя некоторые положительные структуры океанического ложа, как, например, ряд асейсмических хребтов и поднятий, возможно и связаны с тектоническим сдваиванием океанической коры, образовавшейся в срединно-океанических хребтах [Пущаровский, Меланхолина, 1981; Burke, 1988; и др.], большинство черт океанических плато все же указывает на связь их образования с мантийными плюмами.

Современные модели тектогенеза, инициированного апвеллингом мантийного плюма, указывают на следующие характерные черты этого процесса: 1) обширные размеры мантийных плюмов (до 1000 км и более в диаметре), с плавлением головной части которых связывается образование платобазальтов (как континентальных, так и океанических), а с плавлением в их хвостовой части – более высокотемпературных пикритовых и коматиитовых магм; 2) наиболее быстрый подъем плюмов и, как следствие, наиболее сильное плавление мантийного материала происходит в момент их приближения к основанию литосферы; 3) извержение основных пород осуществляется в очень короткий промежуток времени (только несколько миллионов лет), после чего наступает период постепенного термального охлаждения литосферы [Campbell et al., 1989; Campbell, Griffiths, 1990, 1992; Richards et al., 1991].

Как было показано выше, именно эти черты и присущи океаническим плато. Действительно, размеры многих плато составляют десятки и сотни тысяч квадратных километров, и они сложены преимущественно основными изверженными породами – производными высоких степеней плавления аномально горячей верхней мантии. Формирование коры океанических плато вследствие мощного акта магматизма происходило очень быстро. Так, для плато Онтонг Джава это событие оценивается интервалом 118,2–117,8 млн лет, т.е. длилось менее 1 млн лет [Tarduno et al., 1991].

Как известно, одной из характерных черт мантийных плюмов является фиксированность, т.е. очень малая скорость их горизонтального перемещения относительно скорости горизонтального перемещения литосферных плит [Loper, 1991; и др.]. Это обстоятельство приводит к тому, что вулканическая деятельность, связанная с мантийными плюмами, как правило, проявляется в виде линейных цепочек вулканических построек, представляющих собой треки горячих точек. Формирование же коры океанических плато связывается с высокими степенями плавления мантии, и как следствие, – гигантскими ареальными объемами магматизма. Другими словами, в отличие от классических представлений о тектогенезе горячих точек генерация океанических плато, инициируемая мантийным плюмом, не должна сильно зависеть от скорости движения литосферных плит. Это, по-видимому, может выполняться при двух альтернативных условиях. Либо такие мантийные плюмы имели необычайно большие размеры и отличались необычайно высокой скоростью подъема, либо мантийные плюмы должны были внедряться в местах им предшествовавших восходящих потоков широкомасштабной мантийной конвекции, т.е. вблизи срединно-океанических хребтов.

Этим моделям не противоречат и имеющиеся данные по Pb-, Nd- и Sr-изотопным характеристикам основных вулканитов плато Онтонг Джава и Манихики, которые указывают, во-первых, на отсутствие каких-либо изотопных признаков континентальной природы этих плато и, во-вторых, показывают существенный вклад в изотопный состав пород источника, связанного с мантийным плюмом [Mahoney, Spenser, 1991]. В то же время отмечаются и отличия от изотопных характеристик

основных пород современных горячих точек Пацифики, например, Луизивильской горячей точки, с которой некоторые исследователи связывают формирование этих плато [Tarduno et al., 1991].

Пример Исландского плато, расположенного, как известно, в области тройного сочленения хребтов, свидетельствует о возможности формирования и других океанических плато посредством механизма подъема мантийных плюмов в местах восходящих потоков мантийной конвекции. К тому же, согласно некоторым палеомагнитным реконструкциям меловой плейттектонической эволюции центральной Пацифики, плато Онтонг Джава и Манихики сформировались вблизи сочленения плит Пацифики, Фараллона и Феникса [Winterer, 1976].

Рассмотрение основных черт строения современных океанических плато позволяет сделать два очень важных вывода, непосредственно касающиеся проблемы природы и возможной структуры архейской океанической коры. Вывод первый: формирование утолщенной по сравнению с нормальной океанической корой коры океанических плато связано с высокими степенями частичного плавления верхней мантии, имеющей потенциальные температуры, на 200–300°С превышающие таковые при формировании коры в срединно-океанических хребтах. Вывод второй: структурно-вещественные характеристики утолщенной коры океанических плато, как это следует из рассмотрения особенностей строения их первого, второго и отчасти третьего слоев, явно отличны от офиолитовых ассоциаций.

Океанические платобазальты, континентальные траппы и архейские толеиты: генетические взаимосвязи и модель архейской океанической коры

Как отмечалось выше, высокие потенциальные мантийные температуры и, как следствие этого, генерация мощной океанической коры, являются наиболее вероятными чертами тектонического развития Земли в раннем докембрии. Таким образом, есть основания полагать, что строение коры океанических плато дает важный ключ к раскрытию основных черт строения раннедокембрийской океанической коры.

Однако формирование коры океанических плато связывается с имеющими относительно локальное развитие мантийными плюмами, тогда как генерация океанической коры происходит в глобальной системе срединно-океанических хребтов. В связи с этим может возникнуть вполне закономерный вопрос о правомерности экстраполяции закономерностей строения коры современных океанических плато на возможную структуру архейской океанической коры. Поскольку данный вопрос касается процессов плавления в верхней мантии, рассмотрим в общих чертах некоторые основные закономерности этого явления.

Согласно существующим представлениям, выделяются два типа конвективных движений в мантии. Доминирующей формой конвекции является широкомасштабная конвекция, возникающая в результате охлаждения океанической коры и литосферы, которая, становясь более плотной, чем подстилающая мантия, может субдуцировать. Движение литосферных плит, увлекаемых в области субдукции, вызывает появление ослабленных зон в срединно-океанических хребтах, под которыми вследствие декомпрессии происходит подъем мантии и ее плавление. Это так называемый пассивный тип апвеллинга мантии, механизмы плавления при котором и закономерности химизма продуктов плавления которого в настоящее время хорошо изучены [Klein, Langmuir, 1987; McKenzie, 1984; McKenzie, Bickle, 1988; McKenzie, O'Nions, 1991].

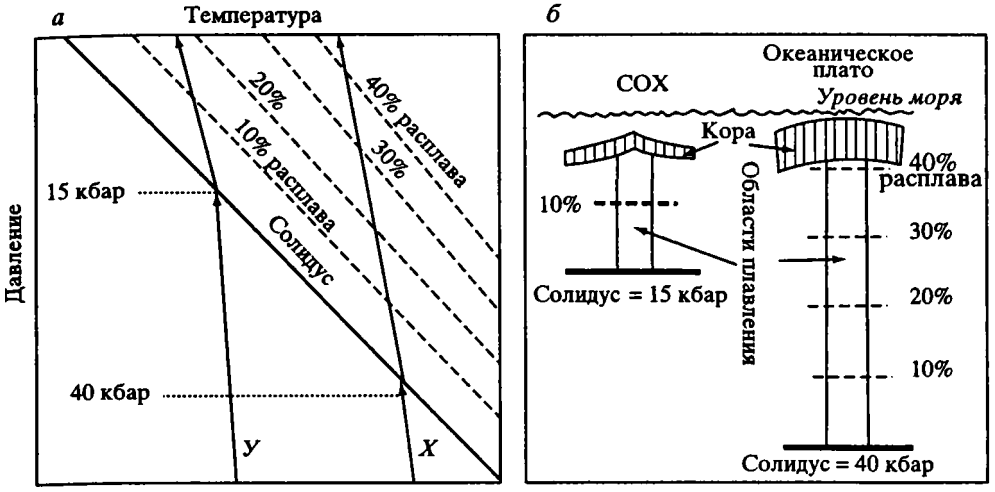


Рис. 2.1.4. Схема, иллюстрирующая соотношения между мантийными температурами и давлением, по: [Klein, Langmuir, 1989] (*а*) и схематические разрезы океанической коры и мантийных колок, возникающих в результате мантийного плавления при разных температурах (*б*)

Вектор *X* соответствует более горячей адиабатически поднимающейся мантии, которая пересекает солидус на большей глубине, вызывая высокие степени плавления при дальнейшем ее подъеме к поверхности. Вектором *Y* обозначен путь подъема более холодной мантии, пересекающей солидус на меньшей глубине, обусловливая меньшие степени плавления. При более высоких температурах образуется мощная кора океанических плато (вектор *X*), а при более низких – нормальная океаническая кора (вектор *Y*); СОХ – срединно-океанический хребет

К числу важнейших выводов этих исследований можно отнести следующие: а) первичные расплавы в зонах срединно-океанических хребтов генерируются непосредственно из мантии при ее адиабатической декомпрессии; б) наблюдается отчетливая корреляция между мощностью океанической коры, петрогеохимическими характеристиками базальтов и мантийными температурами под срединно-океаническими хребтами; и как следствие – мощность океанической коры строго зависит от потенциальной мантийной температуры (см. рис. 2.1.1; рис. 2.1.4). Очевидно, что эти соотношения не зависят от фактора времени и поэтому они представляют собой универсальный инструмент для исследования палеоокеанических образований, т.е. определения палеомантийных температур и оценки мощности палеоокеанической коры [Humler et al., 1999; Klein, Langmuir, 1987].

Второй тип конвективных движений в мантии связывается с мантийными плюмами, т.е. аномально горячим мантийным материалом, поднимающимся в виде диапиров с больших глубин, возможно, даже с основания мантии [Loper, 1991]. Хотя геохимически вулканиты, связанные с горячими точками (базальты океанических островов – OIB), идентифицируются с обогащенным мантийным источником, а базальты, ассоциирующие с пассивным апвеллингом мантии (базальты срединно-океанических хребтов – MORB), – с деплетированным источником, в обоих случаях принципиальных различий в физических механизмах плавления мантии, по-видимому, не существует. Моделирование этих процессов для гавайских вулканитов, как и для ряда других продуктов плавления мантии, показывает, что большинство расплавов также генерируется при адиабатической декомпрессии мантии, а их составы сильно зависят от того, как близко к поверхности может приблизиться поднимающаяся мантия [McKenzie, O'Nions, 1991; Watson, McKenzie, 1991].

Как уже отмечалось, основные вулканиты океанических плато несут в себе изотопные характеристики источников как MORB, так и OIB, тогда как петрологические их особенности указывают на высокие степени плавления мантии. Подобное смешение может объясняться усилением пассивного апвеллинга мантии, провоцируемого внедрением с больших глубин горячего мантийного диапира. Пересечение мантийного солидуса в таком случае будет происходить на бóльших глубинах, чем в случае со стандартной ситуацией плавления мантии под срединно-океаническими хребтами, а возникающие при этом значительно бóльшие объемы расплавов будут формировать более мощную кору. Однако, строго говоря, реализация подобного широкомасштабного плавления верхней мантии в результате ее адиабатического подъема (вектор *X* на рис. 2.1.4) зависит не столько от того, с какой формой конвективного движения связан этот адиабатический продъем, сколько от потенциальной мантийной температуры, или от местоположения точки пересечения мантийного солидуса.

Несмотря на то, что стиль мантийной конвекции в архее в настоящее время дискуссионен, оценки потенциальных температур архейской мантии, основанные на петрологических исследованиях коматиитов, неизменно указывают на их очень высокие значения. Максимальные значения потенциальных мантийных температур получены по высокомагнезиальным коматиитам Барбертона – 1800–1900°C, что примерно на 300°C превышает предполагаемые оценки средней температуры архейской мантии [Abbott et al., 1994; Nisbet et al., 1993]. Заметим, что приведенные в предыдущей главе оценки потенциальных мантийных температур для современных океанических плато составляют 1500–1600°C и, следовательно, соответствуют оценкам средней температуры архейской мантии. Таким образом, кора современных океанических плато вполне может рассматриваться в качестве аналога "стандартной" архейской океанической коры, мощность которой, согласно зависимости от потенциальной мантийной температуры, составляла примерно от 20 км (T_p = 1500°C) до 30 км (T_p = 1600°C). Можно также предполагать, что и основные структурно-вещественные характеристики архейской океанической коры были схожими с таковыми современных океанических плато.

Рассмотрим возможное строение архейской коры более детально. Учитывая имеющиеся данные по структуре современных океанических плато, можно думать, что топография архейского океанического ложа в местах его формирования резко отличалась от топографии современных срединно-океанических хребтов. Так, ни на одном из плато не прослеживаются ярко выраженные депрессии рифтовых долин, отвечающие зонам спрединга. Базальтовые лавы имеют ареальное развитие (платобазальты), и, как показывает пример обнаженной части Исландского плато, их образование связано с трещинными извержениями, проявившимися в различных частях острова в разное время – от среднего миоцена до антропогена.

Хотя в структуре Исландии и выделяются рифтовые зоны, как активная (неовулканическая), так и более древняя, прекратившая свое существование, их строение во многом отлично от строения срединно-океанических хребтов [Перфильев и др., 1987]. В отличие от последних в структуре рифтовых зон Исландии не наблюдается комплекса параллельных даек, а развитые здесь дайковые рои имеют рассеянный характер. По данным М.Г. Ломизе [1976], доля базальтовых даек в роях Восточной Исландии составляет около 7%, а в межроевых интервалах – только 1,5%, при этом их количество на глубине вряд ли возрастает более чем в 2–3 раза. В соответствии с этими оценками скорость растяжения коры Восточной Исландии в миоцене определяется примерно в 2 мм в год, что на порядок меньше скорости спрединга в срединно-океанических хребтах. Очевидно, что существует значительное различие в реологических свойствах стандартной океанической литосферы и литосферы, включающей утолщенную океаническую кору. Если при

растяжении стандартной океанической коры образуется спрединговый хребет с очень локализованными деформациями, то, как видно на примере Исландии, раздвигание и магмовыведение не концентрируется в узкой зоне, а происходят на обширной площади.

Подобная ситуация наблюдается и в областях развития траппового магматизма на континентальной коре, где процессы растяжения литосферы, вызванные подъемом мантийного плюма, охватывают огромные площади. Интересно заметить, что именно трапповые платобазальты по петрохимическим особенностям и прежде всего по высокой фракционированности, оказываются наиболее близкими аналогами толеитов океанических плато [Нестеренко, 1984]. Сильное фракционирование основных расплавов и в том и другом случае хорошо объясняется большой глубиной зарождения расплавов или, говоря другими словами, наличием мощной литосферы, в коровой части которой независимо от ее природы, континентальной или океанической, создаются естественные условия для возникновения многочисленных промежуточных магматических камер.

Если предположение о зависимости мощности океанической коры от потенциальной температуры мантии верно, то архейские толеиты по таким петрологическим параметрам, как температура, давление и степень плавления их мантийного источника, должны быть наиболее близкими как раз толеитам океанических плато и континентальным платобазальтам. Хотя многие архейские толеиты по ряду геохимических характеристик и близки современным MORB [Конди, 1983], хорошо известны также некоторые специфические их черты, затрудняющие прямую корреляцию с базальтами современных тектонических обстановок. К таковым относятся: 1) их сильная фракционированность; 2) повышенные содержания Fe, Ni, Cr; 3) относительно низкие, но более высокие, чем у типичных MORB, содержания некогерентных элементов [Arndt, 1991; Arndt et al., 1997; Condie, 1989].

Рассмотрим некоторые особенности химизма архейских толеитов. Для этих целей мы воспользуемся имеющимися выборками анализов как по отдельным

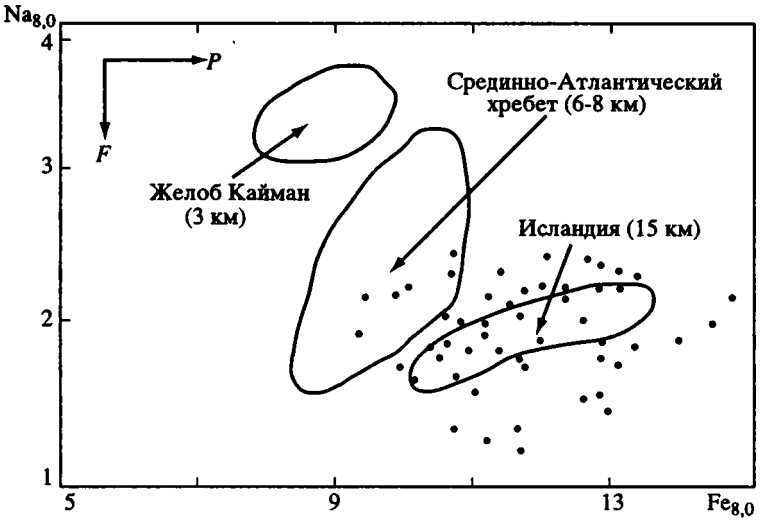


Рис. 2.1.5. Диаграмма соотношений $Fe_{8,0}$ и $Na_{8,0}$ (Fe и Na, нормализованные к постоянному значению 8% MgO), по: [Klein, Langmuir, 1989]

Векторами *P* и *F* обозначены направления изменения составов базальтов при увеличении давления и степеней плавления мантии соответственно. На диаграмме нанесены поля составов толеитов из океанических регионов различной коровой мощности. Точками показаны составы метатолеитов Среднего Приднепровья. Составы архейских толеитов наиболее близки составам толеитов океанических плато

регионам (гранит-зеленокаменные области блока Среднего Приднепровья Украинского щита и блока Пилбара Западной Австралии), так и средними значениями содержаний малых элементов ранне- и позднеархейских толеитов зеленокаменных поясов Мира из сводки К. Конди [Condie, 1989]. Имеющийся по этим регионам комплекс геологических, изотопно-геохимических и изотопно-геохронологических данных наиболее согласуется с их вероятной энсиматической природой [Каляев и др., 1984; Новикова и др., 1991; Самсонов и др., 1993; Dupre, Arndt, 1990; Williams, Collins, 1990].

Обратимся вначале к особенностям распределения некоторых главных элементов архейских толеитов, используя известные закономерности поведения элементов при различных параметрах плавления адиабатической мантийной колонны [Klein, Langmuir, 1987, 1989]. На рис. 2.1.3, 2.1.5 и 2.1.6, иллюстрирующих эти закономерности наряду с полями составов толеитов современной океанической коры разной мощности нанесены составы и поля составов толеитов Среднего Приднепровья, которые являются типичными представителями архейских толеитов TH_1, по К. Конди [1983]. Как видно из этих рисунков, составы архейских толеитов при одинаковых с нормальными MORB содержаниях Mg отличаются от последних более высокими содержаниями Fe и Al, что указывает на более высокие степени и большие глубины плавления верхней мантии в архее. Ситуация оказывается наиболее близкой к параметрам плавления верхней мантии при формировании океанических плато и континентальных платобазальтов, где адиабатически поднимающаяся мантия блокируется утолщенной литосферой, а плавление происходит на сублитосферных глубинах (см. рис. 2.1.6) [Arndt et al., 1997]. При подъеме к поверхности первичные магмы испытывают фракционную кристаллизацию. В малоглубинных условиях изменения их составов контролируются удалением плагиоклаза, оливина и клинопироксена, что отчетливо проявляется на многих опубликованных вариационных диаграммах петрогенных элементов [Зеленокаменные..., 1988; Самсонов и др., 1993; и др.].

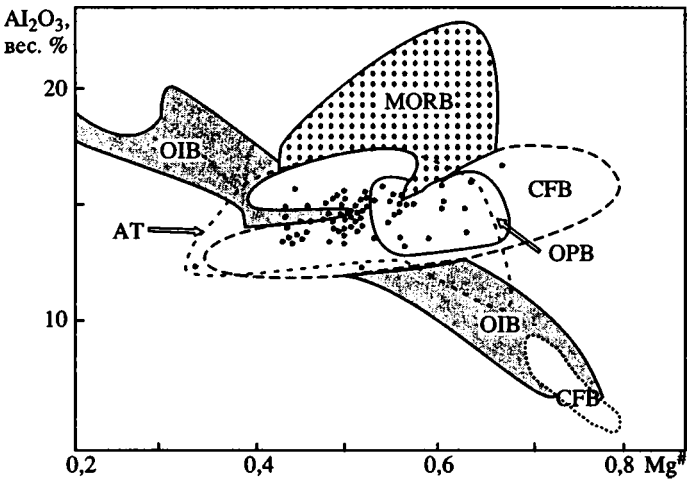


Рис. 2.1.6. Диаграмма соотношений Al_2O_3 и Mg#[=Mg/(Mg+Fe^{2+})] для толеитов различных обстановок, по: [Arndt et al, 1997]

На диаграмме нанесены поля срединно-океанических базальтов (MORB), базальтов океанических островов (OIB), континентальных платобазальтов (CFB), океанических платобазальтов (OPB), архейских толеитов (AT). Точками показаны составы метатолеитов Среднего Приднепровья. Поле составов OPB нанесено по данным анализов базальтов Исландии и Манихики

Пояснения см. в тексте

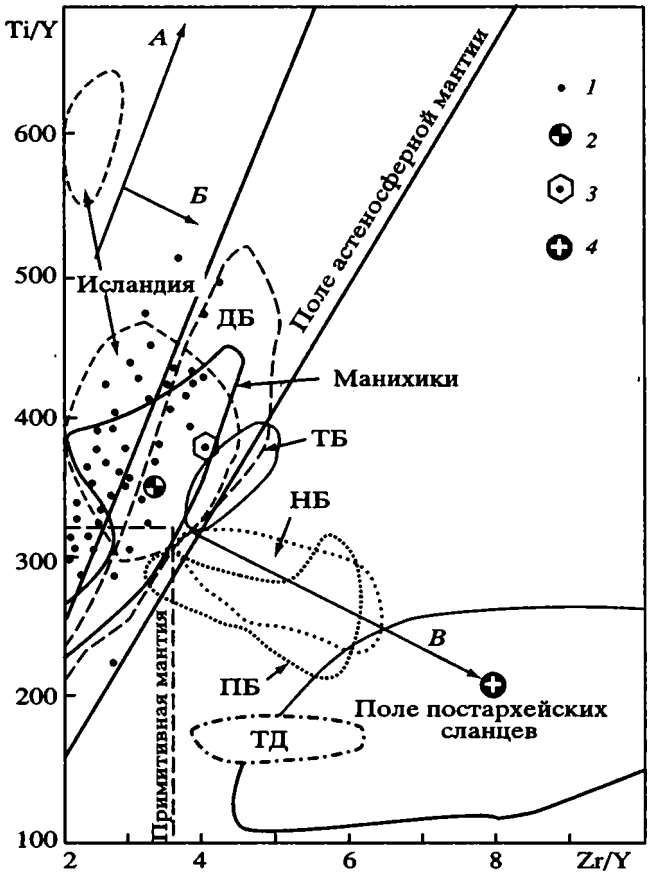


Рис. 2.1.7. Вариации соотношений Ti/Y и Zr/Y базальтов континентальных траппов, океанических платобазальтов и архейских толеитов

Поля составов континентальных траппов, по: [Lightfoot et al., 1993]: ДБ – базальты Декана, ПБ – базальты Параны, ТД – долериты Тасмании, ТБ – базальты туклонской свиты, НБ – базальты надеждинской свиты траппов Сибири. Поля составов Исландии и Манихики приведены по: [Nicholson, Latin, 1992; Jackson, Bargar et al., 1976], поле постархейских сланцев – по данным: [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

1 – толеиты Среднего Приднепровья, *2, 3* – средний раннеархейский и позднеархейский толеит, по: [Condie, 1989], *4* – средний постархейский сланец. Петрогенетическое объяснение диаграммы (*А–В*) см. в тексте

Среди малых элементов наибольшей изученностью поведения в процессах мантийного плавления и фракционной кристаллизации отличаются Ti, Zr и Y , а также редкоземельные элементы, являющиеся к тому же наименее подвижными в метаморфических процессах [Арт, 1983]. На рис. 2.1.7 показано сравнение вариаций отношений Ti/Y и Zr/Y толеитов Среднего Приднепровья, толеитов океанических плато (Исландия, Манихики) и континентальных платобазальтов нескольких траповых провинций (Сибири, Декана, Параны и Тасмании). Петрогенетическое значение этой диаграммы состоит в том, что, во-первых, на ней отмечается как тренд отражающий как вариации, возникающие при плавлении мантии под срединно-океаническими хребтами (вектор *А*), так и тренд, образуемый вкладом литосферного (континентально-корового) материала (вектор *Б*) [Lightfoot et al., 1993]. Кроме того, в процессе частичного плавления мантии коэффициенты распределения Zr, Ti и Y располагаются в порядке $D_{Zr} < D_{Ti} < D_Y$, что наиболее ярко проявляется, когда в реститовой фазе присутствует гранат [Pearce, Norry, 1979].

Как видно из рис. 2.1.7, толеиты Среднего Приднепровья обладают отчетливо положительным трендом (с увеличением Ti/Y увеличивается Zr/Y), что свойственно продуктам плавления астеносферной мантии. Сравнение картины распределения точек составов этих архейских толеитов с полями составов современных океанических плато Исландии и Манихики, как и с полями составов некоторых континентальных платобазальтов (Декан и базальты туклонской свиты Сибири), говорит об их петрогенетическом сходстве, что указывает на высокие степени частичного плавления мантийного источника, а также значительные глубины (>60–80 км) начала его плавления с присутствием в реститовой фазе граната.

На рис. 2.1.7 нанесены поля составов некоторых континентальных платобазальтов (базальты надежнинской свиты Сибири, базальты Параны и долериты Тасмании), которые имеют тренд (вектор *B*), направленный к полю постархейских сланцев, наиболее представительно характеризующих состав верхней части континентальной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Петрогенезис данных базальтов отчетливо связывается с существенным вкладом континентально-корового материала [Lightfoot et al., 1993]. Отсутствие же подобного тренда для толеитов Среднего Приднепровья может служить дополнительным свидетельством об энсиматической природе этой гранит-зеленокаменной области.

Известно, что картина распределения редких земель в архейских толеитах наиболее близка к базальтам E-типа срединно-океанических хребтов, продуцируемых, например, под Исландией [Condie, 1989; McKenzie, O'Nions, 1991]. Моделирование параметров частичного плавления верхней мантии показывает, что получение такого спектра распределения РЗЭ наиболее вероятно при потенциальной мантийной температуре в 1500°C, а общая мощность образуемого расплава составляет 26 км [McKenzie, O'Nions, 1991]. Нетрудно заметить, что эти оценки точно совпадают с приведенными выше оценками мощности стандартной архейской океанической коры и средней потенциальной температуры архейской мантии, так же как и с таковыми параметрами современных океанических плато.

И, наконец, параллели в петрогенезисе базальтов океанических плато, континентальных платобазальтов и архейских толеитов обнаруживаются при сравнении содержаний таких сидерофильных элементов, как Ni, Co и Cr. Хорошо известно, что архейские толеиты характеризуются более высокими содержаниями этих элементов по сравнению с более молодыми базальтами [Arndt, 1991]. Хотя по базальтам современных океанических плато имеется ограниченное количество данных, все они указывают на повышенные содержания сидерофилов по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов. Например, Г.И. Старицына и С.М. Табунов [1992] отмечают высокие концентрации Ni, Co, Cu и Cr в габброидных кумулятах плато Манихики и их сходство с Норильским вулкано-интрузивным комплексом Сибирских траппов. Повышенными содержаниями Ni и Cr характеризуются также толеиты Исландии [Nicholson, Latin, 1992]. Наиболее вероятной моделью, объясняющей высокие содержания Ni и других сидерофильных элементов в докембрийских толеитах, является модель смешения базальтовых и более глубинных плюмовых расплавов [Arndt et al.,1997], что, как уже отмечалось, можно предполагать и для базальтов океанических плато, и для континентальных траппов.

Выяснение генетических взаимосвязей между базальтами океанических плато, континентальными траппами и архейскими толеитами дает ключ к расшифровке основных черт строения архейской океанической коры. Мы уже отмечали, что топография этой коры, вероятно, резко отличалась от топографии современной стандартной океанической коры, а более всего походила на рельеф океанических плато. Более глубокие горизонты второго слоя коры океанических плато, к сожалению, не доступны для прямого наблюдения. Но, так как механизм наращивания континентальной коры продуктами траппового магматизма, по-видимому, анало-

гичен механизму формирования утолщенной коры океанических плато, то можно обратиться к имеющимся данным о строении зон магмовыведения продуктов траппового магматизма.

Пожалуй, наиболее детально этот вопрос освещен в работах С.А. Куренкова [1984, 1986, 1987а, б], показавшего важную роль габброидных силлов в структуре траппового магматизма (см. также гл. 2.2). Здесь часто развиты структуры типа "силл в силле" – промежуточные магматические камеры, которые вверх по разрезу часто переходят в локально развитые пакеты параллельных даек, аналогичных по структуре спрединговым дайковым комплексам океанического ложа. Но в отличие от последних дайковые пакеты в трапповых формациях имеют рассеянный характер, а их мощность как правило не превышает первых десятков метров. Подобное рассеивание дайковых роев уже отмечалось для Исландии, в более глубоких горизонтах коры которой можно также ожидать широкое развитие габброидных силлов, обеспечивающих вертикальное наращивание ее мощности.

Итак, суммируя изложенные выше данные, обратимся к модели возможного строения архейской океанической коры. Эта модель изображена на рис. 2.1.8, на котором для сравнения приведена модель строения современной океанической коры. Как видно из этого рисунка, архейская океаническая кора заметно отличалась от современной коры не только по мощности, но и по структуре.

Во-первых, по закону изостатической компенсации утолщенная океаническая кора должна быть сильно приподнятой по сравнению с современным океаническим ложем. Используя изостатическую модель Эри, Д. Эбботт и др. [Abbott et al., 1994] рассчитали, что на каждый километр приращения мощности океанической коры приходится 218 м остаточной глубинной аномалии. Если это так, то несложный расчет показывает, что при мощности океанической коры в 25 км глубина океанического бассейна составляла около 1 км. Таким образом, мы можем полагать, что первый слой архейской океанической коры слагался мелководными осадками, о характере которых в какой-то мере можно судить по седиментологическим данным современных океанических плато.

Во-вторых, как свидетельствуют сейсмологические данные по плато, мощности второго и третьего слоев подобной утолщенной коры в несколько раз превышают таковые современной океанической коры. В отличие от последней второй слой архейской коры, вероятно, слагался толеитами, коматиитовыми базальтами с некоторым количеством коматиитов, несущих метки высокотемпературной мантии. Можно также думать, что этот слой был насыщен габбровыми силлами и некоторым количеством дунитового кумулята, комплементарного коматиитам. Дайковые комплексы должны были иметь локальное развитие и тяготеть к габброидным силлам.

Что касается строения третьего слоя, то он, вероятно, представлял реститовую смесь габброидного (габбро-амфиболитового) и дунитового состава, что, как уже отмечалось, в наилучшей степени удовлетворяет высокоскоростным характеристикам этого слоя современных плато. Для участков коры большей мощности возможно преобразование габбро-амфиболитов в мафические гранулиты.

Важно отметить различия реологических свойств современной океанической коры и утолщенной архейской коры. Как хорошо известно, граница хрупких и вязко-пластических деформаций в современной океанической коре находится у поверхности Мохо, что определяет возможность ее деламинации, тектонического срыва и обдуцирования фрагментов как самой коры, так и мантийных перидотитов. Реологические свойства утолщенной океанической коры, вероятно, более схожи с таковыми континентальной коры. Расчеты П. Хоффмана и Дж. Ранали [Hoffman, Ranalli, 1988] показывают, что для архейской океанической коры мощностью более 25 км подобная граница должна была находиться на глубинах порядка

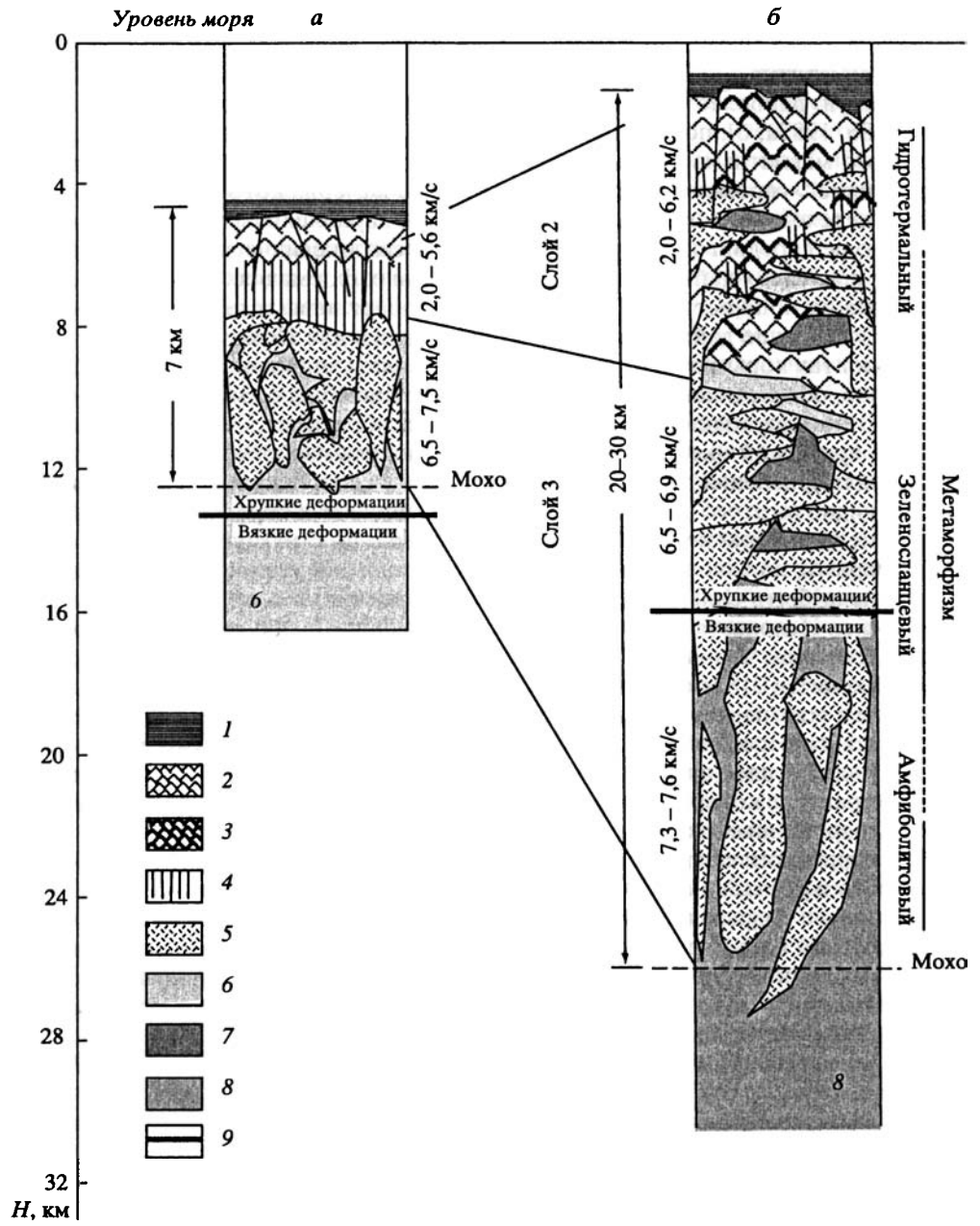


Рис. 2.1.8. Модель архейской океанической коры (*б*) и ее соотношение с моделью современной океанической коры (*а*). Строение современной океанической коры показано по: [Cannat, 1993] (объяснения см. в тексте)

1 – осадки; *2* – базальты; *3* – коматииты и коматиитовые базальты; *4* – базальтовые дайки; *5* – габбро; *6* – перидотиты; *7* – дуниты; *8* – перидотиты и дуниты; *9* – граница хрупких и вязких деформаций

15 км, т.е. в пределах нижней коры. Таким образом, если фрагменты архейской океанической коры и сохранялись в докембрийских структурах, то они должны включать преимущественно ее верхнекоровые части.

Возможные тектонические следствия формирования мощной архейской океанической коры

Прежде чем показать возможное влияние такой мощной коры на стиль тектонического развития Земли в архее, рассмотрим некоторые дополнительные данные, свидетельствующие, на наш взгляд, о правомочности этой модели.

До сравнительно недавнего времени хорошо известный факт отсутствия бесспорных офиолитов в архейских разрезах многими исследователями воспринимался как свидетельство отсутствия в ранней истории Земли океанических структур. В связи с этим предлагались различные модели ранней коры: модель первичной анортозитовой коры (по аналогии с Луной), а также модели первичной коры среднего–кислого состава. В предшествующих разделах были приведены данные, показывающие, что архейская океаническая кора по своему внутреннему строению, вероятно, заметно отличалась от офиолитов. Но существовала ли такая кора вообще, или же архейские базит-ультрабазитовые ассоциации формировались в обстановках, отличных от океанических? Отметим две линии доказательств того, что океаническая кора играла доминирующую роль в тектогенезе, по крайней мере начиная с 3,5 – 3,8 млрд лет.

Во-первых, высокий внутренний теплоток Земли того времени должен был быть связанным с механизмом эффективного теплоотвода, поскольку хорошо известны примеры слабометаморфизованных толщ с возрастом около 3,5 млрд лет (Пилбара, Барбертон). По аналогии с современной Землей, основные теплопотери которой связаны с океаническими структурами, доминирующий объем теплопотерь в архее должен был осуществляться также в океанических структурах [Bickle, 1978; Richter,1985].

Во-вторых, имеющиеся изотопные данные указывают на сильную деплетацию архейской мантии, о чем наиболее ярко свидетельствуют положительные значения ε_{Nd}, свойственные практически всему спектру архейских пород, от коматиитов до осадков. Анализ возможных причин этого явления показывает, что деплетация мантии глобального масштаба не может быть объяснена ни моделью экстракции ранней тоналитовой коры, ни моделью первичной анортозитовой коры.

Наиболее удовлетворительной признается модель ранней симатической коры, продуцирование которой, начиная по крайней мере с 3,8 млрд лет, с последующим ее мантийным рециклингом, рассматривается в качестве определяющей причины наблюдаемой глобальной неодимовой деплетации архейских пород [Carlson, Shirey, 1988; Chase, Patchett, 1988; Galer, Goldstein, 1991]. Если это так, то по аналогии с фанерозоем можно думать, что среди базит-ультрабазитовых ассоциаций архея также должны сохраняться фрагменты океанической коры. Рассмотрим пример подобной ассоциации, который в литературе рассматривается в качестве возможного фрагмента архейской океанической коры.

Это – Джемстоунский комплекс, описанный в основании разреза Барбертонского зеленокаменного пояса и датированный возрастом около 3490 млн лет [de Wit et al., 1987]. Комплекс мощностью ~3 км обладает псевдостратиграфической последовательностью, включающей маломощную зону тектонизированных перидотитов, зону расслоенных габбро-амфиболитов, базитовые силлы и дайки, перекрывающиеся подушечными лавами и кремнистыми сланцами. Предполагается, что этот комплекс сформировался в обстановке срединно-океанического хребта,

поскольку его породы испытали интенсивный метаморфизм и метасоматизм, характерный для пород океанического ложа, и, что особенно примечательно, здесь обнаружена минерализация эксгаляционной деятельности черных курильщиков [de Wit, 1991].

Хотя Джемстоунский комплекс и рассматривается в качестве офиолитовой последовательности *senso stricto*, т.е. как сохранившийся фрагмент раннеархейской океанической коры, отмечается и ряд его отличий от фанерозойских офиолитов. Во-первых, этот разрез включает заметное количество высокотемпературных коматиитовых лав, и не исключено, что маломощная перидотитовая зона, состоящая здесь преимущественно из дунитов, является кумулятивной составляющей фракционирования высокомагнезиальных расплавов. Во-вторых, базитовые дайки распространены только в виде локальных пакетов. И, наконец, наиболее показательным элементом этого разреза является его осадочная компонента. Детальные седиментологические исследования кремнистых образований и сланцев показали их необычайную мелководность – глубина бассейна не превышала первых десятков метров [de Wit, 1991]. Таким образом, разрез Джемстоунского комплекса более всего схож не с офиолитами, а с разрезом океанических плато [Lowe, 1994].

Какое влияние могла оказывать мощная архейская океаническая кора на стиль тектогенеза? Рассматривая современные океанические плато, мы уже отмечали такое их свойство, как плавучесть и, следовательно, сопротивляемость субдукции. Поэтому представляется важным рассмотреть вопросы плавучести архейской океанической литосферы. Для этого используем уравнение нестабильности литосферы, выраженное следующей формулой [Molnar, Gray, 1979]:

$$(\rho_m - \rho_c)gh - 1/2\rho_m\alpha g[T_a(a) - T(h)](a - h) < 0,$$

где ρ_m и ρ_c – соответственно плотности мантии и коры, g – ускорение силы тяжести, h – мощность коры, a – мощность литосферы, α – температурный коэффициент , $T_a(a)$ – температура астеносферы, $T(h)$ – температура в основании коры. Для параметров современной океанической литосферы нестабильность возникает, если мощность океанической коры менее 13,4 км [Molnar, Gray, 1979]. Принимая следующие значения для архейской океанической коры: ρ_m = 3,35 г/см^3, ρ_c = 3,0 г/см^3, $\alpha = 3 \cdot 10^{-5}$ °C^{-1}, $T_a(a)$ = 1600°C, T_h = 400°C (для остывшей литосферы), a = 200 км и h = 25 км, получаем, что нестабильность проявляется при мощности океанической коры <30,2 км. Таким образом, как и в последующей геологической истории, "стандартная" архейская океаническая кора мощностью в 20–30 км должна была субдуцироваться.

Мы уже упоминали о таком важном тектоническом следствии мощной архейской коры, как способность деламинации и тектонических срывов внутри ее коровых частей. В связи с этим в архейских зонах обдуцирования можно ожидать обнаружения по преимуществу ее тектонически расслоенных верхнекоровых частей, т.е. коматиит-базальт-габбровых ассоциаций, включающих рассеянные пакеты даек.

Другое следствие касается скорости движения плит в архее. До недавнего времени популярна была точка зрения относительно высокой скорости движения архейских плит, что связывалось с предположением о более быстрой мантийной конвекции. Однако, как показали последние палеомагнитные работы по провинции Супериор Канадского щита и блоку Пилбара Западной Австралии, скорости движения плит в архее оказываются схожими или даже более низкими (1–4 см/год), чем это характерно для современной плитовой кинематики [Kröner, 1991]. Важно подчеркнуть, что имеющиеся данные по скоростям разрастания коры современных океанических плато также свидетельствуют, что эти скорости ниже, чем скорости спрединга срединно-океанических хребтов. Так, для Исландии скорость разрастания коры оценивается значениями, меньшими, чем 1 см/год [Ломизе, 1976]. И это

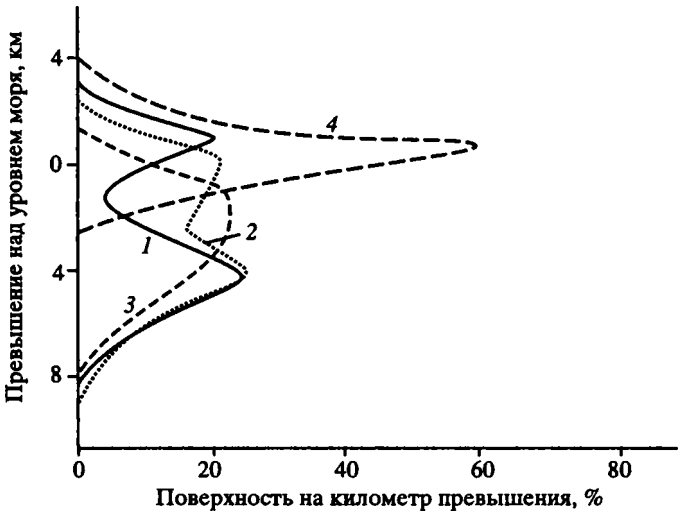


Рис. 2.1.9. Сравнение современных гипсометрических кривых Земли (*1*) и Венеры (*4*) с рассчитанными гипсометрическими кривыми Земли при мощности океанической коры, в 2 и 3 раза превышающей современную (соответственно кривые *2* и *3*), по: [Moors, 1986]

становится понятным, если учесть, что формирование утолщенной океанической коры независимо от возраста более эффективно происходит в результате вертикальной аккреции за счет внедрения многочисленных габбровых силлов, а ее горизонтальное разрастание связано в основном с рассеянным спредингом, при котором дайковые комплексы не занимают 100% объема.

Еще одно важное следствие, о котором уже упоминалось, состоит в том, что глубина архейских океанических бассейнов была, вероятно, существенно меньшей, чем в современных океанах. Изостазический эффект увеличения коровой мощности мог быть значительным, и, как было показано выше, средняя глубина архейских океанических бассейнов предположительно составляла около 1 км. Можно думать, что гипсографическая кривая Земли архейского времени резко отличалась от бимодальной кривой современной ее топографии; эта кривая была скорее одномодальной, напоминающей топографию Венеры (рис. 2.1.9) [Moors, 1986]. С. Гэлер [Galer, 1991] также показал, что фриборт, как и параметр глубины мест формирования океанической коры, особенно чувствительны к потенциальной мантийной температуре. Его расчеты показывают, что при средней потенциальной мантийной температуре в 1600°С архейские "срединно-океанические" хребты должны были находиться над поверхностью моря.

Нетрудно представить, что подобные черты топографии несомненно влияли на глобальные условия архейского седиментогенеза, специфичность которого по сравнению с фанерозойской историей многократно показывалась в литературе. Еще в 50-х годах Н.В. Фролова [1951] обратила внимание на необычайность составов парапород архея Алданского щита, происхождение которых трудно объяснить размывом пород континентальной коры; высокое содержание сидерофилов в этих породах она связывала с размывом первичной базальтовой коры. Действительно, субаэральность седиментогенеза и размыв базальтов является характерной чертой развития современных океанических плато, что в свете приведенных данных, вероятно, можно предполагать и для обширных участков архейских океанических бассейнов.

Еще один вывод касается вопроса о срединно-океанических хребтах архейских океанических бассейнов. Рассмотрение особенностей топографии океанических

плато показывает, что области формирования новых порций архейской океанической коры, вероятно, заметно отличались от дивергентных структур современных океанов, т.е. срединно-океанических хребтов. Если образование последних связывается с пассивным мантийным апвеллингом, то, как было показано выше, генерация мощной коры океанических плато скорее всего обязана активному апвеллингу мантийных плюмов. Поскольку петрогенезис коматиитов также лучше всего согласуется с моделью частичного плавления вещества глубинных мантийных плюмов [Campbell et al., 1989; Campbell, Griffiths, 1992; Nisbet et al., 1993], то говорить об архейских срединно-океанических хребтах можно лишь с большой долей условности. Вряд ли есть основания полагать, что при доминировании в архее плюмовой конвекции существовала глобальная система срединно-океанических хребтов, подобных современным. Области генерации океанической коры в архее, скорее, могли представлять собой внутриокеанические поднятия без ярко выраженной системы рифтовых долин.

И, наконец, мощность архейской океанической коры могла играть определяющую роль в механизмах формирования континентальной коры. Хорошо известно, что архейские известково-щелочные породы в отличие от фанерозойских островодужных серий обладают высокой фракционированностью редкоземельных элементов и низкими содержаниями Yb, что наилучшим образом согласуется с моделью частичного плавления базитов, преобразованных при их погружении в гранатсодержащие амфиболиты. Если источником для фанерозойских островодужных вулканитов служит, скорее всего, плавящийся мантийный клин над субдуцируемой плитой, то для архейских известково-щелочных комплексов в качестве такого источника рассматривается плавление самой субдуцируемой пластины [Жариков, Ходоревская, 1993; Martin, 1986; McCulloch, 1993]. Большая по сравнению с современной мощность архейской океанической коры в силу ее повышенной плавучести должна была влиять на геометрию субдукционного профиля, который, по-видимому, отличался пологими углами погружения океанической литосферы что, в свою очередь, могло инициировать характерную для архея ареальную магматическую и метаморфическую активность [Sleep, Windley, 1982].

Следует, однако, заметить, что наряду с этим в архее мог реализовываться и иной способ формирования континентальной коры. Согласно экспериментальным данным, образование наиболее распространенных в архее пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии связывается с частичным плавлением метаморфизованных базитов в широком диапазоне давления (8–32 кбар) при температурах от 800 до 1100°С [Жариков, Ходоревская, 1993; Rapp et al., 1991]. Однако подобные параметры плавления амфиболитов могли возникать не только в зонах субдукции, но и непосредственно в нижних частях утолщенной архейской океанической коры мощностью ≥30 км.

Океанические плато в истории Земли

Хотя, как уже отмечалось, океанические плато составляют значительный объем современной тектоносферы Земли, их роль в геологическом прошлом в течение длительного времени оставалась недостаточно изученной. Только на рубеже 70–80-х годов эта категория структур привлекла к себе повышенное внимание. Океанические плато стали рассматриваться как движущиеся вместе с несущими их океаническими плитами современные террейны, которые в силу своей плавучести обречены на столкновение с ближайшими континентами, в результате чего возникает вулканическая и магматическая активизация и орогеническая деформация [Ben-Avraham et al., 1981; Nur, Ben-Avraham, 1982]. В качестве палеоаналогов

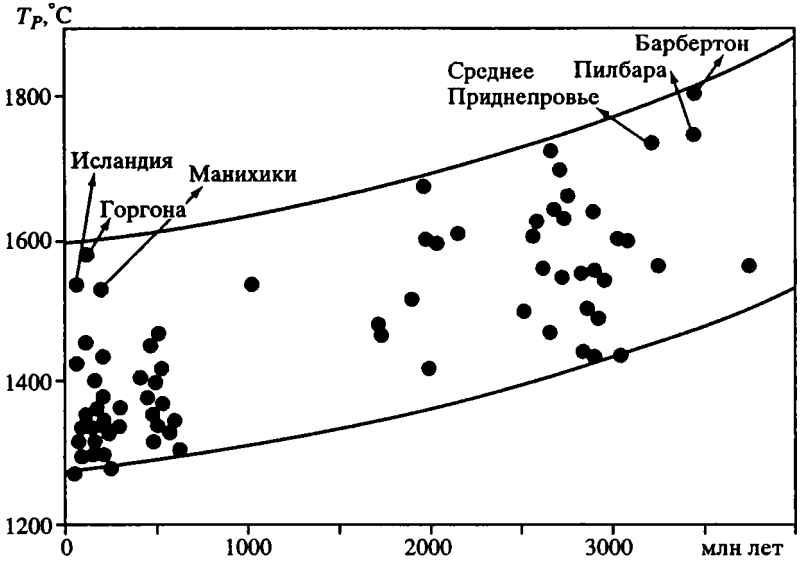


Рис. 2.1.10. Распределение потенциальных мантийных температур в зависимости от возраста, по: [Abbott et al., 1994], с добавлениями

Зависимость получена по анализам более 70 базит-ультрабазитовых разрезов с возрастами от 15 до 3750 млн лет

океанических плато описываются некоторые аллохтонные массивы вдоль окраин Тихого океана, среди которых наиболее известен триасовый комплекс Врангелия, расположенный на Южной Аляске и в Британской Колумбии [Richards et al., 1991]. Однако есть основания полагать, что распространенность океанических плато в геологической истории Земли не ограничивалась только мезозоем–кайнозоем.

Действительно, вариации потенциальных температур современной мантии составляют ~ 250–300°C [Humler et al., 1999; Klein, Langmuir, 1987]. Именно такая разница наблюдается между мантийными температурами под срединно-океаническими хребтами (~1280°C) и современными океаническими плато (~ 1500–1550°C). Но если обратиться к данным по оценкам потенциальных мантийных температур в геологической истории Земли, то можно обнаружить, что, несмотря на общее понижение мантийных температур со временем подобная (~ 250–300°C) разница потенциальных мантийных температур сохраняется на протяжении всего документируемого геологического времени (рис. 2.1.10) [Abbott et al., 1994]. Как видно на приведенном рисунке, потенциальные мантийные температуры современных океанических плато в целом соответствуют средним температурам архейской мантии, и, следовательно, кора океанических плато может рассматриваться в качестве аналога нормальной архейской океанической коры. В то же время, как для современной эпохи, так и для архея устанавливаются симатические комплексы, несущие метки более высоких (на 250–300°C) температур, чем средние температуры архейской мантии. Напрашивается вывод о том, что подобные комплексы могли принадлежать к архейским океаническим плато.

Рассмотрим примеры двух раннеархейских областей, которые, на наш взгляд, могут отождествляться с архейскими океаническими плато. Это гранит-зеленокаменные области кратона Пилбара Западной Австралии и Среднего Приднепровья Украинского щита. Морфологически эти области схожи между собой. Стиль их строения характеризуется нелинейной тектоникой, определяемой развитием крупных гранито-гнейсовых куполов (так называемых стадных батолитов), между

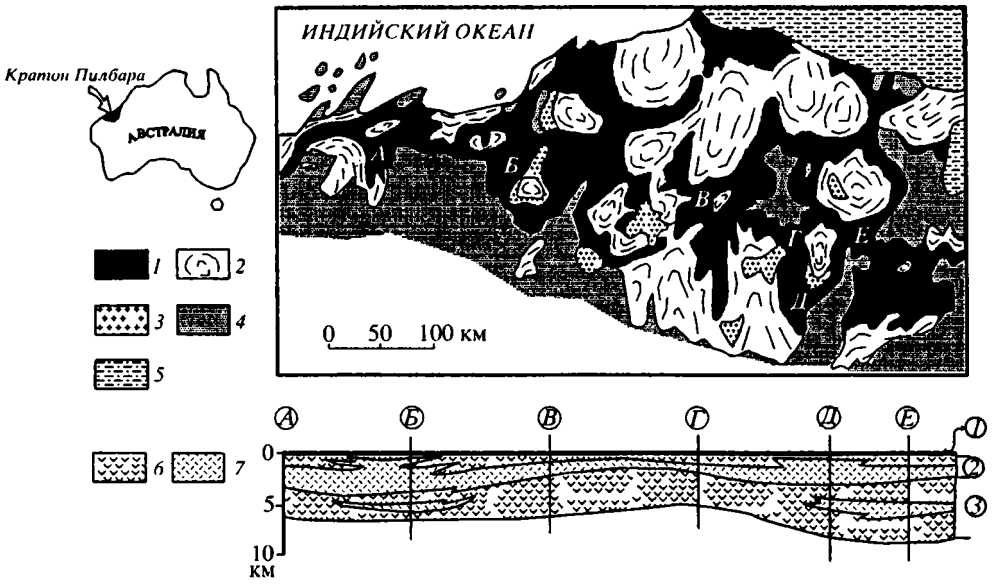


Рис. 2.1.11. Схематическая геологическая карта кратона Пилбара и корреляционный профиль нижней части зеленокаменного разреза, по: [A. Hickman, 1983]

1–3 – ранний архей: *1* – зеленокаменные пояса, *2* – тоналит-трондьемит-гранодиоритовые серии "стадных батолитов", *3* – позднетектонические граниты; *4* – ранний протерозой нерасчлененный; *5* – фанерозойские образования нерасчлененные; *6, 7* – породные ассоциации зеленокаменных разрезов (на профиле): *6* – базит-ультрабазитовые, *7* – вулканиты среднекислого состава.

Буквы в кружках (*А–Е*) на карте и профиле – места опорных стратиграфических разрезов. Цифры в кружках (на разрезе) – главнейшие стратиграфические подразделения: *1* – группа Талга-Талга, *2* – формация Даффер, *3* – маркирующий горизонт Тауэрс

которыми зажаты зеленокаменные синформы, выполненные слабометаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями. Нижние части зеленокаменных разрезов слагают мощные (до 5 км) толщи коматиит-толеитового состава, которые с обрамляющими их тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми сериями "стадных батолитов" имеют либо тектонические, либо интрузивные соотношения. Вверх по разрезу базитовые толщи сменяются дацит-риолитовыми вулканитами и разнообразными осадочными породами. Обе области отличаются длительным (~200 млн лет) временны́м интервалом формирования континентальной коры: Пилбара – примерно 3500–3300, Среднее Приднепровье – 3200–3000 млн лет. Какие же данные указывают на то, что эти области могут отождествляться с архейскими океаническими плато?

Прежде всего обращает на себя внимание прекрасная площадная коррелируемость стратифицируемых зеленокаменных разрезов, что особенно наглядно иллюстрируется на примере кратона Пилбара (рис. 2.1.11) [Hickman, 1983]. Подобная корреляция стратиграфических разрезов конско-верховцевской серии отмечается и для зеленокаменных синформ Среднего Приднепровья [Зеленокаменные..., 1988; Каляев и др., 1984]. Детальный седиментологический анализ супракрустальных разрезов кратона Пилбары показывает, что накопление осадочно-вулканогенных толщ на ранних стадиях его развития происходило в условиях мелководной симатической платформы [Lowe, 1980]. Заметим, что площадные размеры этих областей составляют около 60 000 км^2. И, хотя по своим размерам они заметно уступают крупнейшим современным океаническим плато, все же по площади они вполне сопоставимы с такими плато как, например, плато Унвак, расположенного у берегов Аляски (см. рис. 2.1.2).

Расчленение единого бассейна осадконакопления на систему поднятий и прогибов произошло на более поздней стадии, которая, по данным структурно-метаморфических исследований, отчетливо связывается с диапировым подъемом обрамляющих гранито-гнейсовых плутонов [Collins W.J., 1989; Hickman, 1983]. При этом тоналит-трондьемитовые гнейсы и граниты по данным локального U–Pb изотопного анализа цирконов на ионном зонде высокой разрешающей способности (SHRIMP) как на кратоне Пилбара, так и в области Среднего Приднепровья оказываются одновозрастными и когенетичными фельзитовым вулканитам зеленокаменных синформ [Самсонов и др., 1993; Williams, Collins, 1990]. Математическое моделирование термомеханических условий организации строения "стадных батолитов" этих гранит-зеленокаменных областей показало, что формирование гравитационной нестабильности, т.е. области источника тоналит-трондьемитовых магм, происходило на глубине 50–60 км в основании протокоры базитового состава [Щипанский, Подладчиков, 1991].

Представляется важным сравнить полученные методом математического моделирования оценки мощности базитовой протокоры рассматриваемых областей с оценками таковой по результатам определения потенциальных мантийных температур. На приведенных в предшествующих главах петро-геохимических диаграммах показано, что толеитовые базальты Среднего Приднепровья являются производными высоких степеней плавления архейской мантии на глубинах, превышающих 60–80 км. Как отмечалось, по своим характеристикам эти базальты наиболее близки толеитам современных океанических плато. Ассоциирующие же с толеитами коматиитовые лавы несут гораздо более высокие метки потенциальных мантийных температур по сравнению с таковыми современных плато.

Так, по данным Д. Эботт с соавторами [Abbott et al., 1994], потенциальная мантийная температура, рассчитанная по анализам коматиитов Пилбары, составляет 1745°С. По этой же методике мы рассчитали потенциальную мантийную температуру для Среднего Приднепровья, используя опубликованные А.Д. Ножкиным и Е.М. Крестиным [1984] анализы по коматиитам Сумского блока КМА, являющегося непосредственным продолжением области Среднего Приднепровья на Воронежском кристаллическом массиве [Shchipansky, Bogdanova, 1996]. Максимальная температура 1734°С получена по обр. 2545/411.6. Конвертируя потенциальные мантийные температуры для Пилбары и Среднего Приднепровья в мощность океанической коры, получим соответственно 51 и 49 км. Таким образом, оценки, полученные нами совершенно независимыми методами, оказываются практически идентичными.

Длительность развития этих гранит-зеленокаменных областей также может свидетельствовать о том, что они сформировались на океанических плато путем частичного плавления мощной (50 км) симатической коры, вызываемого термальным воздействием поднимающихся мантийных диапиров [Щипанский, Подладчиков, 1991; Condie, 1992]. В связи с таким важным физическим свойством океанических плато, как их положительная плавучесть, интересным представляется отметить возможную роль этой категории структур в становлении докембрийских кратонов. Как было подмечено А. Гликсоном [Glikson, 1979], раннеархейские гранит-зеленокаменные области, подобные блоку Пилбара, в структуре докембрийских кратонов играли роль нуклеаров – своеобразных центров, вокруг которых происходило наращивание новых порций континентальной коры.

Хорошо известно, что физически возможна отрицательная плавучесть как чисто океанических плит, так и океанических плит, включающих небольшие по объему порции континентальной коры [Molnar, Gray, 1979; Schubert, Sandwell, 1989]. Различные оценки объема континентальной коры, возникшей в раннем архее, сходятся на первых процентах от общего объема континентальной коры. Вполне

возможно, что, не имея возможности причленения к каким-либо крупным континентальным массивам, небольшие и разобщенные порции раннеархейской сиалической коры могли субдуцировать вместе с несущими их океаническими плитами. Океанические плато в силу их положительной плавучести, по-видимому, и играли роль своеобразных океанических платформ. Дальнейшее их развитие сопровождалось аккретированием новых порций континентальной коры, возникших, например, в результате субдукционного магматизма над погружающимися океаническими плитами.

Анализируя приведенный материал, нужно признать, что океанические плато являются своего рода звеном, позволяющим связать в единый эволюционный ряд тектоническое развитие Земли с раннего архея до настоящего времени. Коровый разрез современных океанических плато мощностью ~20–30 км, являясь производным плавления мантии при температурах, на 250–300°С более высоких, чем потенциальные температуры мантии под срединно-океаническими хребтами, соответствует коровому разрезу "стандартной" архейской океанической коры. Разрез архейской океанической коры отличался от современного. Он, вероятно, включал: мелководные осадки первого слоя; мощную (несколько километров) пачку толеитовых лав с некоторым количеством коматиитов; залегающие ниже габброидные мультиплицированные силлы; локальные пакеты рассеянных даек. Эти образования составляли ~15-километровый второй слой, третий ее слой, по-видимому, был представлен реститовой смесью габбро-амфиболитового и дунитового состава.

Архейская океаническая кора такой увеличенной по сравнению с современной океанической корой мощности не могла не оказывать влияния на стиль докембрийского тектогенеза и, в частности, на механизмы формирования континентальной коры. Изостатический эффект увеличения мощности океанической коры на ранних этапах истории Земли должен был существенно влиять на ее гипсометрию; средняя глубина архейских океанических бассейнов, вероятно, составляла около 1 км. Можно думать, что в результате векового охлаждения Земли и, как следствие, в результате постепенного понижения мантийных температур менялись P–T условия и степень частичного плавления верхней мантии. Генерируемые при этом продукты плавления образовывали уменьшающиеся по мощности новые порции океанической коры, а глубина океанов соответственно увеличивалась.

Таким образом, современную океаническую кору следует рассматривать как продукт длительной эволюции корово-мантийной системы Земли, обязанной прежде всего ее вековому охлаждению. Однако в любом эволюционном ряду как правило обнаруживаются реликтовые формы, не играющие заметной роли на данном этапе развития, но дающие исследователю ключ к пониманию доминирующего состояния системы в прошлом. Именно к такому классу структур можно отнести современные океанические плато, будущие дополнительные исследования которых, несомненно, помогут более глубокому пониманию истории ранней Земли.

Заканчивая главу, подчеркнем еще три обстоятельства, существенные в контексте рассматриваемой проблемы. Первое обстоятельство – океанические базальтовые плато, каков бы ни был механизм их возникновения, существенно наращивают мощность (толщину) корового слоя океанов, т.е приводят к его вертикальному аккретированию; некоторые аспекты этого явления будут рассмотрены также в одном из следующих разделов (см. гл. 4.2). Второе обстоятельство – валовый химический состав пород базальтовых плато смещен по отношению к валовому составу исходного мантийного субстрата в сторону существенного покисления, т.е. вновь возникшие объемы породных масс несколько сдвинуты в сторону сиалического корового слоя (см. гл. 3.3). И третье обстоятельство – океанические плато,

как было отмечено выше, являлись, вероятно, нуклеарами, вокруг которых (и, по-видимому, в большой степени, за счет которых) формировались новые объемы гранитно-метаморфического слоя. При определенных условиях (некоторые обозначены в гл. 3.3, 4.3 и 4.4 этой книги) базальты океанических плато могли стать реальным исходным субстратом для возникновения новых объемов гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Глава 2.2

ТРАППОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ КОРОВОГО СЛОЯ КОНТИНЕНТОВ

В предыдущей главе был рассмотрен вопрос о формировании океанических базальтовых плато и их палеоаналогов, а также показана их роль в процессе вертикального аккретирования корового слоя океанов и континентов. Было обращено внимание на определенное сходство базальтовых плато с трапповыми формациями, широко представленными в чехлах различных континентов, причем в областях со зрелой континентальной корой (траппы Декана, Параны, Африки, Восточной Сибири). Поля трапповых базальтов, надстраивая коровый слой, резко увеличивают его мощность, что можно рассматривать как одно из проявлений вертикальной аккреции земной коры.

В то же время трапповые формации, как уже подчеркивалось, привлекают внимание своим вещественным сходством с базальтами офиолитов и океанических структур. Уже одно это позволяет ставить вопрос о сравнительном анализе базитов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках. Исследования, проведенные в области развития траппов Тунгусской синеклизы, дали возможность обнаружить дайковые образования, по своим морфометрическим параметрам тождественные спрединговым сериям типа "дайка в дайке" и выделить траппы в особую геодинамическую группу магматических образований, формировавшихся в условиях континентального спрединга, особенности проявления которого будут рассмотрены ниже.

Трапповая провинция северо-запада Сибирской платформы (рис. 2.2.1), открытая А.Л. Чекановским в конце прошлого века, изучалась со второй трети двадцатого столетия многими исследователями – С.В. Обручевым [1932–1933], Н.С. Шатским [1932, 1947], Н.Н. Урванцевым и В.С. Соболевым.

В.С. Соболев [1936] определил понятие "трапп" как совокупность интрузивных, эксплозивных, эффузивных и связанных с ними гидротермальных образований преимущественно основного состава. Он же одним из первых дал петрографическую характеристику интрузивных траппов, рассматривая ход их кристаллизации как единый магматический процесс. Н.С. Шатский [1932] выделил на Сибирской платформе крупную тектоническую структуру – Тунгусскую синеклизу, с которой связал области развития траппов. В 50-е годы М.Л. Лурье и С.В. Обручев [1955] пришли к выводу, что туфогенные породы так называемой тунгусской серии являются результатом кратковременной взрывной деятельности небольших, но многочисленных базальтовых трубок взрыва, которые были открыты П.Е. Оффманом в 1950 г. [1964]. В этой же работе П.Е. Оффман существенно уточнил представления о тектоническом строении Тунгусской синеклизы, выделив ряд наложенных впадин с характерным увеличением мощностей как эксплозивных, так и эффузивных образования. Причину образования впадин П.Е. Оффман видел в

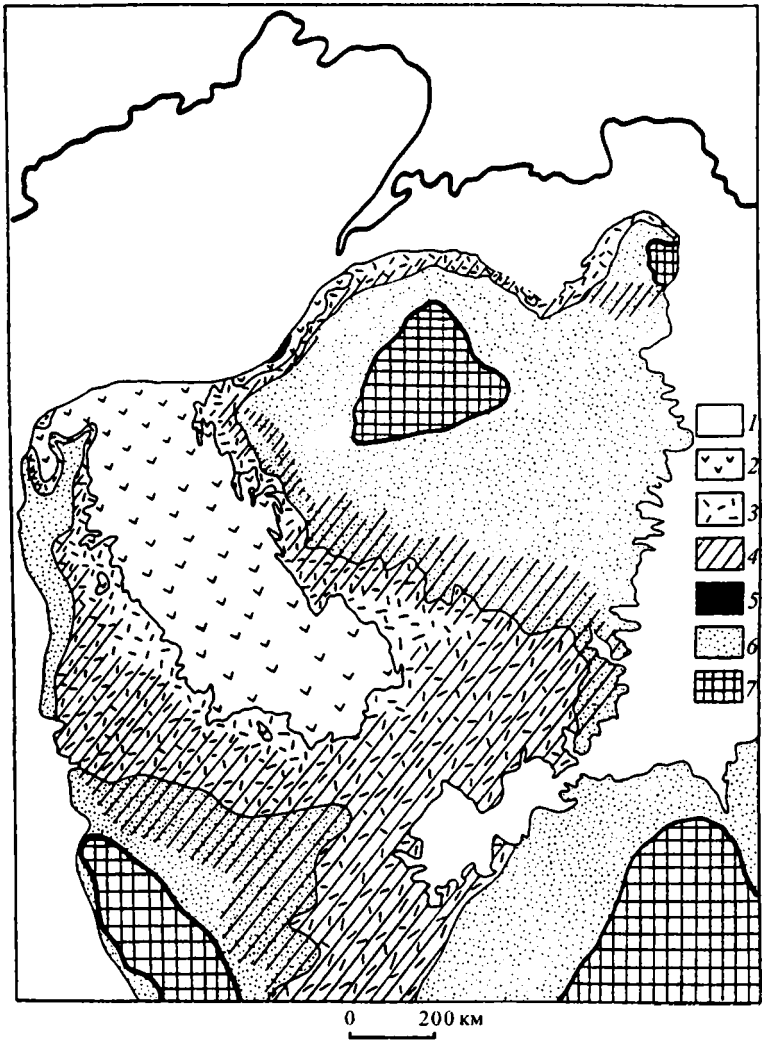


Рис. 2.2.1. Схема геологического строения Сибирской платформы

1 – чехол молодых отложений; *2–4* – трапповая формация: *2* – вулканиты, *3* – туфы, *4* – гипабиссальные образования (силлы, дайки); *5* – щелочно-ультраосновные образования; *6* – отложения платформенного чехла; *7* – выступы докембрийского фундамента

проседании кровли магматических очагов по мере их истощения за счет подъема магмы в зонах повышенной проницаемости, имеющих в плане сложную петельчатую форму и расположенных по бортам наложенных синеклиз.

Петрографические и петрологические исследования А.П. Лебедева [1955, 1964; Лебедев и др., 1973 а, б], М.Л. Лурье и В.Л. Масайтиса [1958; Лурье и др., 1962], В.И. Кудряшовой [1962] позволили расчленить интрузивные траппы на ряд комплексов, которые были расположены в определенной возрастной последовательности и объединены в шесть фаз магматической деятельности. Особый интерес представляет выделенный Л.И. Шахотько [Шахотько, 1970; Шахотько, Краковский, 1970] самостоятельный интрузивный комплекс сложнодифференцированных даек с многократным внедрением, которые пространственно и генетически связаны с крупными стратиформными интрузиями.

Большинство исследователей предполагает, что путями подъема базальтовой магмы в верхние горизонты земной коры служили глубинные разломы, обрамляющие либо всю Тунгусскую синеклизу [Варанд, 1970; Кудряшова, 1962], либо наложенные впадины [Дмитриев, 1973], давая начало протяженным (в сотни километров) лавовым потокам и силлам [Межвилк, 1962; Феоктистов, 1978].

Позднее была предложена иная схема [Старосельцев, 1980], согласно которой выведение базальтовой магмы происходило по системам линейных каналов (в современной структуре они зафиксированы дайками), закономерно распределенных по всей площади развития траппов, включая Таймырскую складчатую область, Западносибирскую и Тимано-Печорскую плиты. В центральной части Тунгусской синеклизы системы палеомагмовыводящих зон имеют преобладающие субмеридиональные и подчиненные субширотные простирания.

По И.В. Корешкову, становление трапповой формации связывается с конечным этапом режима сводообразования.

Наши исследования [Куренков, 1984, 1986–1988; Кошкин, Куренков, 1986; Куренков, Перфильев, 1986] позволили во многом уточнить характер морфологических особенностей трапповой формации, а также определить ряд геодинамических параметров ее формирования и обосновать новый взгляд на общую геодинамику процесса. Выводы основаны на материале по строению лавовых, силловых и дайковых комплексов, которые мы рассмотрим ниже.

Особенности строения трапповых базальтов Тунгусской синеклизы

Трапповая формация Тунгусской синеклизы изучена в основном с петрографической и петрологической точек зрения. Большинство исследователей единодушны в том, что эффузивная часть траппов представляет собой результат трещинных излияний, огромных по своим объемам. Следовательно, первопричина траппового магматизма заключена в проявлениях процесса растяжения земной коры, что и находит свое отражение в образовании системы магмовыводящих трещин. Однако проблема пространственной локализации зон магмовыведения решается с различных точек зрения, одна из которых предполагает существование протяженных (до 500–800 км) базальтовых потоков и силлов, продуцированных глубинными разломами, сосредоточенными по окраинам Тунгусской синеклизы [Лебедев и др.,1973а, б; Межвилк, 1962].

Существует также мнение, согласно которому зоны магмовыведения закономерно рассредоточены по всей площади развития траппов, отдаляясь друг от друга на расстояния в десятки километров [Масайтис, 1983].

Возможные пути решения сложившихся противоречий лежат, вероятно, в изучении структурного рисунка, создаваемого системами зон магмовыведения. Поскольку они, как правило, скрыты под чехлом лав, то возникает необходимость в получении дополнительной информации, которая может быть извлечена благодаря изучению структурных особенностей внутреннего строения лавовых потоков, каналов магмовыведения (даек) и соотношений между ними. Иными словами, следует установить критерии, позволяющие, например, определить направления перемещений лавовых потоков или характер динамической обстановки в зоне выведения базальтовой магмы на поверхность.

Особенности строения лавовых потоков. Изучение эффузивной фации траппов центральной части Тунгусской синеклизы показывает, что большинство потоков сложено лавами типа "пахоэхоэ" [Симанович, Кудрявцев, 1981], где такие морфологические образования, как "слоновые хоботы", "морщинистость", закономерные

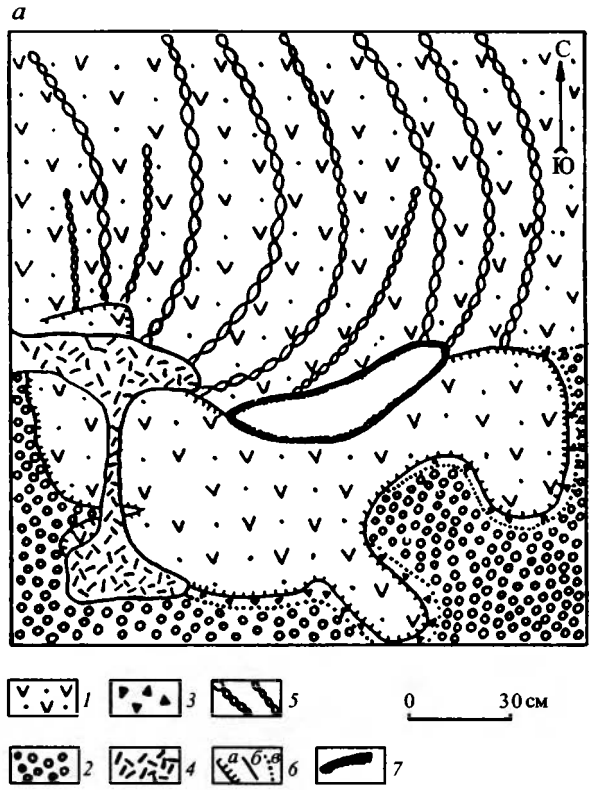


Рис. 2.2.2. Зарисовка поверхности лавового потока с элементами "веревочной" отдельности и структурами типа "слоновьев хоботов" (*а*) и фотография поверхности лавового потока типа "пахоехое" (*б*)

1 – базальты; *2* – мандельштейны; *3* – лавобрекчии; *4* – гиалокластиты; *5* – элементы "веревочной" отдельности; *6* – геологические границы: *а* – закалочные, *б* – стратиграфические, *в* – предполагаемые; *7* – границы обнаженности

изгибы "канатной" и "веревочной" отдельностей, нередко однозначно указывают направление течения излившейся магмы. К числу подобного рода критериев относятся: смена волнистых лав глыбовыми, дихотомирование потоков, асимметрия отдушин в лавах, переход жерловых фаций в склоновые лавы и пр. [Лучицкий, 1971; Уотерс, 1963]. Например, в кровле нижнего потока обнажения "Суслов яр" (правый берег р. Нижняя Тунгуска в 60 км ниже пос. Тура) наблюдаются такие формы волнистой поверхности, как "слоновые хоботы" и дугообразно изогнутые "морщины". Ориентировка изгибов указывает на течение лавы в восточном направлении (рис. 2.2.2, *а*). Этот вывод подтверждается восточной направленностью хоботообразных выступов (рис. 2.2.2, *б*).

"Веревочные" и "морщинистые" формы поверхностей вскрываются и в другом обнажении на правом берегу р. Нижняя Тунгуска (в 4 км ниже устья р. Нижняя Люлюикта). Их анализ, в совокупности с другими признаками, позволил установить восточную направленность течения лавового потока.

Волнистые поверхности "пахоэхоэ" являются надежными индикаторами направлений течения, но, к сожалению, их изучение существенно осложняется двумя обстоятельствами: во-первых, требуется хорошая эрозионная отпрепарированность кровли лавовых покровов и, во-вторых, тем, что среди базальтов бассейна р. Нижняя Тунгуска, по-видимому, преобладают лавы с практически идеально выровненными кровлями, что обусловлено малой вязкостью лавы.

Более перспективным оказалось изучение внутреннего строения покровов и потоков, тем более, что в трапповых полях Тунгусской синеклизы преобладают субвертикальные срезы вулканических толщ.

В разрезе обнажения, описанного И.М. Симановичем и Д.И. Кудрявцевым [1981] под названием "Скала 15-го километра" (правый берег р. Нижняя Тунгуска в 15 км ниже пос. Тура) наблюдается следующая последовательность пород (снизу вверх):

Мощность, м

1. Светло-серые и желтовато-бурые неслоистые туфопесчаники, корвунчанская свита – P. Видимая мощность 1,5–2
2. Рыжевато-бурые с поверхности мандельштейны с крупными миндалинами (до 3 см) 3
3. Сложносочетающиеся массивные и столбчатые пойкилоофитовые базальты, нередко миндалекаменные ..... до 15
4. Рыжевато-бурые с поверхности мандельштейны, отличающиеся от описанных в слое 2 меньшими размерами миндалин 0,5–0,7

Совокупность 2-, 3- и 4-го горизонтов образует единый лавовый поток (нижний).

5. Туфопесчаники светло-серого и светло-желтого цвета 3–4
6. Крупнопористые ("нижние") мандельштейны 0,3–0,4
7. Массивные, столбчатые,"слоистые" базальты ..... до 30
8. "Верхние" мандельштейны 0,5

Совокупность горизонтов 5–7 составляет второй лавовый поток.

9. Желтовато-серые туфопесчаники. Видимая мощность ..... до 2,5

Средняя часть нижнего потока (горизонт 3) отличается сложным строением, обусловленным наличием ряда структур специфического облика.

Реликты временной остановки потока. Среди однородных среднезернистых миндалекаменных пойкилоофитовых базальтов горизонта 3 выделяется фрагмент закальной корки протяженностью около 3,5 м (рис. 2.2.3). Закальные фации представлены плотными тонкозернистыми массивными, с небольшими линзами мандельштейнов, разностями базальтов мощностью от 1,0 до 10,0 см. Переход вмещающих базальтов в закалку происходит благодаря постепенной смене следующих петрографических разностей: миндалекаменные среднезернистые базальты сменяются массивными мелкозернистыми базальтами, подстилающими закальные

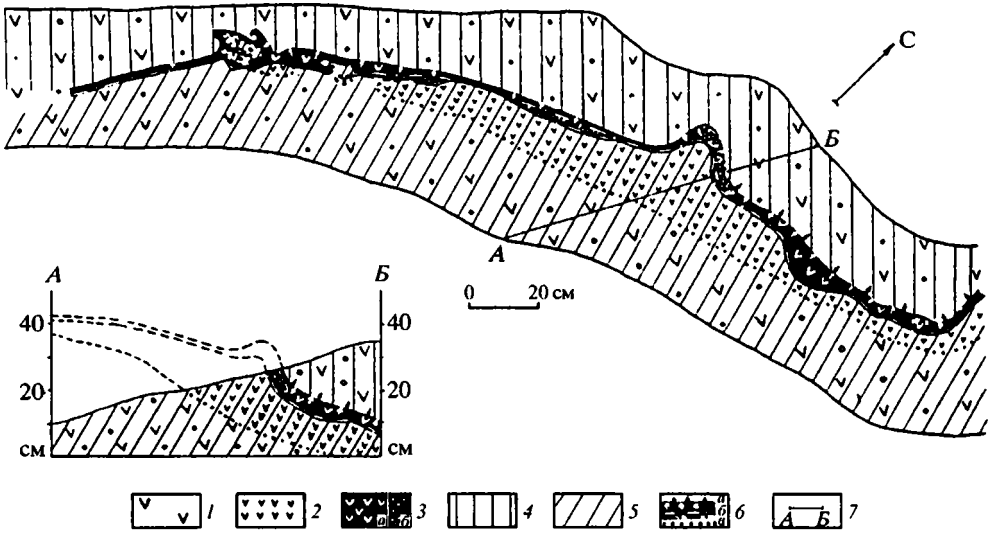


Рис. 2.2.3. Фрагмент лавового потока со структурами "временной остановки"

1 – базальты; *2* – мелкозернистые мандельштейны; *3* – закалочные корки: *а* – мелкозернистые, *б* – тонкозернистые; *4* – верхний поток; *5* – нижний поток; *6* – границы потоков: *а* – мелкозернистых, *б* – мандельштейновых, *в* – предполагаемые; *7* – линия разреза

образования. Эта совокупность фаций образует более раннюю порцию, чем базальты, располагающиеся за закальной коркой (севернее и выше), хотя сами породы, несмотря на их относительную разновозрастность, отличить друг от друга практически невозможно. В разрезе закалка имеет форму "натянутого лука", обращенного выпуклой стороной на север. В целом спокойное залегание закальной корки осложнено в двух местах небольшими асимметричными выступами, к которым приурочены линзы мандельштейнов и вмещающих миндалекаменных базальтов.

Скорее всего, описанная структура (см. рис. 2.2.3) представляет собой часть языка или вала временно остановившегося потока. Остывание лавы приводит к образованию тонкозернистой эндоконтактовой зоны, которая во фронтальной части должна иметь, и в действительности имеет, характерную изогнутую форму "натянутого лука". Осложняющие ее асимметричные выступы, являются, вероятно, реликтами микроязыков лавы. Существование закалки в виде небольшого фрагмента объясняется тем, что при возобновлении движения не застывшая часть лавы взламывает закальную корку, только отдельные фрагменты которой фиксируются, ориентируясь своей выпуклостью в направлении движения потока.

В рассматриваемом нами случае (нижний поток "Скалы 15-го километра") по закальным реликтам временных остановок устанавливаются северные румбы движения лавы.

Реликты структур, формирующихся при обтекании препятствий. В пределах горизонта 3 также наблюдаются сложные сочетания различных петрографических фаций базальтов и мандельштейнов, образующих купол изометричной формы (рис. 2.2.4). Размеры купола невелики: высота – 5 м, диаметр – 8–12 м. В массивных базальтах, облекающих купол, удается наблюдать отчетливо выраженные закальные фации, представленные тонкозернистыми или очень мелкозернистыми плотными базальтами. Закалки залегают субпараллельно одна над другой, позволяя выделить в разрезе одного потока несколько порций лавы. Самая ранняя из них сложена пойкилоофитовыми базальтами, видимая мощность которых около 4 м.

На них залегает средняя порция мощностью 0,5 м, представленная мелкозернистыми пойкилоофитовыми базальтами с закальными корками в подошве и кровле. Ее подошва перекрывает различные текстурные типы базальтов подстилающей части потока: пойкилоофитовые базальты с грубой столбчатой отдельностью, базальты с шаровой отдельностью, частично мандельштейны.

По-видимому, мандельштейновые купола являются наиболее "холодной" фацией базальтов, вследствие чего закальная зона на контакте с ними выражена отчетливее всего и имеет наибольшую мощность (до 5 см). Кровля средней порции расположена практически на одном гипсометрическом уровне с вершиной купола, поэтому подошва верхней как бы трансгрессивно переходит с базальтов средней порции на мандельштейны, слагающие купол. На контакте двух порций лавы можно наблюдать встречное уменьшение зернистости, создающее впечатление одновременного взаимозакаливания, хотя на самом деле верхние базальты являются более поздними. Они полностью заливают препятствие (мандельштейновый купол) и перетекают через него, образуя над южным крылом купола два небольших языка, которые фиксируют первые импульсы перетекающей лавы (см. рис. 2.2.4).

Залегание базальтов закономерно меняется. Оно контролируется закальными зонами: южнее купола они залегают субгоризонтально, а в северной части купола – наклонно, с падениями в северо-западных румбах под углами от 10 до 50°. Следовательно, лава, перетекая через препятствие, двигалась с юга на север, что свидетельствует о направлении течения всего потока в том же направлении.

Такой вывод подтверждается и другими наблюдениями. В различных частях пойкилоофитовых базальтов, слагающих лавовый поток, наблюдаются удлиненной формы тела массивных мелкозернистых базальтов с оплавленными краями (см. рис. 2.2.4). Их мощность не более 20–25 см, залегание субвертикальное, протяженность от 2,0 до 0,2 м. По своему строению они напоминают фрагменты закалок, образующихся при временных остановках потока. Они легко "собираются" в единую структуру, для чего достаточно все северные (расположенные выше по разрезу) фрагменты переместить к югу, где они, вероятно, первоначально располагались. Установлено, что от одной из плавающих закалок в базальтах нижней порции оторван кусок длиной 70 см и перемещен на 3 м к северу. Так же, не

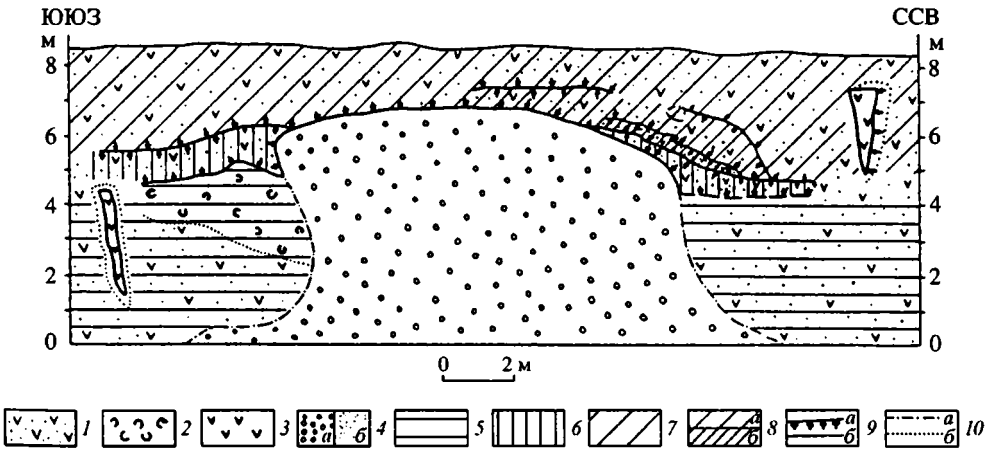


Рис. 2.2.4. Фрагмент лавового потока со структурами "обтекания препятствия"

1 – базальты; *2* – гиалокластиты; *3* – мелкозернистые базальты; *4* – мандельштейны: *а* – с крупными и *б* – с мелкими миндалинами; *5–7* – лавовые потоки: *5* – нижний, *6* – средний, *7* – верхний; *8* – закалочные корки: *а* – мелкозернистые, *б* – тонкозернистые; 9 – эндоконтакты: *а* – мелкозернистые, *б* – тонкозернистые; *10* – геологические границы: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые

менее чем на 20 м, перемещен и перенесен через купольную структуру фрагмент закалки, захваченный верхней порцией лавы (см. рис. 2.2.4). Эти наблюдения подтверждают вывод о северном направлении перемещения рассматриваемого потока.

Полученные с помощью разных индикаторов данные о направлении движения потоков не противоречат друг другу и свидетельствуют об их течении в северных румбах. Таким образом, описанные структуры обтекания препятствий, временной остановки, а также методика совмещения перемещенных лавой структурных фрагментов являются надежными индикаторами направления движения лавовых потоков. Естественно, что временные остановки потоков возможны только при прерывистом характере излияний, что, в свою очередь, должно быть обусловлено дискретной подачей материала через магмоподводящий канал.

Соотношения лавовых потоков и магмовыводящих каналов. Предположение о дискретной подаче магматического материала с глубин на поверхность нашло свое подтверждение и при изучении других обнажений (р. Нижняя Тунгуска; 60–65 км ниже пос. Тура).

Скалы Суслова р. Разрез обнажения, протянувшегося на 3 км по правому берегу реки (снизу вверх):

Мощность, м

1. Желтовато-серые мандельштейны с мелкозернистыми базальтами закальных фаций. На препарированной поверхности отчетливо наблюдаются "морщины" и "слоновые хоботы". Видимая мощность 2–2,5
2. Серые и желтовато-серые туфопесчаники и розовато-серые туфоаргиллиты, со следами незакономерной слоистости и с отчетливо выраженной скорлуповатой отдельностью 8–9
3. Крупнопористые мандельштейны с небольшими куполами (до 2 м высотой) ..... до 4
4. Пойкилоофитовые базальты с крупностолбчатой отдельностью (до 2 м в поперечнике 5–6
5. Мелкозернистые и тонкозернистые плотные базальты, постепенно вверх и вниз переходящие в пойкилоофитовые базальты 0,4
6. Сложно сочетающиеся "слоистые", массивные, шаровые, средне- и мелкостолбчатые (десятки и первые сантиметры соответственно) пойкилоофитовые базальты ..... до 50
7. Мандельштейны 1,5–2
8. Туфы 0,2–0,3
9. Мандельштейны ..... до 3

Выше ухудшаются условия обнаженности, но по отдельным выходам и высыпкам можно предполагать существование серии лавовых потоков, общей мощностью 150–200

Кровля нижнего потока (горизонт 1) вскрывается только в западной части обнажения. По морфологическим признакам устанавливается течение лавы в восточных румбах (см. рис. 2.2.2, *а*). Второй поток (горизонты 3–7) представляет собой сложное сочетание различных текстурных типов базальтов [Симанович, Кудрявцев, 1981]. Наибольший интерес вызывает зона со слоистыми текстурами базальтов, расположенная в восточной трети обнажения (рис. 2.2.5).

В центральной части зоны выделяется дайкоподобное тело, мощностью до 30 м, сложенное средне- и крупнозернистыми пойкилоофитовыми базальтами. По обе стороны от него расположены поля "слоистых" базальтов. Слоистость в магматических породах – явление далеко не ординарное, но встречается она, тем не менее, не так уж редко. Как правило, трапповые базальты р Нижняя Тунгуска обладают субгоризонтальной слоистостью, обусловленной чередованием пород с разной степенью плотности. Обычно мощность таких "слоев" не превосходит первые десятки сантиметров. Примечательно, что ни макроскопически, ни в шлифах не удается уловить серьезные петрографические различия между базальтами из разных "слойков" [Симанович, Кудрявцев, 1981]. Это дало основание

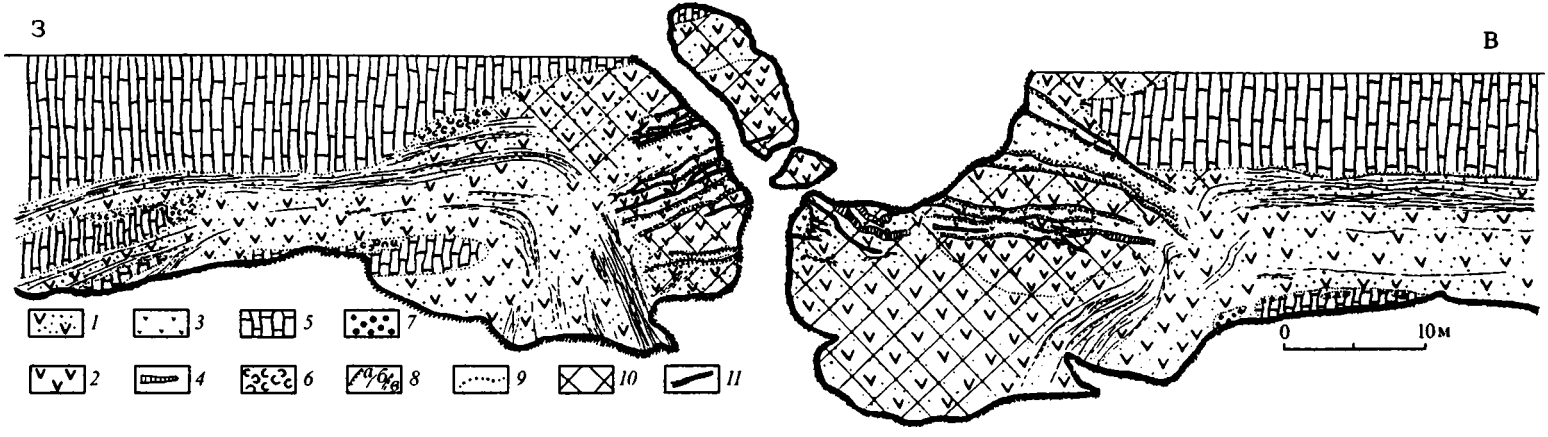


Рис. 2.2.5. Зарисовка скал "Суслов яр"

1–4 – базальты: *1* – крупнозернистые, *2* – среднезернистые, *3* – мелкозернистые, *4* – тонкозернистые; *5, 6* – типы отдельности: *5* – столбчатая, *6* – скорлуповатая; *7* – мандельштейны; *8* – закалочные зоны: *а* – односторонние эндоконтакты, *б* – "расплывающиеся", *в* – асимметричные; *9* – предполагаемые границы; *10* – массивные разности базальтов; *11* – границы обнаженности участков

И.М. Симановичу и Д.И. Кудрявцеву [1981] предположить, что слоистость в базальтах продуцируется ламинарностью течения потока лавы.

В рассматриваемом нами примере наблюдается также чередование более и менее плотных (устойчивых к выветриванию) слоев базальта. Плотные слои обычно отличаются чуть более мелкозернистой структурой и имеют среднюю мощность 5–6 см. Протяженность таких слоев может достигать многих десятков метров по простиранию, затем они как бы растворяются, т.е. постепенно, без резких границ переходят в окружающие пойкилоофитовые базальты. По мере приближения к центральной дайке происходит резкое изменение залегания от субгоризонтального на крутое, вплоть до вертикального (см. рис. 2.2.5). При этом на западном контакте углы падения несколько больше (70–90° на восток), чем на восточном (45–70° в западных румбах).

Плотные "прослои" в большинстве случаев имеют асимметричное строение. С одной стороны они связаны постепенными переходами с пойкилоофитовыми базальтами, а с другой – обрываются достаточно резко. Как правило, эта сторона ориентирована к массивному центральному телу. Описанная морфология заставляет обратить внимание на аналогию плотных слоев с закалочными фациями в дайках, а многократность появления таких закалок – на комплексы "дайка в дайке", являющиеся составной частью базальтового слоя океанической коры [Диденко и др., 1984; Зоненшайн и др., 1984; Куренков, 1996]. Нечетко выраженные закалки характерны для самых низов слоя, когда градиент температур между внедряющимися и уже внедрившимися порциями магмы невелик [Быкова и др., 1988]. Такие закалки можно назвать "расплывающимися" [Куренков, 1997].

Поскольку закальные зоны являются следами остывающей магмы, то они фиксируют путь, проходимый магматическим материалом. Если правильна интерпретация уплотненных слоев базальтов в качестве закальных фаций, то рассмотренный участок скал Суслов яр представляет собой зону перехода магмы из канала в поток. Данный вывод подтверждается другими особенностями внутреннего строения лавового потока (см. рис. 2.2.5).

Анализ строения зоны перехода из канала магмовыведения в поток позволяет выявить следующие особенности ее развития: 1) излияние носит отчетливо трещинный характер; 2) основная порция магмы выводится через широкий канал (десятки метров), который затем фиксируется в виде "центральной" дайки; 3) новые, более поздние, порции лавы поступали в условиях импульсивного раскрытия трещины по обе стороны от застывающего "центрального" дайкового тела, причем импульсы раскрытия и подачи магмы были достаточно часты, так как формировались только "расплывающиеся" закалки (т.е. происходило соприкосновение "горячего" материала с "теплым", а не с "холодным", что необходимо для образования истинных закальных фаций); 4) поступление поздних порций магмы осуществлялось внутрь формирующегося потока, в его медленно остывающую центральную часть. Аналогичные явления наблюдались при извержении Северного прорыва Толбачика в 1975 г. [Федотов и др., 1984].

Для убедительного заключения о существовании зон магмовыведения описанного типа необходимо проследить ее на глубину, выяснить морфологию и характер взаимоотношений с подстилающими отложениями корвунчанской свиты. Такая возможность представляется при изучении структуры по простиранию.

Хавакипрские скалы (левый берег р.Нижняя Тунгуска, 5 км ниже скал Суслов яр). Разрез совпадает с описанной выше последовательностью напластований (скалы Суслов яр). В основании, непосредственно у уреза воды, наблюдается крутопадающее тело, видимой мощностью не менее 15 м, сложенное пойкилоофитовыми долеритами, в основном среднезернистыми. Дайка не

однородна, и в ее теле наблюдается серия неотчетливо выраженных полудаек с односторонними закалками "расплывающегося" типа. Каждая из полудаек имеет северо-восточное простирание, совпадающее с общим простиранием всего сложного дайкового тела. Мощность внутренних тел может достигать 1,5 м. В юго-восточном направлении в каждой полудайке происходит уменьшение зернистости до средне- и мелкокристаллических долеритов, тогда как северо-западный контакт, как правило, резко оборван. Относительная крупнозернистость, а также расплывчатость границ закальных зон говорят о незначительной разности температур между внедряющейся и ранее внедрившейся порциями магмы, образующей вмещающую породу. По простиранию отдельные полудайки прослеживаются на расстоянии до 15–20 м, обычно кулисообразно замещают друг друга. Рассматриваемая сложная дайка имеет субвертикальное положение и обладает хорошо выраженными эндо- и экзоконтактами со вмещающими туфогенно-осадочными отложениями корвунчанской свиты (рис. 2.2.6). По простиранию она трассируется на вышерассмотренную зону перехода магмоподводящего канала в лавовый поток на скалах Суслов яр.

Таким образом, суммируя наблюдения, сделанные как на Хавакипрских скалах, так и на Сусловом яре, можно говорить о единой зоне магмовыведения, вскрытой на разных гипсометрических уровнях, протяженность которой не менее 5–6 км при ширине до 30 м.

Установленные особенности и детали строения лавовых потоков нижних горизонтов путоранской серии, а также их сочетание с зонами магмовыведения позволяют уточнить закономерности формирования эффузивных траппов. Историю их становления можно реконструировать следующим образом. В начальной стадии формирования потока происходит раскрытие широкой (десятки метров мощностью) и протяженной (километры) трещины, что позволяет подняться и излиться на поверхность первой порции лав, которая чаще всего превалирует в общем объеме извержения. К моменту реализации последующих импульсов раскрытия трещин, о чем свидетельствуют специфические аналоги комплексов типа "дайка в дайке", лава, вероятно, успевает застыть лишь в прикровлевой и приподошвенной частях потока. Центральная зона даек еще находится в квазижидком состоянии. Дайковые комплексы служили каналами для поступления новых порций лавы, причем ее подача происходила непосредственно в незастывшую часть потока, игравшую роль внутрипотоковой магматической камеры. Такой способ выведения расплава явился причиной дискретности поступательного движения потока, что, в свою очередь, обусловливало формирование структур типа "временной остановки" и "обтекания препятствия".

Анализ полученного материала по строению лавовых потоков и их сочетания с зонами магмовыведения показывает, что, по крайней мере, нижняя часть разреза путоранской серии (эффузивная фация траппов) представлена мощными лавовыми потоками протяженностью не менее, чем в первые километры (скорее в десятки километров). Удается определить направление течения лавы, и, суммируя полученные данные, можно получить палеоположение зоны магмовыведения.

Применение рассмотренных выше методик показывает, что в пределах одного обнажения наблюдаются разнонаправленные потоки. Так, в разрезе скал Суслов яр для нижнего потока достаточно уверенно устанавливается восточная направленность движения лавы. Западная же часть более верхнего потока перемещалась в противоположную сторону – на запад. Таким образом, поскольку приведенный пример не единичен, можно утверждать, что в пределах Тунгусской синеклизы развиты лавовые потоки стандартной протяженности в первые километры и десятки километров. Признаки потоков, простирающихся на многие сотни километров, не обнаружены.

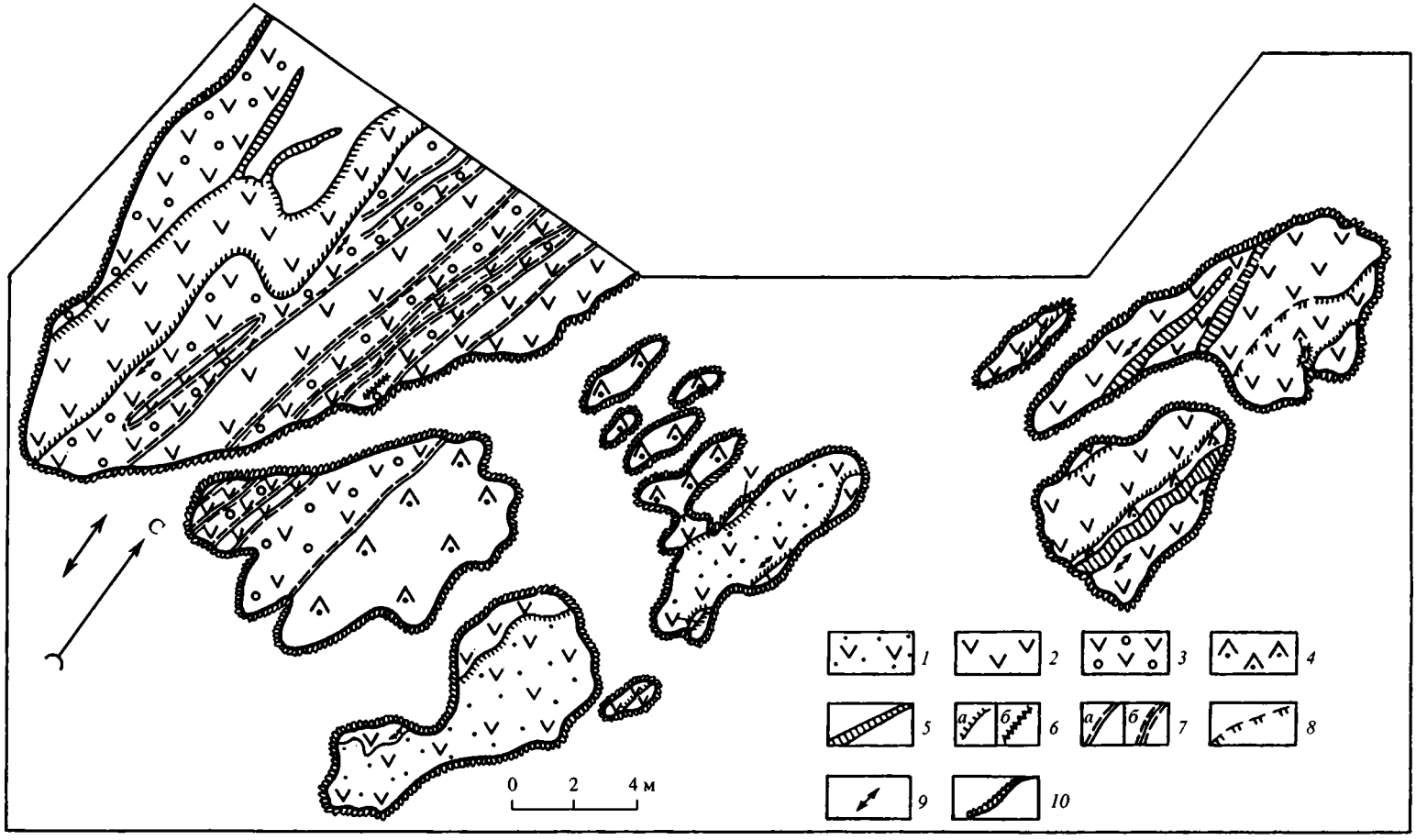


Рис. 2.2.6. Геологическая карта фрагмента Усть-Илимпейского комплекса "дайка в дайке". Составлена С.А. Куренковым с дополнениями Д.Е. Калугина

1–4 – петрографические разности долеритов: *1, 2* – офитовые среднезернистые (*1*) и мелкозернистые (*2*), *3* – пойкилоофитовые, *4* – офитовые и пойкилоофитовые миндалекаменные; *5* – жилоподобные дайки мелкозернистых долеритов; *6, 7* – зоны закалки асимметричные (*а*) и симметричные (*б*): *6* – резко выраженные, *7* – "расплывающиеся"; *8* – зона тектонического дробления; *9* – вертикальное залетание магматических тел; *10* – границы обнаженности участков

Строение дайковых комплексов

Хорошо известно, что магматизм основного состава играет ведущую роль в формировании океанической коры, как древней, так и современной. При этом определяющим фактором в процессе ее образования (второго слоя в особенности) является продолжительное существование геодинамической обстановки растяжения (спрединга). Лучше других о процессах спрединга сохраняют информацию магмовыводящие комплексы типа "дайка в дайке" [Куренков, 1988, 1996, 1997; Куренков, Перфильев, 1984].

Изучение мезозойских траппов Тунгусской синеклизы (бассейн р. Нижняя Тунгуска) позволило получить новые данные о строении многофазных дайковых комплексов. Следует отметить, что многоактные дайки со сложной историей дифференциации, доходящей до кислых дериватов, известны в регионе давно [Шахотько, 1970; Шахотько, Краковский, 1970]. Однако интрузивные комплексы, о которых пойдет речь, обладают совершенно иным структурно-морфологическим обликом.

Усть-Илимпейский дайковый комплекс. Берега р. Нижней Тунгуски в районе устья ее левого притока р. Илимпея характеризуются сложным сочетанием секущих и согласных (силлоподобных) интрузивных тел, внедренных в пологозалегающие туфогенные отложения тутончанской и корвунчанской свит верхней перми–нижнего триаса. В.С. Соболев [1936] первым отметил наличие на правом берегу р. Нижняя Тунгуска многократной дайки долеритов. Позднее здесь был установлен комплекс типа "дайка в дайке" субмеридионального простирания, мощностью не менее 35 м [Куренков, 1984]. В коренных скальных выходах обнажаются (с востока на запад):

I. Высыпки туфогенных пород среди задернованного склона (протяженность 300–400 м).

II. Оливиновые габбро-долериты, слагающие интрузивное тело не совсем отчетливой морфологии. Небольшие фрагменты эндоконтактов и, возможно, "приваренных" к ним роговиков позволяют предполагать здесь дайку, закалочные фации которой выражены тонкозернистыми долеритами и достигают мощности в десятки сантиметров (25–300 м).

III. Зона роговиков, плохо наблюдаемая из-за недостаточной обнаженности и макроскопического их сходства с эндоконтактовыми фациями долеритов (2–5 м).

IV. Фрагмент комплекса типа "дайка в дайке", в состав которого входят следующие магматические тела (с востока на запад) (см. рис. 2.2.6):

Мощность, м

1. Дайка с хорошо выраженными эндоконтактами, которые сложены тонкозернистыми долеритами, мощностью в пределах первых сантиметров. Центральная часть дайки сложена раскристаллизованными офитовыми долеритами 0,3–0,9

2. Скрин, сложенный крупнозернистыми пойкилоофитовыми долеритами, которые по степени раскристаллизованности не изменяются вкрест простирания. Он имеет волнистые границы и выклинивается в южном направлении 0–0,35

3. Дайка с эндоконтактовыми зонами, сложенными микрокристаллическими долеритами с редкими идиоморфными вкрапленниками клинопироксена размером до 0,5 мм. Мощность закалок не превышает 10 см. Центральная часть дайки – среднезернистые офитовые долериты. В зоне восточного эндоконтакта дайки присутствует небольшой ксенолит пойкилоофитовых долеритов. В северной части дайка уменьшается в мощности, а ее восточный контакт становится волнистым 2

4. Скрин среднезернистых пойкилоофитовых долеритов, центральная часть которого рассечена двумя жилоподобными двузакальными дайками (мощностью 0,5–0,7 м), сложенными мелкозернистыми долеритами ..... до 4

5. Дайка массивных среднезернистых офитовых долеритов. Хорошо обнажена западная закалка (мощностью до 10 см), сложенная тонкозернистыми, до стекловатых, долеритами. В них

наблюдается ксенолит пойкилоофитовых долеритов треугольной формы (размером около 0,5 м). В южной части дайки встречен ксенолит (0,4 × 0,3 м) офитовых долеритов.....3–4

6. Полудайка массивных офитовых долеритов. Западный контакт обладает резко выраженной закалочной зоной, представленной афанитовыми долеритами. Восточная закалка отсутствует и с дайкой 5 соприкасаются долериты, по текстурно-структурным признакам соответствующие породам центральных частей стандартных даек. Отметим, что магматические тела с односторонней закалкой с морфологической точки зрения правильнее называть "полудайками" [Куренков, 1996]. Важной чертой данной полудайки является наличие в ее восточной части мелких округлых ксенолитов, сложенных офитовыми и пойкилоофитовыми долеритами 0,7–1

7. Скрин, полностью аналогичный скрину 4 4–6,5

8. Пакет магматических субвертикальных тел, эндоконтактовые фации которых выражаются лишь в относительном уменьшении зернистости краевых частей даек по сравнению с их центральными частями – "расплывающиеся" закалки. В этом случае эндоконтактовые зоны никогда не бывают представлены тонкозернистыми или стекловатыми долеритами. Специфика их петроструктурного выражения затрудняет картирование отдельных магматических тел. В состав пакета входит не менее 12 таких дайкоподобных тел. Их центральные части сложены средне- и крупнозернистыми пойкилоофитовыми долеритами, причем нередко с миндалекаменной текстурой. В пакете присутствуют полудайки при явном преобладании двузакальных даек. Мощность отдельных тел колеблется от 0,5 до 2 м.....20

9. Дайка афанитовых, вплоть до стекловатых, долеритов с отчетливыми западной и восточной закалками. Центральная часть – среднезернистые офитовые долериты. Дайка обладает резким коленообразным изгибом, который осложнен жилковидными апофизами афанитовых долеритов.....2,5–2,8

10. Продолжение пакета даек с расплывающимися закалками. Преобладают тела миндалекаменных долеритов. Видимая мощность.....5–7

Микроскопическое изучение показало, что породы Усть-Илимпейского дайкового комплекса сложены в основном офитовыми и пойкилоофитовыми долеритами. Главными породообразующими минералами являются: плагиоклаз двух генераций, клинопироксен, рудный минерал [Куренков, 1988]. Породы стандартных даек обычно незначительно хлоритизированы и соссюритизированы, тогда как в долеритах, слагающих дайки с расплывающимися закалками широко развиты тремолит-актинолит по клинопироксену, соссюрит и пренит – по плагиоклазу порфировых выделений.

Анализ соотношений закалок в дайковых комплексах позволяет устанавливать последовательность внедрения даек. В изученном комплексе, в частности, установлено, что наиболее ранними являются скрины крупнозернистых пойкилоофитовых долеритов. Пакеты даек с расплывающимися закалками формировались чуть позднее или одновременно с породами скринов. Несомненно, более поздними являются дайки с хорошо выраженными закалками.

Кроме того, структура пород и строение даек показывают, что формирование стандартных даек и даек с расплывающимися закалками происходило при различной скорости остывания. Первые, вероятнее всего, остывали значительно быстрее, чем вторые. На это указывает преобладание в них пород офитовой структуры и минералов узкопризматической формы. Внедрение стандартных даек происходило в более холодные вмещающие породы, с чем, очевидно, и связано наличие четких эндоконтактовых фаций и ликвационных обособлений в них.

Таким образом, в строении Усть-Илимпейского "континентального" дайкового комплекса, так же как в палеоокеанических сериях "дайка в дайке" участвуют стандартные дайки, полудайки и скрины. Это означает, что структурно-морфологические признаки рассмотренного комплекса тождественны характерным особенностям дайковых комплексов офиолитовых разрезов палеоокеанических структур.

Кислоканский дайко-силловый комплекс. В районе бывшего пос. Амо в береговых обнажениях вскрывается ряд интрузивных тел, прорывающих туфогенные отложения корвунчанской свиты (рис. 2.2.7). Интрузии порфировых габбро-долеритов

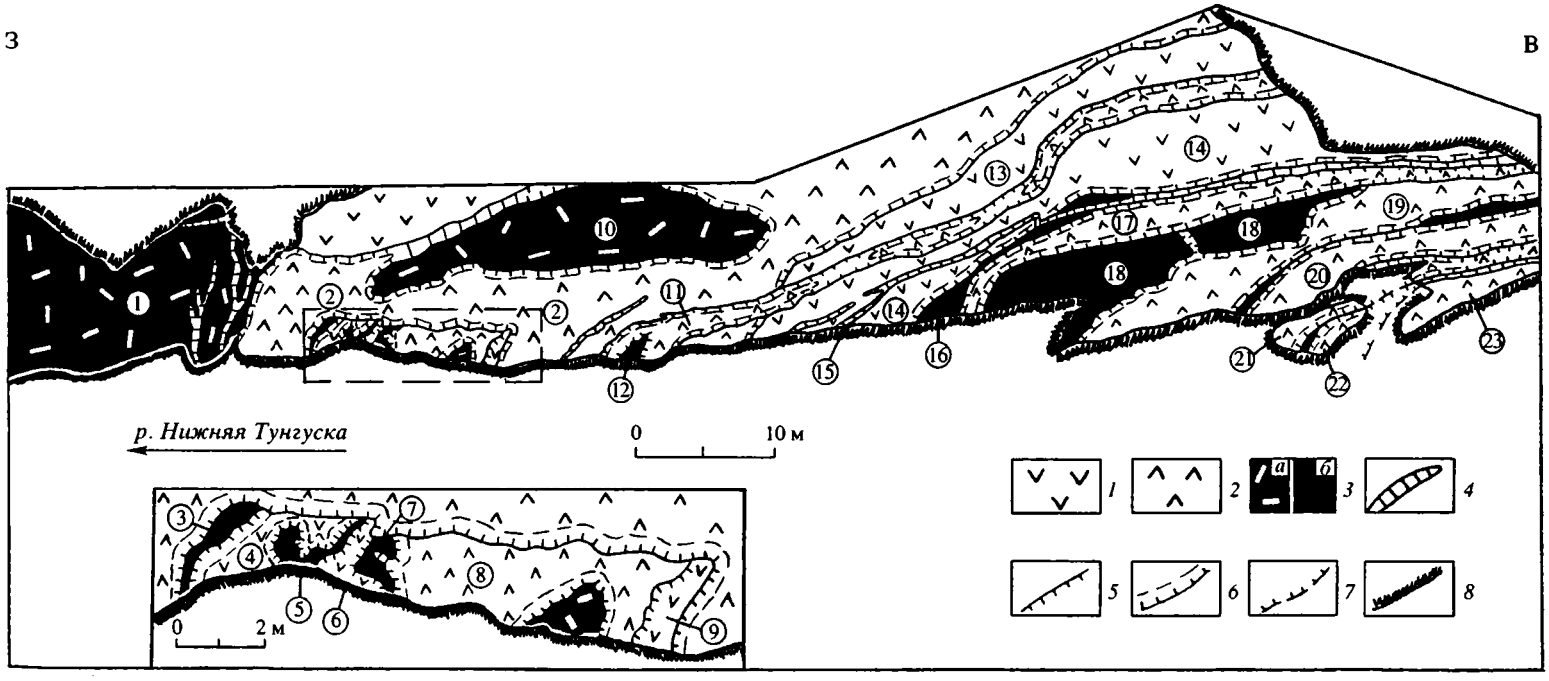


Рис. 2.2.7. Геологический разрез фрагмента Кислоканского комплекса даек–силлов

1, 2 – долериты: *1* – офитовые, *2* – плагиофировые; *3* – габбро-долериты (*а*) и долериты (*б*) амокского типа; *4* – жилоподобные тела тонкозернистых долеритов; *5–7* – закалки: *5* – резкие, *6* – с мелкозернистой переходной зоной, *7* – предполагаемые; *8* – границы обнаженности участков. Цифры в кружках – пояснения см. в тексте

впервые описаны В.С. Соболевым [1936] на скалах Амо (интрузии амокского типа). Интрузивный комплекс весьма специфического облика обнажен на правом берегу р. Нижняя Тунгуска в 13 км выше пос. Кислокан. Здесь в субвертикальных скальных выходах обнажаются (с запада на восток):

Мощность, м

1. Оливиновые габбро-долериты амокского типа с обильными крупнопорфировыми выделениями плагиоклаза. В восточной части габбро-долериты прорваны двумя ветвящимися жилоподобными дайками (0,3–0,5 м) мелкозернистых долеритов с редкими вкрапленниками плагиоклаза. Рудный минерал представлен титаномагнетитом двух генераций: первая – сидеронитовый титаномагнетит, вторая – игольчатые кристаллы. Присутствует также акцессорный апатит. Видимая мощность ..... ~15

2. Интрузивное тело с резкими мелкозернистыми закалками (0,4 м). Центральная часть – среднезернистые плагиофировые долериты с офитовой структурой основной массы. Интрузия имеет сложную конфигурацию. В нижней части обнажения ее можно назвать дайкой – падения контактов довольно крутые (западного – 75–85°, восточного – 60–65°). В нескольких метрах над урезом воды происходит перегиб и падения постепенно выполаживаются до 30–45°, что позволяет классифицировать эту часть магматического тела как силл. Сложность морфологии усугубляется наличием в его составе крупных скринов, приуроченных к зоне перегиба. Они расположены друг под другом, разбивая интрузивное тело (2) на рукава, соединенные между собой перемычкой (см. рис. 2.2.7). Восточный рукав прорван жилоподобной слепой дайкой мелкозернистых долеритов мощностью 0,3 м. Общая мощность изменчива 0,5–9

Сложный скрин, вовлеченный в интрузивное тело (2), имеет размер до 12 м в поперечнике. Его внутреннее строение (см. врезку на рис. 2.2.7) таково:

3. Скрин порфировых долеритов амокского типа 0,3–1

4. Дайка плагиофировых офитовых долеритов с хорошо выраженными мелкозернистыми зонами закалки. Восточная закалка – ровная, западная – извилистая, с крупными "заливами" внутрь тела дайки 1,7–1,8

5. Скрин долеритов амокского типа 0,5

6. Дайка, аналогичная дайке 4 1–2

7. Скрин амокских долеритов 0,5

8. Полудайка, сложенная офитовыми плагиофировыми долеритами. Западный контакт с хорошо развитой вертикально залегающей зоной закалки мощностью до 0,2 м. В теле полудайки наблюдается скрин габбро-долеритов амокского типа (форма овальная, мощность до 1,5 м). Его длинная ось ориентирована субпараллельно восточному контакту 5,5

9. Полудайка плагиофировых офитовых долеритов с активными западным и пассивным восточным контактами 1,5

10. Крупный скрин долеритов и габбро-долеритов амокского типа (форма овальная, размеры 5 × 20 м). Его длинная ось ориентирована субгоризонтально.

11. Двузакальное магматическое тело с хорошо выраженными эндоконтактовыми зонами мощностью 0,25 м. Центральная часть сложена среднезернистыми плагиофировыми долеритами. В нижней части обрыва падение крутое (50–60°), но вверх довольно быстро сменяется пологим (10–15°). Субгоризонтальная часть описываемого тела осложняется небольшим флексурообразным перегибом, где на участке длиной около 3 м наблюдается крутое залегание (до 70°) 1–2,5

Данное интрузивное тело сочетает в себе морфологические черты дайки и силла. Видимая протяженность последнего достигает сотен метров. Вероятно, по правилам морфологической классификации такие "уголковые" магматические тела можно называть дайко-силлами.

12. Скрин долеритов амокского типа, имеющий овальную форму. Расположен внутри тела 11 в его дайковой части, причем длинная ось ориентирована параллельно контактам 1,5–2

13. Скрин среднезернистых долеритов срезается восточной закалкой тела 2 0–2

14. Восточная половина дайко-силла, для которой характерны среднезернистые долериты, петрографически аналогичны скрину 13. В нижней части описываемое тело прорвано слепой двузакальной дайкой мощностью 0,5 м 0–5

15. Жилоподобный дайко-силл мелкозернистых долеритов с маломощными (первые сантиметры) зонами закалки. В раздувах наблюдаются среднезернистые афировые долериты. Переход к субгоризонтальному залеганию осложнен коленчатым изгибом, с падением на крутом участке под углом 85° к востоку. Дайковая часть прорывает интрузивное тело (см. № 14), силловая часть внедрялась по контакту между телами № 14 и № 17 0,2–1

16. Линзовидный скрин порфировых оливиновых долеритов 0,5–2,5

17. Дайко-силл плагиофировых офитовых долеритов. Закалочные зоны хорошо выражены и достигают 0,2–0,25 м мощности. Крутое залегание нижней части тела, которое плавно меняется на пологое 0,8–2,2

18. Скрин долеритов 0–5

19. Дайко-силл среднезернистых плагиопорфировых долеритов. Его залегание соответствует тенденции, характерной для всех предыдущих тел – вниз по падению становится круче, а вверх выполаживается до горизонтального. На рисунке видно частичное его срезание силлом 17 0,7–4,5

20. Дайко-силл, морфологически и петрографически сходный с предыдущим 2–3

Между соприкасающимися закалками тел № 19 и № 20 наблюдаются линзовидные скрины долеритов амокского типа 0–0,5

21. Дайко-силл среднезернистых плагиофировых долеритов 2–2,5

22. Дайко-силл, в раздутой дайковой части сложен плагиофировыми долеритами, а в силловой – мелкозернистыми долеритами 0,3–3

23. Линзовидный скрин плагиофировых долеритов, полого падающий к западу ..... до 3

Общая протяженность комплекса, фрагмент которого описан, оценивается в 700–800 м.

Дайко-силловый комплекс размещен в хорошо раскристаллизованных породах (см. № 1), которые обнажаются в западной части обнажения и встречаются в виде скринов. Эти породы представлены оливиновыми габбро-долеритами и долеритами амокского типа, для которых характерно обилие порфировых выделений зонального короткопризматического плагиоклаза размером до 1,5–2,5 мм. Клинопироксен, по оптическим константам отвечающий авгиту, слагает призматические пойкилокристы размером 1,5–2,5 мм. В основной массе встречаются мелкие изометрические зерна клинопироксена второй генерации. На долю оливина, почти полностью иддингситизированного, приходится менее 5% объема породы.

Магматические тела формируют однообразно построенные пакеты из стандартных даек, полудаек и скринов. Очевидно, что та часть дайко-силлового комплекса, которая представляет собой "силл в силле", несет в себе аналогичные структурно-морфологические характеристики, но выраженные в телах субгоризонтального залегания. Дайко-силлы Кислоканского комплекса сложены офитовыми долеритами; пойкилоофитовые породы не встречены. Среди породообразующих минералов преобладают плагиоклазы двух генераций и пироксены, находящиеся в породе примерно в равных соотношениях.

По количеству вкрапленников плагиоклаза первой генерации долериты отдельных тел разделяются на плагиофировые долериты, содержащие заметное количество крупных (0,5–1 мм) короткопризматических кристаллов, и порфировые долериты с незначительным количеством таких вкрапленников. Вторая генерация плагиоклаза и в той и в другой группе выделяется в виде узкопризматических кристаллов размером 0,1–0,2 мм. Пироксен (авгит) слагает мелкие (0,1–0,2 мм) узкопризматические кристаллы. Также мелкими изометричными выделениями представлен магнетит. Вторичные измененииия представлены палагонит-хлорофеитом по пироксену и соссюритом по плагиоклазам.

Интереснейшей особенностью строения Кислоканского комплекса является наблюдающийся непосредственно в обнажении переход пакета структур типа "дайка в дайке" в комплекс "силл в силле".

Усть-Илимпейский и Кислоканский комплексы пространственно приурочены к площадям развития крупных силлов. К сожалению, пока не удалось однозначно определить характер их взаимоотношений с пакетированными дайковыми комплексами. Вероятно, некоторые горизонты мощных силлов образуются раньше даек. Свидетельством тому служит "горячий" контакт кислоканских "дайко-силлов" со

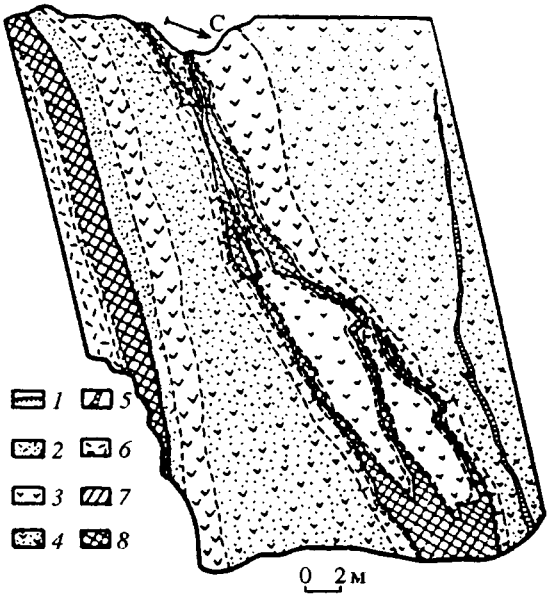


Рис. 2.2.8. Геологическая схема фрагмента роя тесно сближенных даек (р. Нижняя Тунгуска)

1–3 – петрографические разности долеритов даек: *1* – тонко-мелкозернистые (зоны закалки), *2* – мелко- и среднезернистые, *3* – крупнозернистые; *4* – пойкилоофитовые габбро-долериты; *5* – жилоподобные тела неравномернозернистых габбро и габбро-долеритов; *6–8* – верхняя пермь, корвунчанская свита: *6* – туфы, туфо-песчаники, туфо-алевролиты, *7, 8* – эти же породы ороговикованные: *7* – слабо, *8* – интенсивно

вмещающими плагиофировыми габбро-долеритами верхних горизонтов силлов амокского типа.

Многообразие многоактных дайковых комплексов не исчерпывается сериями "дайка в дайке". Другим распространенным типом являются рои тесно сближенных даек ("дайка к дайке"). Например, в пределах Ирякtинских скал вскрываются вертикальные тела крупнозернистых долеритов, а местами габбро-долеритов, мощностью в первые метры (рис. 2.2.8). Они разделены маломощными остатками междайковых пространств средней мощностью 0,5–0,8 м, сложенных интенсивно ороговикованными туфогенно-осадочными породами. Как правило, эндоконтактовые зоны даек выражены отчетливо, хотя нередко наблюдаются постепенные переходы долеритов в роговики, так что граница между ними теряется в интервале 20–50 см.

Пока не удалось однозначно установить, являются ли комплексы тесно сближенных даек своеобразным морфологическим выражением серий типа "дайка в дайке", формирующихся, например, в условиях особого теплового режима или при увеличении интервалов между импульсами раскрытия трещин. Не исключено, что они могут отражать другие, более общие закономерности процесса растяжения (континентального спрединга). Независимо от вариантов интерпретации, очевидно, что серии сближенных даек свидетельствуют о существовании континентального спрединга.

Среди преобладания субмеридиональных простираний дайковых комплексов Тунгусской синеклизы существует немалое число даек субширотного направления. В узлах сочленения этих разноориентированных систем удается наблюдать, что они не являются секущими, а сливаются друг с другом (рис. 2.2.9). Этот факт указывает на одновременность внедрения как субширотных, так и субмеридиональных дайковых серий. В свою очередь, одновременность образования полигональной системы трещин свидетельствует о существовании специфических условий растяжения – в двух направлениях.

Анализ строения интрузивных комплексов трапповой формации Тунгусской синеклизы (бассейн р. Нижняя Тунгуска), а также выявление элементов сходства и различий с дайковыми комплексами палеоокеанических структур позволяют сделать два геодинамических вывода:

1. Излияния трапповых базальтов происходят в условиях растяжения (спрединга) земной коры. Его особенности находят морфологическое выражение в формировании магматических образований, закономерно сменяющих друг друга во времени: "центральный" интрузив → дайки с "расплывчатыми" зонами закалки → "дайки в дайках" → "дайки к дайкам" (предположительно). Это может означать,

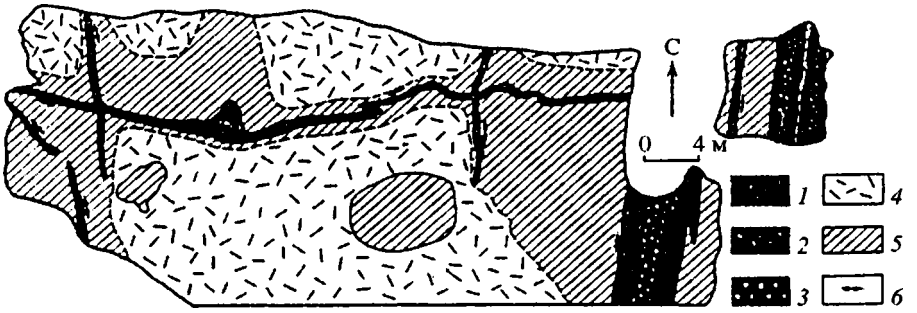


Рис. 2.2.9. Геологическая схема восточной части Ияктинских скал (р. Нижняя Тунгуска)
1–3 – дайки долеритов с отчетливыми эндоконтактами: *1* – мелко- и среднезернистыми, *2* – миндалекаменными, *3* – крупнозернистыми; *4* – верхняя пермь, корвунчанская свита, туфогенно-осадочные отложения; *5* – они же, ороговикованные; *6* – вертикальное залегание

что с течением времени, например, возрастают интервалы между импульсами растяжения, т.е. усиливается дискретность спрединга.

2. Растяжение осуществляется одновременно в двух направлениях с преобладанием магмовыводящих зон субмеридионального простирания.

Структурный рисунок, образующийся в результате такой динамической обстановки, тяготеет по своему характеру к структурам растяжения, формирующимся на "подушке" слабовязкой породы, скорее всего, представляющей собой огромную линзу расплава.

Взаимосвязь дайковых и силловых комплексов в траппах Тунгусской синеклизы

Многообразие морфологических типов мезозойских интрузивных траппов Восточной Сибири практически исчерпывается секущими (дайковыми) и пластовыми (силловыми) магматическими телами. Отчетливых закономерностей в распределении даек обычно не устанавливается, тогда как количество силлов заметно увеличивается в верхних горизонтах осадочного чехла Сибирской платформы, где они, в отличие от эффузивов, слагают мощные (сотни метров) пластинообразные тела протяженностью в десятки и сотни километров [Дмитриев, 1973; Кудряшова, 1962; Лурье и др., 1962]. Многие дайки представляют собой палеоканалы магмовыведения, но вопросы их соотношений с силлами разработаны слабо.

На северо-востоке Тунгусской синеклизы, в бассейне р. Маймеча, среди туфогенно-осадочных и карбонатно-терригенных отложений верхнего палеозоя залегает силл мощностью до 320–350 м (рис. 2.2.10). В левобережных обнажениях на участке между ручьями Далбыха и Басы-Юрях удается наблюдать хорошо выраженную его "подошву", в которой эндоконтактовые фации представлены мелкозернистыми разностями долеритов мощностью до 3 м. Вверх долериты быстро переходят в крупнозернистые пойкилоофитовые габбро-долериты и габбро. Непосредственно в зоне соприкосновения долеритов силла со вмещающими породами развиты криптокристаллические разности мощностью в несколько сантиметров. Вмещающие породы обычно не несут следов сильного термального воздействия. Повсеместно характер экзо- и эндоконтактов свидетельствует о спокойном межпластовом внедрении магмы в условиях отсутствия значимого давления.

В верховьях безымянного ручья, являющегося левым притоком р. Маймача (устье притока находится в 3,5 км выше впадения ручья Басы-Юрях; ущелье "Туманное") устанавливается зона сочленения "силла с нижерасположенным маг-

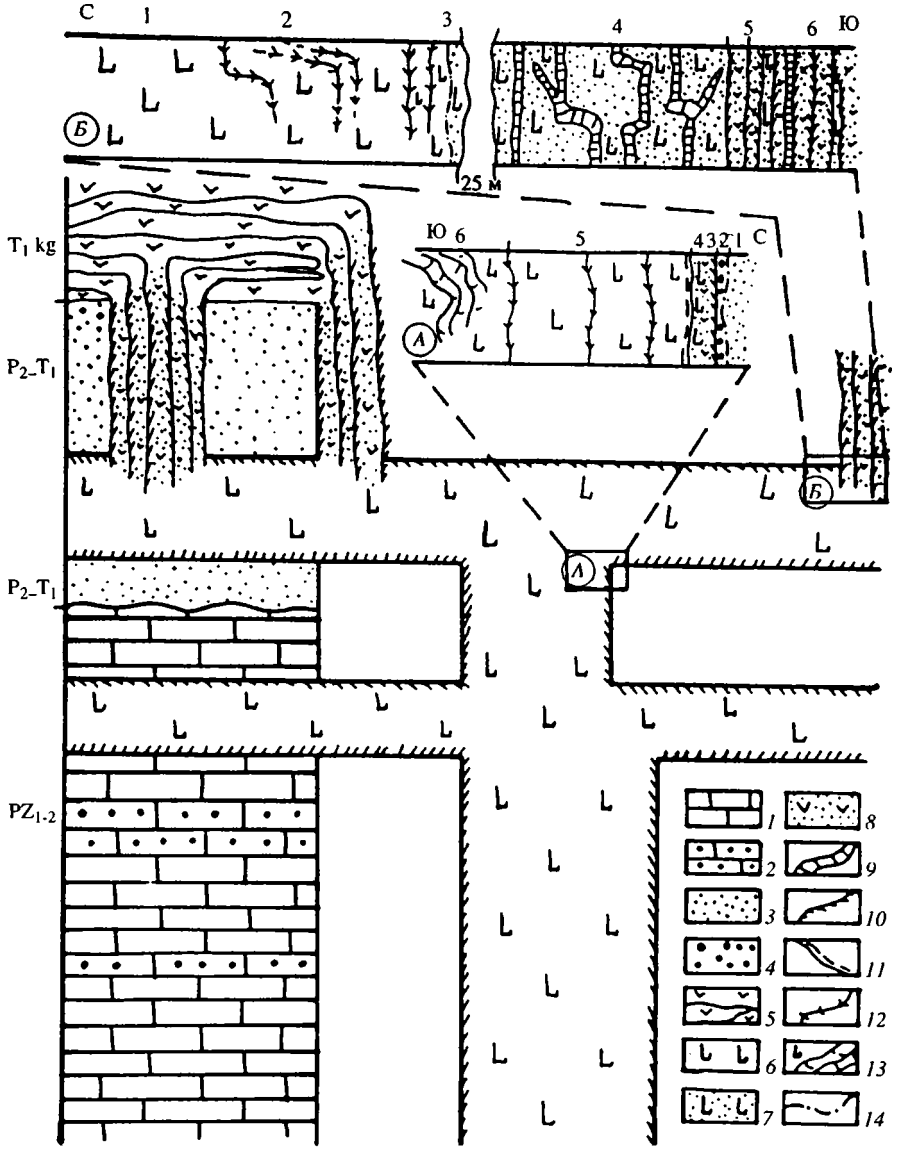


Рис. 2.2.10. Принципиальная схема соотношения силловых и дайковых комплексов

1–4 – отложения: *1* – карбонатные, *2* – терригенные, *3* – туфогенно-осадочные, *4* – ороговикованные; *5* – потоки базальтов; *6* – пойкилоофитовые габбро; *7–11* – петрографические разности интрузивных долеритов: *7* – пойкилоофитовые крупнозернистые, *8* – среднезернистые, *9* – мелкозернистые, *10* – тонкозернистые из эндоконтактов, *11* – мелкозернистые из "расплывающихся" эндоконтактов; *12* – участки мелкозернистых долеритов, " плавающие" в крупнозернистых долеритах и габбро-долеритах; *13* – крупностолбчатая отдельность; *14* – границы петрографических разностей. Цифры на схеме (*1–6*) – см. текст

матическим телом. В конкретном обнажении она выглядит следующим образом (с севера на юг) (см. рис. 2.2.10).

Мощность, м

1. Песчаники светлые, рыхлые. Видимая мощность.....5
2. Песчаники, слабоороговикованные (экзоконтакт).....2,5
3. Долериты криптокристаллические.....0,08

4. Долериты мелкозернистые 0,5–1,5

5. Долериты и габбро-долериты, крупнозернистые, пойкилоофитовые с асимметричными, параллельными эндоконтакту, зонами мелкозернистых долеритов (0,3–0,5 м), расстояние между которыми может колебаться от 5–6 до 10–12 м 70–75

6. Пойкилоофитовые габбро-долериты и крупнозернистые долериты со сложноизогнутой веерообразной крупностолбчатой отдельностью. Видимая мощность 50–60

В обнажении отчетливо видно, что породы со столбчатой отдельностью постепенно переходят в пойкилоофитовые крупнозернистые долериты силла.

Анализ приведенного материала показывает, что ниже силла существовал канал, в настоящий момент представленный магматическим телом мощностью в первые сотни метров (см. рис. 2.2.10). Морфология подсиллового канала магмовыведения изучена слабо, но обычно удается определить, что такие каналы представлены секущими магматическими телами.

Верхняя часть (кровля) рассматриваемого силла наблюдается на правом берегу р. Маймеча, в 4 км ниже устья ручья Табак-Тах (левый приток), где в береговых скальных выходах обнажаются (в последовательности с севера на юг, см. рис. 2.2.10):

Мощность, м

1. Габбро и габбро-долериты (видимая мощность) 30

2. Пойкилоофитовые породы с "плавающими" в них незакономерно распределеными зонами мелкозернистых и тонкозернистых разностей долеритов (мощностью в первые сантиметры), нередко формирующие протяженные (в несколько метров) субвертикальные линии, напоминающие "тени" даек в своих корневых горизонтах 70

3. Долериты крупнозернистые и среднезернистые ..... до 1,5

Задернованный участок 25

4. Долериты крупно- и среднезернистые, пойкилоофитовые, меланократовые. Пронизаны дайками меланократовых среднезернистых долеритов (мощность от 0,2 м до 1,2 м). Дайки субвертикальны, имеют многочисленные апофизы и коленообразные изгибы 12–15

5. Полудайка среднезернистых долеритов. Северный контакт представлен тонкозернистыми долеритами (закалка), в южном закальных фаций не наблюдается 0,8

6. Пакет, состоящий из серии даек и полудаек долеритов (мощность от 0,2 м до 1,6–2 м) ..... не менее 20

Главная особенность описанного разреза состоит в том, что по мере приближения к кровле силла сначала появляются горизонты с "плавающими" закалками, а затем возникают локально развитые пакеты типичных комплексов типа "дайка в дайке". Это, скорее всего, означает, что силл в данном случае играет роль промежуточной (вторичной) магматической камеры, в верхних горизонтах которой формировались локальные зоны магмовыведения. В современной структуре они представлены пакетами "дайка в дайке". Постоянная ассоциация дайковых комплексов спрединового типа с крупными силлами характерна также для бассейна р. Нижняя Тунгуска, хотя прямых соотношений наблюдать там не удалось.

Имеющийся материал позволяет предложить принципиальную схему вертикального разреза трапповой формации (см. рис. 2.2.10). Снизу вверх расположены однородные, хорошо раскристаллизованные, секущие магматические тела, закономерно переходящие в мощные, обычно дифференцированные силлы, выполняющие функцию промежуточной магматической камеры, в верхних горизонтах которой продуцируются комплексы типа "дайка в дайке". Последние представляют собой палеоканалы, через которые осуществлялось окончательное выведение магмы на поверхность и формирование эффузивной "фации" траппов.

Нетрудно заметить, что силловая и, в особенности, надсилловая части разреза содержат в себе элементы аналогий с разрезом коры океанического типа. Они заключаются в наличии в обоих случаях габбро вторичной магматической камеры, "корневого" дайкового горизонта, самих даек и лавового комплекса.

Ранее отмечалась существенная роль сдвиговой компоненты при формировании трапповых даек, что приводило к растяжению в двух взаимоперпендикулярных направлениях. При этом имелось в виду, что эта закономерность является следствием релаксации растяжения, возникающего над "подушкой" из вязкой субстанции (магмы). Можно полагать, что роль такой "подушки" в момент своего формирования выполняют силлы. Другими словами, силловый комплекс, вероятно, является тем уровнем, выше которого происходит увеличение дискретности континентального растяжения. Надсилловые пакетированные дайковые комплексы спредингового типа образуют при этом отдельные, удаленные друг от друга, пучки.

Сравнение мощности океанической коры и толщины надсилловой части континентальной коры показывает, что они вполне сопоставимы, а следовательно, динамика разгрузки напряжений растяжения должна быть сходной, что и подтверждается структурно-морфологическим подобием океанических и континентальных спрединговых комплексов типа "дайка в дайке". Геодинамические особенности становления магматических тел, расположенных в более глубинных, подсилловых, горизонтах чехла Сибирской платформы могут существенно отличаться от рассмотренного механизма.

Ультраосновные и щелочные дайковые комплексы северо-востока Сибири

Выше неоднократно подчеркивалось, что дайковые комплексы консолидированной коры Сибирской платформы по своим морфометрическим параметрам сходны с комплексами даек палеоокеанов. Это сходство еще больше подчеркивается при изучении ультраосновных и щелочных дайковых комплексов северо-востока Сибири.

В пределах Маймеча-Котуйской магматической провинции расположен Гулинский ультраосновной плутон (рис. 2.2.11). Развитые в составе массива меймечиты впервые описаны в работах Ю. М. Шейнманна. Считается, что преобладающая масса меймечитов слагает верхние горизонты дунит-перидотит-пироксенитового разреза Гулинской интрузии, хотя однозначная интерпретация по-прежнему отсутствует – меймечитовый "горизонт" трактуется как мощная эндоконтактовая зона, как субвулканическое силлоподобное тело или как эффузивы ультраосновного состава.

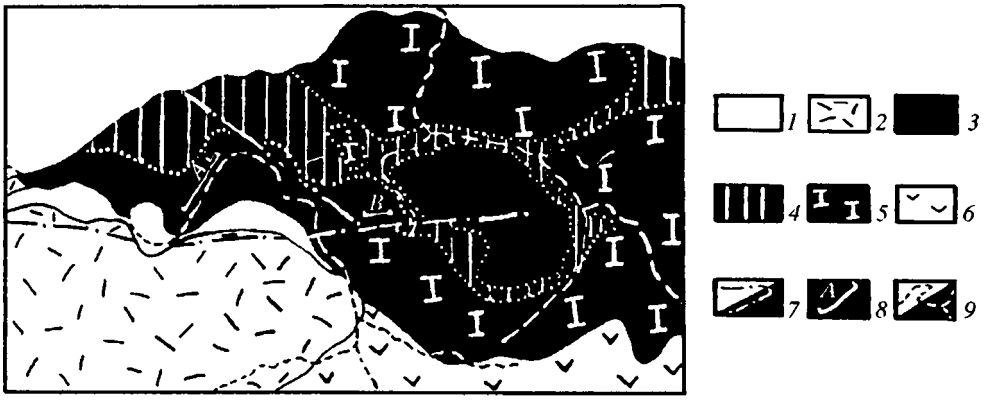


Рис. 2.2.11. Схема геологического строения Гулинского плутона (составлена Ю.Г. Васильевым и В.В. Золотухиным с небольшими изменениями и добавлениями С.А. Куренкова)

1 – четвертичные отложения; *2* – щелочные эффузивы дельканской свиты; *3–5* – породы Гулинского плутона: *3* – дуниты. *4* – дунит-перидотиты, *5* – меймечиты; *6* – базальтоиды коготокской свиты; *7* – разломы; *8* – местоположение разрезов; *9* – речная сеть

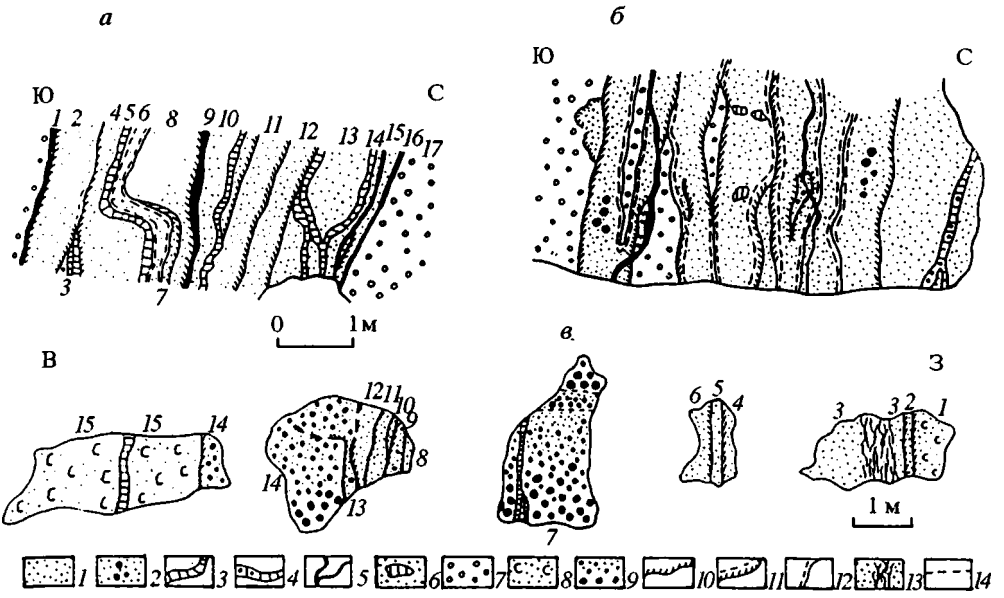


Рис. 2.2.12. Разрезы комплексов типа "дайка в дайке" в меймечитах Гулинского плутона (местонахождение разрезов показано на рис. 2.2.11)

1–5 – дайковые меймечиты: *1* – с вкрапленниками оливина размером до 2 мм, *2* – с вкрапленниками до 5–7 мм, *3* – среднезернистые, *4* – то же, с локальными скоплениями вкрапленников оливина размером до 5 мм, *5* – мелкозернистые; *6* – ксенолиты серпентинизированных оливинитов; *7, 8* – серпентинизированные меймечиты (*7*) и дунит-перидотиты (*8*); *9* – дунит-перидотиты с "ритмичным" строением; *10–12* – дайковые меймечиты эндоконтактовых фаций: *10* – тонкозернистые, *11* – с мелкозернистой оторочкой, *12* – мелкозернистые; *13* – зоны тектонического брекчирования; *14* – предполагаемые границы. Буквенные обозначения (*а–в*) и цифры (*1–17*) – пояснения см. в тексте

Существование дайковых разновидностей меймечитов не подвергается сомнениям. Дайки отчетливо устанавливаются по структурно-морфологическим характеристикам, в частности по наличию эндоконтактовых зон (рис. 2.2.12). Наиболее широко меймечитовые дайки развиты в междуречье р. Маймеча и ручья Длинный, пространственно ассоциируясь с меймечитовым "горизонтом", не проникая в более глубинные, дунит-перидотитовые, части разреза интрузии (см. рис. 2.2.11).

Установлено, что дайки меймечитов могут встречаться в виде единичных тел мощностью от 0,5 до 2,5 м, удаленных друг от друга на расстояния в десятки и даже сотни метров. Кроме того, наблюдаются дайковые рои, состоящие иногда из десятков тел (мощность отдельных даек изменяется от 0,4 до 2–2,5 м), расстояние между которыми варьирует от сантиметров до многих метров. Обычно такие скопления отделяются интервалами серпентинизированных меймечитов протяженностью в десятки и сотни метров. И, наконец, установлена третья группа, представляющая собой пакеты даек, столь тесно сближенных, что они оказываются практически лишенными остатков междайковых пространств (скринов). Например, во фрагменте скального обрыва правого берега р. Маймеча (скалы "Крутой поворот") обнажаются (с юга на север, см. рис. 2.2.12, *а*):

Мощность, м

1. Дайка жилоподобная мелко- и тонкозернистых меймечитов.

2. Полудайка меймечитов с вкрапленниками оливина размером 1–2 мм. Южный контакт закальный 1–1,2

3. Скрин, состоящий из совокупности серпентинизированных меймечитов и рассекающих их маломощных даек 0,6

4. Полудайка, аналогичная полудайке № 2. Южный контакт закальный 0,3–1,6
5. Дайка жилоподобная, сложенная в центральной части меймечитами с вкрапленниками оливина до 4 мм; имеет характерный коленообразный перегиб 0,2–0,3
6. Дайка меймечитов, аналогичных породам полудайки № 2. Обе закалки выражены мелкозернистыми разностями 0,3–0,4
7. Полудайка, по составу аналогичная № 4. Сверный контакт закальный. Вероятно, полудайки №№ 4 и 7 некогда составляли единое дайковое тело 0–0,5
8. Полудайка, по составу аналогичная меймечитам полудайки 2 (северный контакт закальный). Полудайки № 2 и 8, скорее всего, части единого тела 0,2–2
9. Дайка жилоподобная, аналогичная дайке № 1 0,1–0,15
10. Полудайка, аналогичная полудайке № 8. Северный контакт закальный. Полудайка рассечена жилоподобной маломощной дайкой (мощностью 0,2 м), аналогичной № 5 0,5–1,8
11. Полудайка, аналогичная № 10 0,8
12. Полудайка, аналогичная № 8, 10, 11 0,7–0,8
13. Полудайка, аналогичная № 8, 10, 11. Рассечена серией жилоподобных ветвящихся даек (мощностью 0,1–0,15м) .... до 1,6
14. Дайка жилоподобная, аналогичная № 1 0,1
15. Скрин (?) меймечитов 0,35
16. Дайка жилоподобная, аналогичная № 1 0,08–0,15
17. Серпентинизированные меймечиты, являющиеся вмещающими для всего пакета даек. Видимая мощность ....более 3

Из описания пакета даек следует, что в его строении наблюдаются дайки, полудайки, маломощные извилистые дайки, а также присутствуют скрины серпентинизированных меймечитов и, вероятно, фрагменты более ранних пакетов даек. Все это позволяет утверждать удивительную тождественность структурно-морфологического облика описанного меймечитового комплекса с образованиями типа "дайка в дайке" второго слоя палеоокеанических структур.

Рассмотренный пакет "дайка в дайке" далеко не единственный на многокилометровом обнажении скал "Крутой поворот". Здесь развиты дайковые серии, которые имеют аналогичные структурно-морфологические характеристики (рис. 2.2.12, *б*). Пакеты отделяются пространствами серпентинизированных меймечитов (протяженностью от 20 до 300 м) , которые, в свою очередь, пронизаны единичными и роящимися дайками.

Комплексы типа "дайка в дайке" в обнажении "Крутой поворот" тяготеют к верхним частям меймечитового "горизонта". Детальное изучение междуречья р. Маймеча и ручья Длинный показывают присутствие пакетированных даек и полудаек в зоне перехода перидотитов в меймечиты. Примером является следующая последовательность меймечитовых даек (рис. 2.2.12, *в*, с запада на восток):

Мощность, м

1. Дайка (?) серпентинизированных меймечитов. Восточный контакт отчетливо закальный, западный не обнажен. Видимая мощность ....до 1,1
2. Полудайка насыщенных кристаллами оливинов меймечитов. Восточный контакт отчетливо закальный 0,3
3. Скрин (?) меймечитов, в западной части интенсивно тектонизированных ..... не менее 2,5
Задернованный участок 1,6
4. Дайка (полудайка?) меймечитового состава. Породы аналогичны скрину № 3. Восточный контакт отчетливо закальный, западный плохо обнажен 0,3
5. Скрин меймечитов. В юго-восточной части наблюдается зона зеркал скольжения мощностью в первые сантиметры 0,2
6. Дайка меймечитов. Западный контакт отчетливо закальный, восточный тектонически брекчирован 0,8
Задернованный участок 1,8
7. Скрин (?) серпентинизированных дунит-перидотитов, в которых отчетливо наблюдается ритмическое строение. Оно выражается в том, что внутри каждого ритма (мощностью от 3–4 до

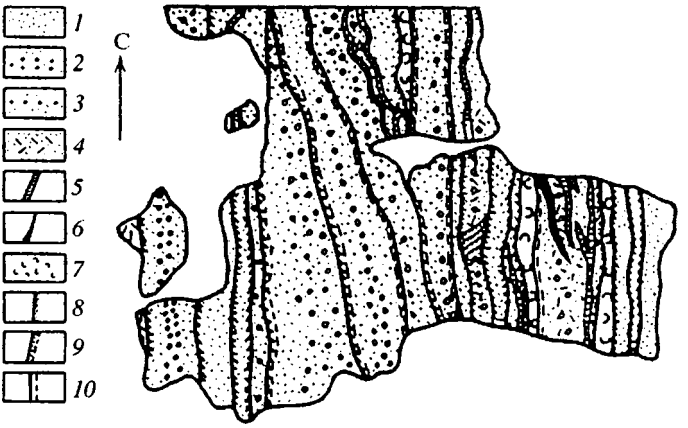


Рис. 2.2.13. Фрагмент комплекса типа "дайка в дайке" щелочного состава (дельканская свита)
1–5 – щелочные базальты: *1* – среднезернистые, *2* – с миндалекаменной текстурой, *3* – крупнозернистые, *4* – порфировые, *5* – мелкозернистые; *6* – меймечиты; *7* – туфы; *8–10* – эндоконтактовые зоны: *8* – тонкозернистые, *9* – с мелкозернистой оторочкой, *10* – мелкозернистые.

0,3–0,5 м) происходит уменьшение крупности кристаллов оливина от 3–5 мм (иногда от 10–12 мм) постепенно вверх до долей миллиметра. Нередко на границах "ритмов" появляются тонкозернистые разности, напоминающие закалки. Скрин рассечен маломощной дайкой жильного облика, сложенной мелкозернистыми меймечитами ..... до 1,5

Задернованный участок 20

8. Полудайка меймечитов 0,1

9. Дайка меймечитов, крупнозернистых в центральной части тела. Оба контакта с закалками, при этом западная более мощная и выражена отчетливее, чем восточная 0,25

10. Полудайка меймечитового состава, выклинивающаяся в северном направлении. Восточный контакт закальный 0,2

11. Полудайка меймечитового состава. Восточный контакт закальный 0,25

12. Полудайка, аналогичная № 11 ..... до 1

13. Полудайка, аналогичная № 11 ..... до 0,4

Полудайки № 12 и 13 обладают характерным свойством – вниз и одновременно в южном направлении закалки начинают "расплываться" и на коротком расстоянии полностью исчезают.

14. Полудайка, сложенная меймечитами с крупными кристаллами оливинов, содержание которых в породе может достигать 85%. Восточный эндоконтакт – закальный. Центральная часть магматического тела плохо обнажена, но однообразие состава высыпок позволяет считать видимые выходы фрагментами единого тела.....1,4–4

15. Дунит-перидотиты серпентинизированные, аналогичные № 1 ..... до 6

Нет сомнений, что в рассмотренном обнажении, равно как и в предыдущих, наблюдаются характернейшие элементы комплекса типа "дайка в дайке": полудайки, скрины. Нестабильное поведение закалок, выражающееся в их частом "истаивании", повышенная зернистость закалочных зон – особенности, которые, скорее всего, отражают более глубинный уровень формирования данного фрагмента дайкового комплекса.

Изучение щелочных комплексов в устье р.Делькан (левый приток р. Маймеча) показало, что и там развиты комплексы типа "дайка в дайке" (рис. 2.2.13).

Следовательно, ультраосновные и щелочные комплексы типа "дайка в дайке" по своему структурно-морфологическому и морфометрическому облику подобны пакетам толеитовых даек, фиксирующих спрединг в палеокеанических структурах. Существование разноглубинных разновидностей серий "дайка в дайке" еще больше усиливает это сходство. Вместе с тем в отличие от классических дайковых ком-

плексов палеоокеанического типа, состоящих из непрерывных многокилометровых пакетов даек, меймечитовые серии локализуются в зонах небольшой ширины, слагая пучки, удаленные друг от друга на расстояния в десятки и сотни метров. Подобная разобщенность сложнопакетированных интрузивных комплексов (типа "дайка в дайке" и "дайка к дайке") отмечалась ранее для траппов бассейна р. Нижняя Тунгуска. В последнее время выявляется значительная роль рассредоточения спрединговых центров (рассеянный спрединг) в процессе формирования палеоокеанических и некоторых океанических структур. Вполне вероятно, что пространственная разобщенность осей (центров) локальных раздвиганий при формировании траппов является следствием определенного геодинамического подобия процесса рассеянного спрединга в континентальных и океанических структурах.

Общие морфометрические параметры и особенности структурного положения интрузивных траппов Тунгусской синеклизы

В настоящее время установлено существенное преобладание трапповых пластовых тел над секущими. В пространственном распределении последних, как правило, улавливались хаотические или случайные элементы, однако применение комплексного подхода, объединившего результаты геологических, геоморфологических и геофизических методов, позволили выявить достаточно закономерное распределение дайковых систем, а именно, их веерообразный рисунок при общей субмеридиональной ориентировке. Можно полагать, что они служили основными каналами магмовыведения.

Детальные геологические исследования, в частности проведенные в бассейне р. Нижняя Тунгуска, позволили на фоне общерегиональной сети выявить наличие ортогональной сетки даек, а также установить, что система взаимосвязанных и пересекающихся трещин заполнялись магмой одновременно.

Анализ рисунка, образованного секущими телами, отображенными на геологической карте масштаба 1:500 000 [Куренков, Юнаковская, 1989], подтверждает существование двух систем ориентации даек, в том числе пересекающихся. Все это создает ортогональный рисунок, в основном соответствующий геологической картине, устанавливаемой в конкретных обнажениях.

Изучение гравитационных и магнитных аномалий позволяет выделить в теле платформы блоки (участки), различающиеся степенью насыщения интрузивными трапповыми телами верхней части разреза мощностью порядка 1,5 км (рис. 2.2.14). Блоки имеют крутые ограничения, их рисунок и положение в структуре позволяют соотносить их с секущими телами. Хотя внутреннее строение блоков характеризуется преобладанием в поверхностных горизонтах пластовых тел, крутые ограничения и другие признаки позволяют предполагать и наличие даек, служивших подводящими каналами. Последние в силу незначительности поперечных размеров в геофизических полях не фиксируются, а создают общий геофизический фон. Возникает морфоструктурный парадокс, суть которого состоит в том, что блоки, отличающиеся в своих верхних частях повышенной степенью насыщения пластовыми телами, гравитационными и магнитными методами улавливаются как секущие тела [Куренков, Юнаковская, 1989].

Размеры, конфигурация и характер пространственного распределения блоков хорошо выделяются в аномалиях магнитного поля на высоте 2,4 км. Вмещающие толщи практически не магнитны, и магнитные аномалии отражают закономерности распределения в разрезах интрузивных траппов. При этом полярность остаточного намагничивания траппов может быть как прямой, так и обратной. "Секущие"

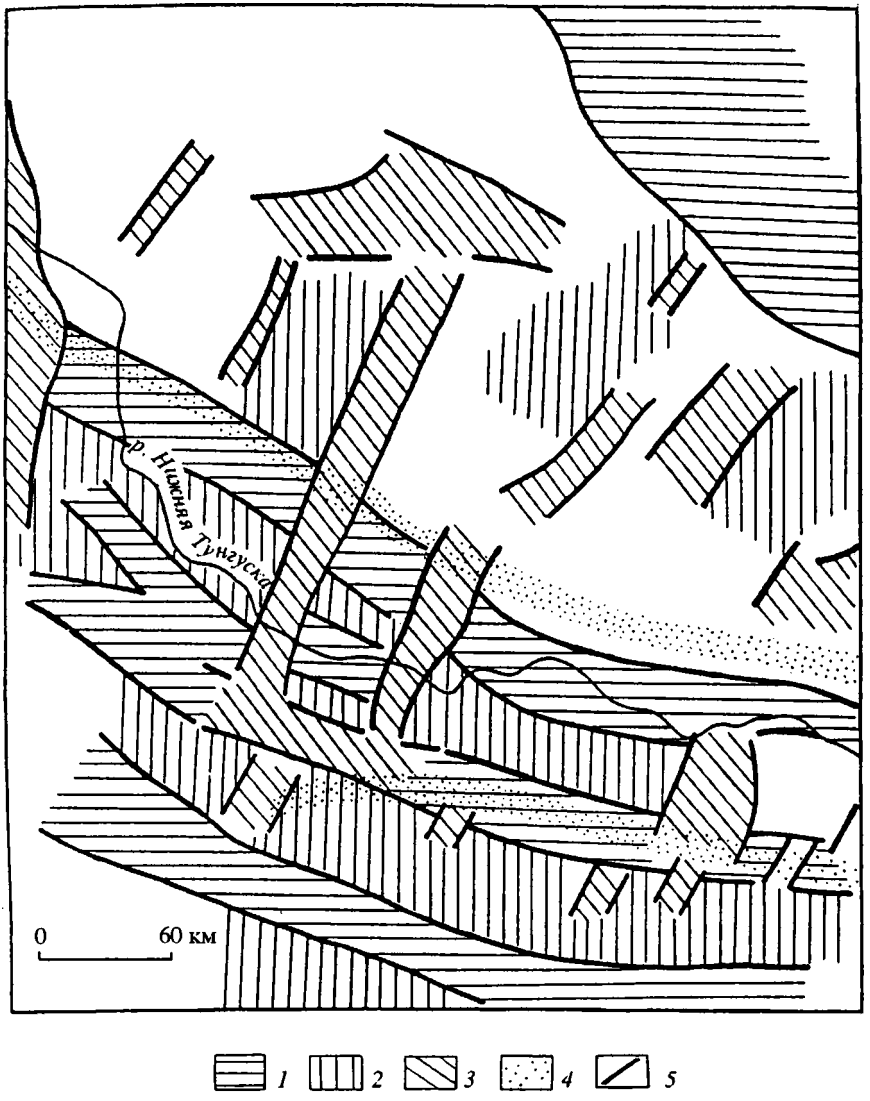


Рис. 2.2.14. Магнитная модель траппового поля Тунгусской синеклизы (бассейн р. Нижняя Тунгуска)

1–3 – аномалии: *1* – положительные, *2* – нулевые, *3* – отрицательные; *4* – наложенные структуры; *5* – разломы, выделенные по геофизическим данным

совокупности силлов наилучшим образом устанавливаются в магнитном поле в случае их прямой намагниченности.

Были выделены субмеридиональные полосы, сложенные блоками секущего типа, которые удалось проследить на сотни километров. Незначительная ширина (до 10 км) и весьма значительная протяженность позволяют сопоставлять такие полосы (области, участки) с крупными секущими телами, являющимися своего рода дайками. Одна из них располагается в центре юго-западной части Тунгусской синеклизы. Данная "дайка" имеет переменное количество сегментов, различающихся как по ширине, так и по протяженности. Каждый элемент системы контролируется субширотными дизъюнктивными нарушениями. По ним, согласно разультатам

анализа магнитных аномалий, происходит перераспределение конфигураций "секущих" совокупностей траппов. Одновременно наблюдается как бы затягивание траппов в широтные нарушения. В результате создается преимущественно ортогональный морфоструктурный рисунок (см. рис. 2.2.14). Эта крупномасштабная система подобна более мелким, наблюдаемым при прямых геологических исследованиях.

Перечисленные аргументы позволяют полагать, что внедрение интрузивных траппов (как секущих, так и пластовых) происходило в геодинамических условиях растяжения, которое реализовывалось в двух взаимоперпендикулярных направлениях.

Иная ситуация рисуется при анализе субмеридиональной "секущей" зоны магмопроницаемости, располагающейся на западном крае Сибирской платформы, т.е. на границе области распространения траппов. Здесь морфологическая интерпретация раскрывает асимметричный способ заполнения пространства. Непрерывное "секущее" тело в своей северной части имеет ответвление в северо-восточном направлении, а в южной – в юго-восточном, что отражает общие закономерности разрывной тектоники (см. рис. 2.2.14).

Предложенная принципиальная схема (рис. 2.2.15) позволяет сформулировать следующие положения.

1. В пределах западной части Тунгусской синеклизы существуют разные типы зон магмопроницаемости. Преобладают зоны широтного простирания, которые и выделяются укрупненными размерами слагающих элементов. Подчиненное значение имеют зоны, локализованные в субмеридиональных участках, которые отличаются незначительной шириной составляющих его фрагментов. Существует также разновидность магмовыводящих областей, где одновременно с первыми двумя проявляется ортогональная система зон проницаемости.

2. Закономерности в распределении зон магмопроницаемости подсказывают, что за формирование тунгусских траппов отвечают разные механизмы выведения магмы в верхние горизонты коры Восточно-Сибирской платформы. Ранний этап отличался повышенной проницаемостью, и геодинамическая ситуация растяжения реализовалась по принципу диффузного распределения зон магмовыведения, мигрирующих во времени и в пространстве. Наложенность и отчетливая локализация областей магмовыведения позднего этапа отражает ослабление растягивающих усилий, что способствовало переходу от диффузного принципа континентального спрединга к более упорядоченному.

Детальное изучение пакетированных дайковых комплексов интрузивных траппов показывает, что они слагаются морфологически разнотипными магматическими телами: двузакальные дайки и дайко-силлы, полудайки и однозакальные дайко-силлы, фрагменты даек и дайко-силлов, лишенные закалок (скрины), выполняющие роль остатков междайковых пространств. Эндоконтакты представлены резкими и расплывающимися типами закалок. Видимая мощность изученных пакетов даек не превышает десятков метров, а отдельных тел – первых метров.

Важным обстоятельством является присутствие скринов габбро-долеритов амокского типа в Кислоканском комплексе, что перекликается с наличием габбровых скринов в нижних горизонтах дайковых серий океанического типа. Характерной особенностью строения комплексов "дайка в дайке" в траппах является полное отсутствие магматических брекчий и иных геологических признаков, свидетельствующих об активной механической роли магмы в формировании даек. Анализ приведенных данных показывает, что строение сложных дайковых комплексов траппов удивительно сходно по своим структурно-морфологическим признакам с палеоокеаническими комплексами типа "дайка в дайке", которые являются индикатором условия растяжения – определяющего геодинамического фактора формирования базальтов второго слоя океанической коры.

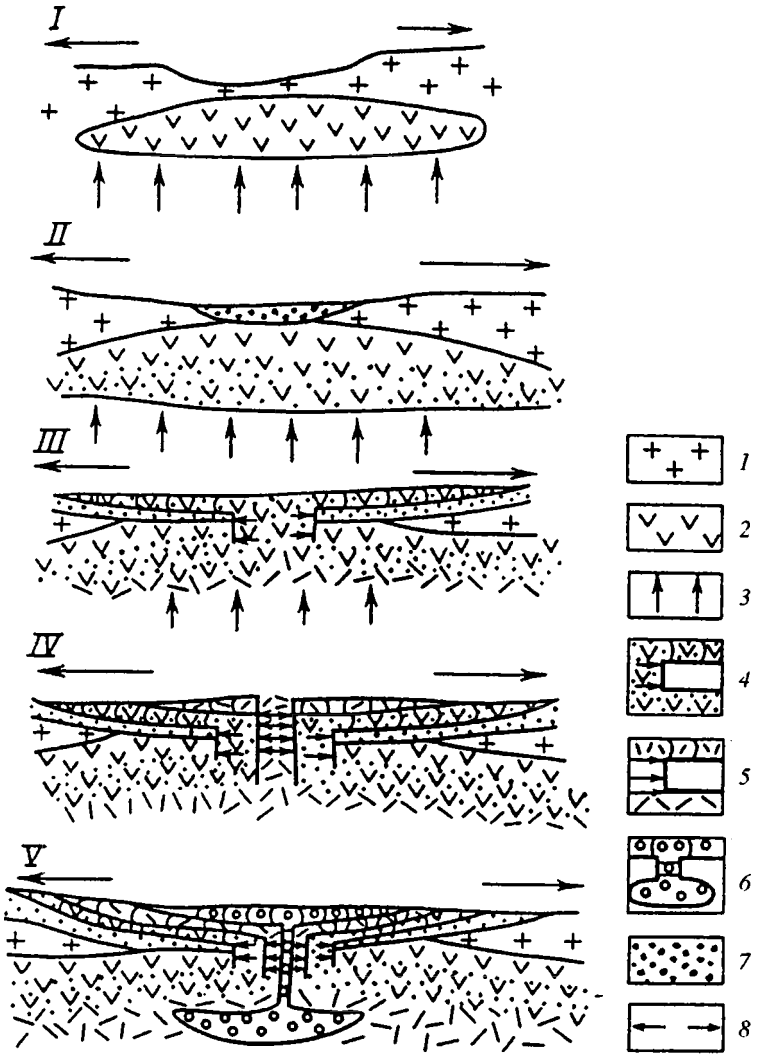


Рис. 2.2.15. Модель формирования траппов Восточной Сибири в условиях рассеянного спрединга

1 – гранитная кора; *2* – магматический очаг; *3* – направление тепломассопереноса; *4–6* – новообразования коры на стадиях: *4* – ранних; *5* – промежуточных; *6* – завершающих; *7* – внутриконтинентальные осадочные бассейны; *8* – направления внутриплитного растяжения

Вещественное подобие базальтов океанических и палеоокеанических разрезов и трапповых формаций подкрепляет вывод об общности геодинамических условий их образования. Естественно, что полных аналогий здесь быть не может. Главное отличие заключается в том, что континентальные дайковые комплексы спредингового типа развиты локально, образуя лишь небольшие пакеты из нескольких десятков магматических тел. Кроме того, практически полностью отсутствуют скрины туфогенно-осадочных пород, появление которых можно было бы ожидать по аналогии с дайковыми сериями океанического типа, в верхних горизонтах которых обязательно присутствие скринов подушечных базальтов. Это отличие может быть вызвано геодинамическими особенностями формирования континентальных комплексов, либо отсутствием на изученных объектах верхних горизонтов разрезов.

В трапповых формациях существенная роль принадлежит субгоризонтальным интрузивным телам – силлам. Нередко их образование связывается с геодинамической обстановкой сжатия. В связи с этим особое значение приобретает Кислоканский комплекс дайко-силлов. Его дайковая часть однозначно свидетельствует, что пакет силлов, внедренных один в другой, сформировался в условиях растяжения. "Уголковая" форма магматических тел и, соответственно, раскрывавшихся трещин, вероятно, указывает на осложнение поля растягивающих напряжений сдвиговой компонентой.

Наличие в магмовыводящих зонах дайковых серий типа "дайка в дайке" свидетельствует о существовании континентальною спрединга (растяжения) земной коры. Именно этот процесс ответственен за формирование толеитовых базальтов континентов (трапповых формаций). В результате увеличения проницаемости континентальной коры и реализации геодинамического механизма континентального спрединга произошли массовые излияния плато базальтов в колоссальных объемах. Совокупность всех фаций трапповой формации (туфы, силлы, дайки, лавы) существенно изменяет и наращивает кору Сибирского континента. Таким образом, континентальный спрединг представляет собой геодинамический механизм базификации континентальной коры. При этом базификация должна рассматриваться как результат мобилистического развития областей с континентальной корой – континентов.

Глава 2.3

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ В АККРЕЦИОННЫХ СТРУКТУРАХ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ТИХОГО ОКЕАНА

В предыдущих главах раздела были рассмотрены проявления базальтоидного вулканизма, отвечающие трапповым полям континентов и структурам океанических плато и их палеоаналогов в пределах консолидированной сиалической коры. Было показано, что излияния базальтов в этих структурах приводят к наращиванию мощности корового слоя океанов и континентальных масс, а также отражают "первичную" дифференциацию исходного мантийного субстрата и формирование новой коровой оболочки, петрохимические характеристики которой несколько ближе к таковым сиалического слоя, чем характеристики исходного мантийного субстрата. Эти базальтоиды при определенных условиях (это мы увидим в дальнейшем) могут стать субстратом для формирования собственно сиалических пород.

Обратимся теперь к рассмотрению некоторых аспектов, связанных с геологией гранитоидного магматизма в зонах перехода океан–континент, в пределах которых в тесном единстве проявлены, как показано в гл. 1.2 и будут показаны ниже, процессы и вертикального, и латерального аккретирования земной коры. Предметом рассмотрения будут современные аккреционные призмы континентальных окраин Тихого океана и их палеоаналоги.

Современные аккреционные призмы, в состав которых входят осадочные комплексы неоген-четвертичного возраста (о-в Барбадос, Антильские острова; желоб Нанкай, Юго-Западная Япония; Перуанский желоб, Южная Америка; Каскадия, Орегон, Северная Америка; Курильские острова, Россия и др.) характеризуются отсутствием магматических образований, в том числе гранитов. В древних

аккреционных структурах мезозойского возраста в пределах активных континентальных окраин Тихого океана, реконструируемых как аккреционные призмы, напротив, отмечаются проявления гранитоидного магматизма преимущественно тоналит-трондьемитового состава.

Термин "аккреционный магматизм" был впервые предложен К.А. Крыловым для плагиогранитных комплексов Эконайской зоны Корякского нагорья, маркирующих крупные фазы аккреции океанических комплексов Палеопацифики в средней юре и среднем мелу [Крылов, 1986]. В других районах развития аккреционной тектоники в обрамлении Тихого океана, таких как Аляска или Япония, аккреционный магматизм был описан под разными названиями. На Аляске выделяются три этапа тоналит-трондьемитового магматизма. Раннемеловой этап описан как околожелобовый плутонизм [Pavlis et al., 1988], продукты палеоценового магматизма – как "гибридные гранодиориты" [Hill et al., 1981] и эоценовый – как преддуговой магматизм [Harris et al., 1996]. Ниже будут рассмотрены конкретные примеры проявлений аккреционного магматизма, описания даны как на основании собственных наблюдений, так и по литературным данным.

Эконайский террейн, Корякское нагорье (среднеюрские и среднемеловые плагиограниты)

Эконайский террейн расположен в восточной части Корякского нагорья. Он имеет сложную покровно-складчатую структуру, в которой офиолиты позднего палеозоя–раннего мезозоя (Эконайский аллохтон [Руженцев и др., 1982]), являющиеся фрагментами океанической коры Палеопацифики, тектонически перекрывают образования позднеюрского–позднемелового возраста Янранайского террейна [Соколов, Бялобжеский, 1996]. Последний представляет собой аккреционную призму [Григорьев и др., 1987б; Соколов, 1992], сложенную терригенными породами, базальт-яшмовыми ассоциациями и олистостромами. Базальт-яшмовые ассоциации являются фрагментами океанической коры.

Формирование покровно-складчатой структуры и вхождение в нее океанических комплексов происходило в несколько этапов аккреции в результате последовательного поддвига со стороны океана все более молодых комплексов [Григорьев и др., 1987б; Соколов, 1992]. С крупными фазами аккреции в средней юре и среднем мелу связаны проявления плагиогранитного магматизма. Существуют два типа плагиогранитных тел, занимающих различное структурное положение и различающихся по возрасту [Крылов, 1986; Крылов, Лучицкая, 1999] (рис. 2.3.1, 2.3.2).

Среднеюрские плагиограниты прорывают позднепалеозойско-раннеюрские вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-карбонатные образования [Руженцев и др., 1982; Григорьев и др., 1987б; Крылов и др., 1989; Соколов, 1992], но при этом плагиограниты нигде не прорывают запечатывающий покровную структуру промежуточный неоавтохтон (см. рис. 2.3.1), представленный туфотерригенными отложениями верхней юры–нижнего мела. Базальные горизонты неоавтохтона датируются киммериджским или волжским ярусом верхней юры [Руженцев и др., 1982; Соколов, 1992] и содержат гальку плагиогранитов. Кроме того, плагиограниты данного типа не прорывают наиболее молодой (поздняя юра–мел) и нижний структурный элемент – янранайский аккреционный комплекс, а надвинуты на него в составе Эконайского аллохтона.

Среднемеловые плагиограниты прорывают верхнеюрско-нижнемеловые комплексы янранайской аккреционной призмы [Руженцев и др., 1982; Григорьев и др., 1987б] и Эконайский аллохтон, представленный мощным пакетом покровов (см. рис. 2.3.2). Вся структура вместе с телами плагиогранитов запечатывается

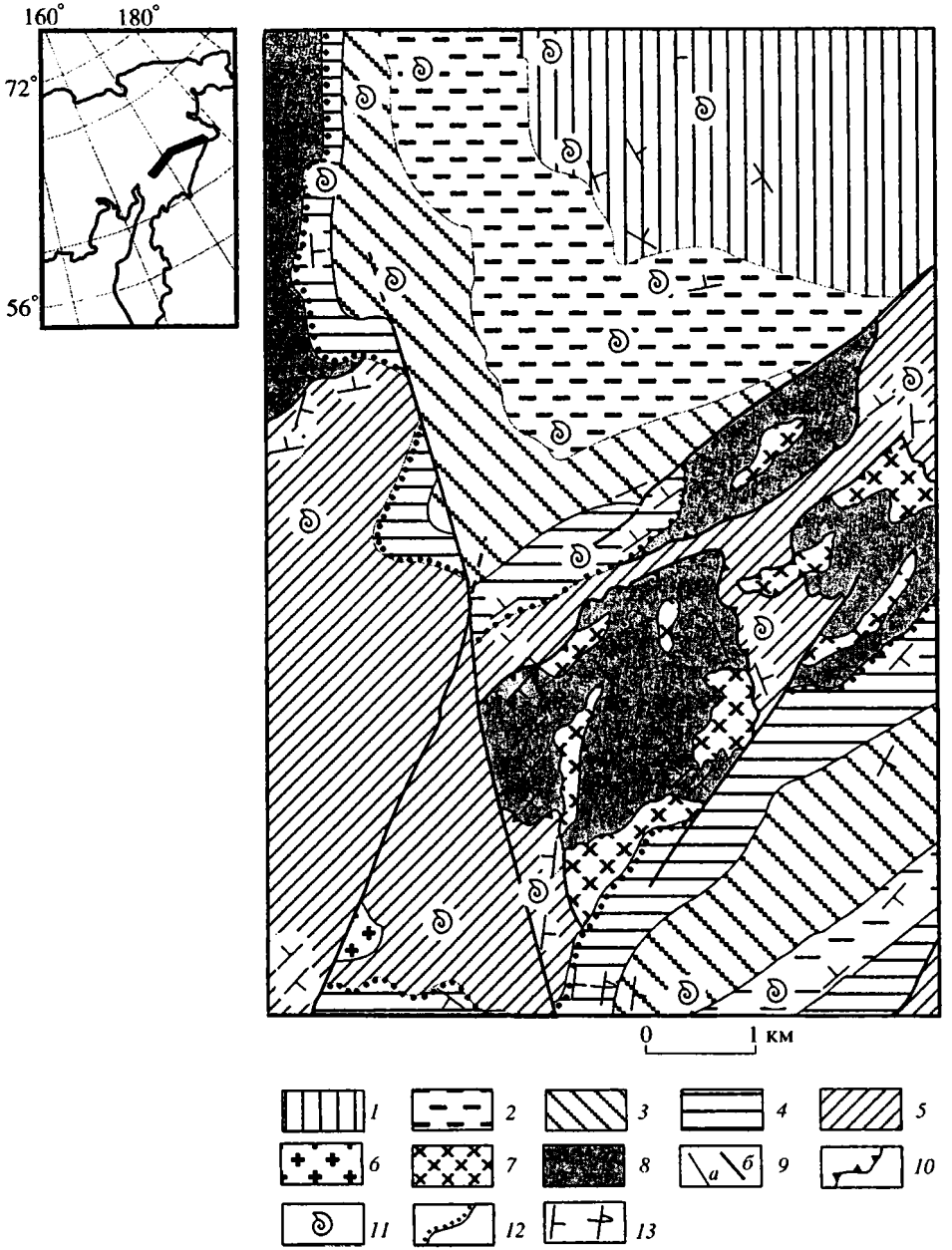


Рис. 2.3.1. Геологическая схема района нижнего течения р. Инаськваям – правого притока р. Хатырки (составили С.В. Руженцев, С.Г. Бялобжеский, С.Д. Соколов, В.П. Похиалайнен, К.А. Крылов)

1–4 – терригенные отложения неоавтохтонного чехла: *1* – позднемаастрихтские, *2* – кампан-маастрихтские, *3* – кампанские, *4* – коньяк-сантонские; *5* – туфо-терригенные отложения пекульнейской свиты киммеридж-валанжинского возраста и кэнкеренской свиты готерив-барремского возраста – промежуточный неоавтохтон [Григорьев и др., 1987б] (накыпыйлякский покров [Руженцев и др., 1982]); *6, 7* – аккреционные плагиограниты: *6* – среднемеловые, *7* – среднеюрские; *8* – вулканогенно-кремнистые образования позднего палеозоя–триаса–ранней юры (Эконайский аллохтон); *9* – границы: *а* – стратиграфические, *б* – тектонические; *10* – надвиги; *11* – места находок палеонтологических остатков; *12* – базальный горизонт с конгломератами в основании; *13* – элементы залегания

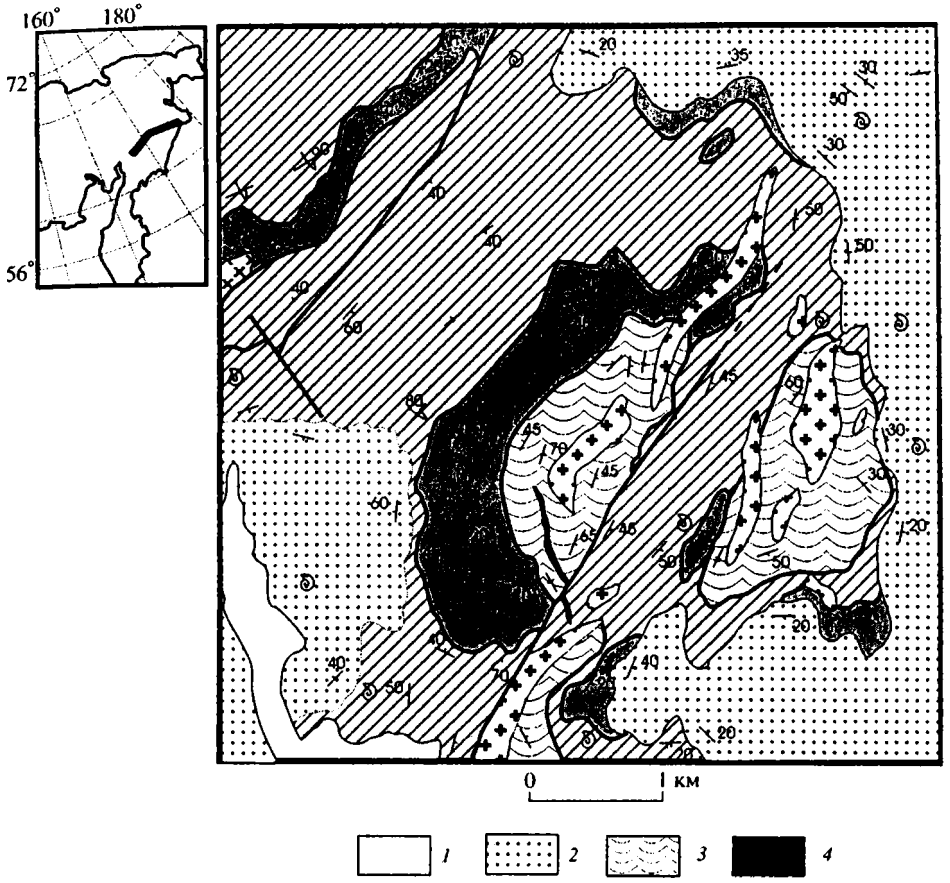


Рис. 2.3.2. Геологическая схема района р. Рубикон (составил К.А. Крылов по материалам С.В. Руженцева, С.Г. Бялобжеского, С.Д. Соколова, В.П. Похиалайнена)

1 – четвертичные русловые отложения; *2* – терригенные отложения неоавтохтонного чехла коньяк-маастрихтского возраста; *3* – кремнисто-вулканогенные образования янранайского аккреционного комплекса; *4* – дайки основного состава предположительно палеоценового возраста

Остальные условные обозначения см. рис. 2.3.1

неоавтохтоном, сложенным осадками позднемелового возраста, возраст базальных горизонтов которого скользит во времени и омолаживается в северо-восточном направлении от сантон-кампанского до позднемаастрихтского [Руженцев и др., 1982; Соколов, 1992].

Плагиограниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру, реже субофитовую и гранофировую и состоят преимущественно из плагиоклаза андезин-олигоклазового состава и кварца. В небольших количествах присутствуют роговая обманка, биотит и калиевый полевой шпат (<1%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, рудным минералом. Из вторичных минералов присутствуют хлорит и эпидот.

Соотношения нормативных Ab, An, Or в кислых породах Эконайского террейна (ЭТ) позволяют относить их к трондьемитам. Они являются низкокалиевыми (0,08–1,4% K_2O) и низкоглиноземистыми (10,57–15,56% Al_2O_3) породами, что сближает их с плагиогранитами офиолитовых комплексов. Большая часть составов плагиогранитов располагается в поле океанических плагиогранитов на диаграмме

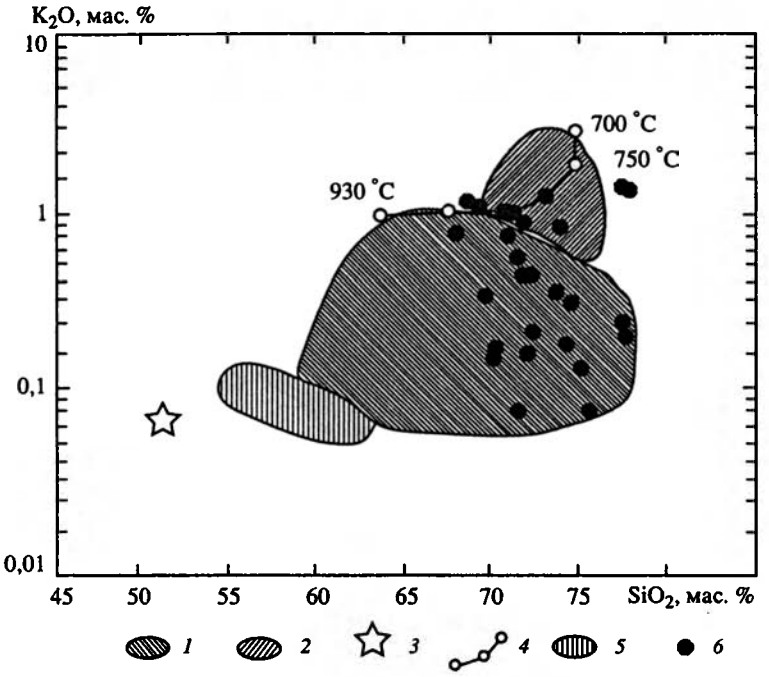


Рис. 2.3.3. Диаграмма K_2O–SiO_2 для среднеюрских и среднемеловых плагиогранитов Эконайского террейна

1 – океанические плагиограниты, по: [Колман, Донато, 1983]; *2* – континентальные трондьемиты, по: [Колман, Донато, 1983]; *3* – толеит Пикче-Горж, по: [Сайз, 1984]; *4* – кривая плавления от 700 до 930 °С, по [Сайз, 1984]; *5* – возможная область плавления плагиогранитов; *6* – анализы плагиогранитов

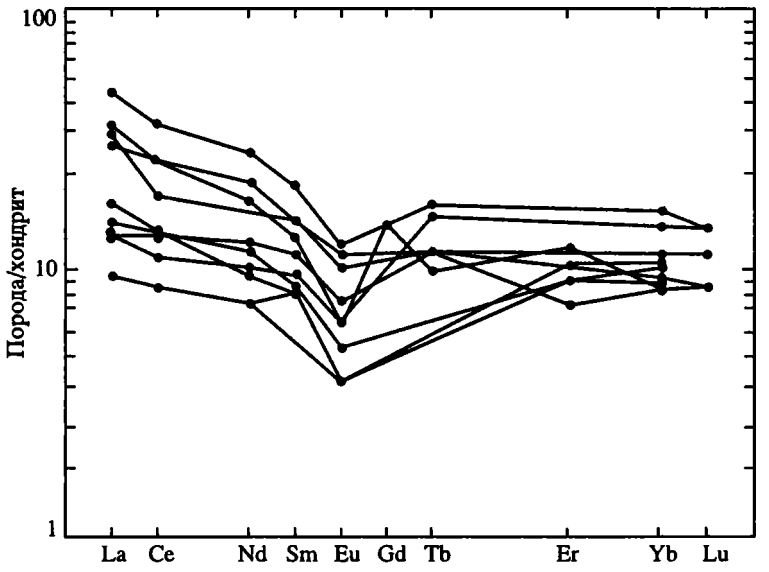


Рис. 2.3.4. Графики распределения РЗЭ, нормированные по хондриту для среднеюрских и среднемеловых плагиогранитов Эконайского террейна

Колмана K_2O–SiO_2 (рис. 2.3.3). Сходство с кислыми породами офиолитов отмечается и в распределении РЗЭ в плагиогранитах ЭТ, что выражается в целом невысоком уровне концентраций РЗЭ (10–50 хондритовых норм по легким и 8–15 по тяжелым лантаноидам); отрицательной Eu-аномалии (рис. 2.3.4). Однако обогащение в легкой части спектра РЗЭ более значительное, чем в офиолитовых плагиогранитах. Кроме того, в некоторых плагиогранитах ЭТ наблюдается слабая отрицательная аномалия церия (см. рис. 2.3.4).

По сравнению с составом гипотетического гранита океанических хребтов (ORG) [Pearce et al., 1984] плагиограниты ЭТ характеризуются широкой дисперсией K, Rb, Ba и значительным дефицитом высокозарядных элементов Nb, Ce, Zr, Sm, Y, Yb.

При обсуждении вопроса о происхождении плагиогранитного магматизма в аккреционной структуре необходимо учитывать самостоятельность плагиогранитной формации, ее пространственную оторванность от любого другого типа магматизма, прерывистый характер проявления кислого магматизма и геохимические особенности плагиогранитов. Перечисленные особенности накладывают ограничения на существующие модели для объяснения появления интрузий кислого состава во фронтальной части островных дуг, такие как модель частичного плавления кварцевого эклогита в верхней части пододвигающейся под островную дугу океанической плиты [Рингвуд, 1981] или модель частичного плавления горячей и молодой (< 20 млн лет) океанической плиты, преобразованной в амфиболит, гранатовый амфиболит, эклогит [Drummond, Defant, 1990; Drummond et al., 1996]. Отсутствие связи с базальтовым магматизмом не позволяет также использовать модели фракционной кристаллизации толеитового основного расплава, применяемую для объяснения происхождения океанических плагиогранитов и плагиогранитов островных дуг [Колман, Донато, 1983; Pearce et al., 1984; Pearce, 1996; и др.].

Не имея изотопных данных по плагиогранитным комплексам, авторы работ [Крылов, Лучицкая, 1999; Лучицкая, 2000] попытались оценить состав источника, плавление которого может дать низкокалиевые кислые расплавы. Для этого был проведен анализ кривой экспериментальных составов, полученных Р. Хельц [Helz, 1976] при частичном плавлении толеита и приведенных у Б. Сайз [1984] (см. рис. 2.3.3). На диаграмме K_2O–SiO_2 видно, что реальные составы плагиогранитов ЭТ располагаются правее и ниже экспериментальной кривой, следовательно, и предполагаемый состав источника должен располагаться правее состава толеита, т.е. иметь более высокие содержания SiO_2 при низких одержаниях K_2O (< 2%), а такой состав источника можно получить, используя смесь низкокалиевого океанического толеита и пелагических кремнистых осадков.

Особенности распределения редкоземельных элементов в плагиогранитах ЭТ наряду с низкими содержаниями крупноионных литофильных элементов также могут быть объяснены плавлением такой смеси. В пользу участия в плавлении пелагических кремнистых осадков говорит и наличие небольшой отрицательной аномалии Ce в ряде образцов плагиогранитов (см. рис. 2.3.4). Для пелагических кремнистых осадков биогенного происхождения характерна значительная отрицательная Ce-аномалия [Крылов, Григорьев, 1997], и именно такие породы слагают верхнюю часть океанических комплексов позднепалеозойского–мезозойского возраста, участвующих в строении ЭТ и в других аккреционных структурах [Аккреционная..., 1993; Григорьев и др., 1987б; Соколов, 1992; и др.].

Наибольшую трудность представляет проблема тепла, необходимого для осуществления выплавки плагиогранитов в аккреционных структурах. Из многочисленных работ хорошо известно, что температура гранитного расплава сильно зависит от давления водного флюида, для тоналитовых расплавов минимальная температура плавления составит не менее 700–750 °C [Мигматиты..., 1988; и др.].

Наличие водосодержащих минералов в плагиогранитах ЭТ косвенно указывает на то, что расплав был водонасыщенным. В пользу этого также свидетельствует и слабое развитие экструзивных фаций (кератофиров). Это позволяет предполагать, что кислые расплавы формировались при минимальных температурах в интервале 700–800 °С.

Плагиограниты ЭТ картируются среди слабометаморфизованных толщ. Параметры метаморфизма толщ, входящих в аккреционную структуру ЭТ, в которые внедрялись плагиограниты, составляют $P = 3 \div 4$ кбар и $T = 350 \div 450$ °С [Григорьев и др., 1987б]. Как менялись P–T условия с глубиной, мы не можем сейчас установить. Максимальная оценка дополнительного разогрева, необходимого для начала плавления, должна составлять не менее 300 °С. Появление гранитоидов сразу же после остановки движения вслед за фазой аккреции может быть объяснено сложением тепла, полученного за счет диссипативного разогрева в процессе трения, и тепла, обусловленного подъемом изотерм после остановки нисходящего движения погружающегося блока и последующего выравнивания теплового поля. Последнее требует детального изучения, но следует заметить, что новейшие оценки теплового потока в аккреционных структурах показали, что тепловой поток значительно выше, чем ожидалось ранее [Peacock, 1990; Plafker et al., 1989; Sakaguchi, 1996]. Для аккреционных комплексов Японии расчетный геотермический градиент составляет более 50° на 1 км и даже 90° – в момент субдукции хребта [Sakagushi, 1996].

С долей условности процесс появления плагиогранитного магматизма в аккреционных структурах можно представить в следующем виде. При субдукции нормальной океанической коры аккреционный магматизм отсутствует. Если к зоне субдукции подходит кора с аномальными свойствами, происходит увеличение сцепления между пододвигающейся плитой и надвигающейся островной дугой или краем континента, что приводит к расслоению пододвигающейся коры. Аномальная кора отличается большой мощностью и повышенной плавучестью (океанические поднятия и горы), либо имеет молодой возраст. При дальнейшем погружении океанической коры происходит срыв вдоль плоскостей расслоения и вовлечение ее верхней части в структуру аккреционной призмы и при этом – наращивание мощности аккреционной призмы, т.е. вертикальная аккреция [Соколов, 1992]. Особенности тектонического совмещения океанического (базальты, кремни) и терригенного (турбидиты) материала, характеризующие вертикальную аккрецию, рассмотрены в гл. 3.1.

В пододвигающемся блоке происходит заглубление изотерм и метаморфизм низких температур и высоких давлений, а при остановке движения аккретированного фрагмента океанической коры – выравнивание теплового поля и подъем изотерм вверх, а перемещение масс продолжается уже вдоль новой поверхности в зоне субдукции. При продолжении движения новых фрагментов океанической коры ниже аккретированного блока достигается его дополнительный разогрев за счет трения. Как было показано в гл. 3.1, даже в подошве чешуй в аккреционных призмах интегральные температуры, сопровождающие формирование терригенных меланжей, достигают 250 °С. Следовательно, можно предполагать, что в основании аккретированного блока достигаются температуры, необходимые для выплавки плагиогранитного состава, обусловленного дефицитом литофильных элементов в плавящемся субстрате.

Геологическая позиция плагиогранитных комплексов подтверждает, что их становление происходило в завершающие стадии формирования аккреционных призм (например, для меловой континентальной окраины Северо-Восточной Азии – апт–альб) и предшествовало времени активной фазы вулканизма, связанной с началом плавления океанического материала в новой зоне субдукции (поздний альб для Охотско-Чукотского вулканического пояса).

Вахталкинский блок, Ганальский хребет, Восточная Камчатка (габбро-плагиогранитная ассоциация позднемелового–раннепалеогенового (?) возраста)

Ганальский хребет является частью Восточного неотектонического поднятия, имеющего характер одностороннего горста, погружающегося к востоку и состоящего из серии кулисообразно расположенных хребтов. Ганальский хребет является самым западным из них, в нем к поверхности выведены наиболее древние метаморфические образования Восточной Камчатки.

Ганальский хребет имеет сложную покровно-складчатую структуру. На схеме строения метаморфических образований Ганальского хребта [Аккреционная..., 1993] с юга на север выделяются четыре блока, каждый из которых имеет более сложную внутреннюю структуру: Южный, Вахталкинский, Стеновой и Северный (рис. 2.3.5). Выделяются также четыре доэоценовых вещественных комплекса, имеющих тектонические взаимоотношения: слабометаморфизованный позднемеловой (ирунейская свита) преимущественно пирокластического состава; метаморфический терригенно-вулканогенный (ганальская серия); эффузивно-пирокластический (стеновая серия) и терригенно-кремнисто-вулканогенный.

Южный блок сложен слабометаморфизованными в пренит-пумпеллиитовой фации верхнемеловыми пирокластическими образованиями ирунейской свиты. Стеновой блок сложен тектонически совмещенными и совместно метаморфизованными образованиями эффузивно-пирокластического и терригенно-кремнисто-вулканогенного комплексов. Северный блок сложен породами терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса.

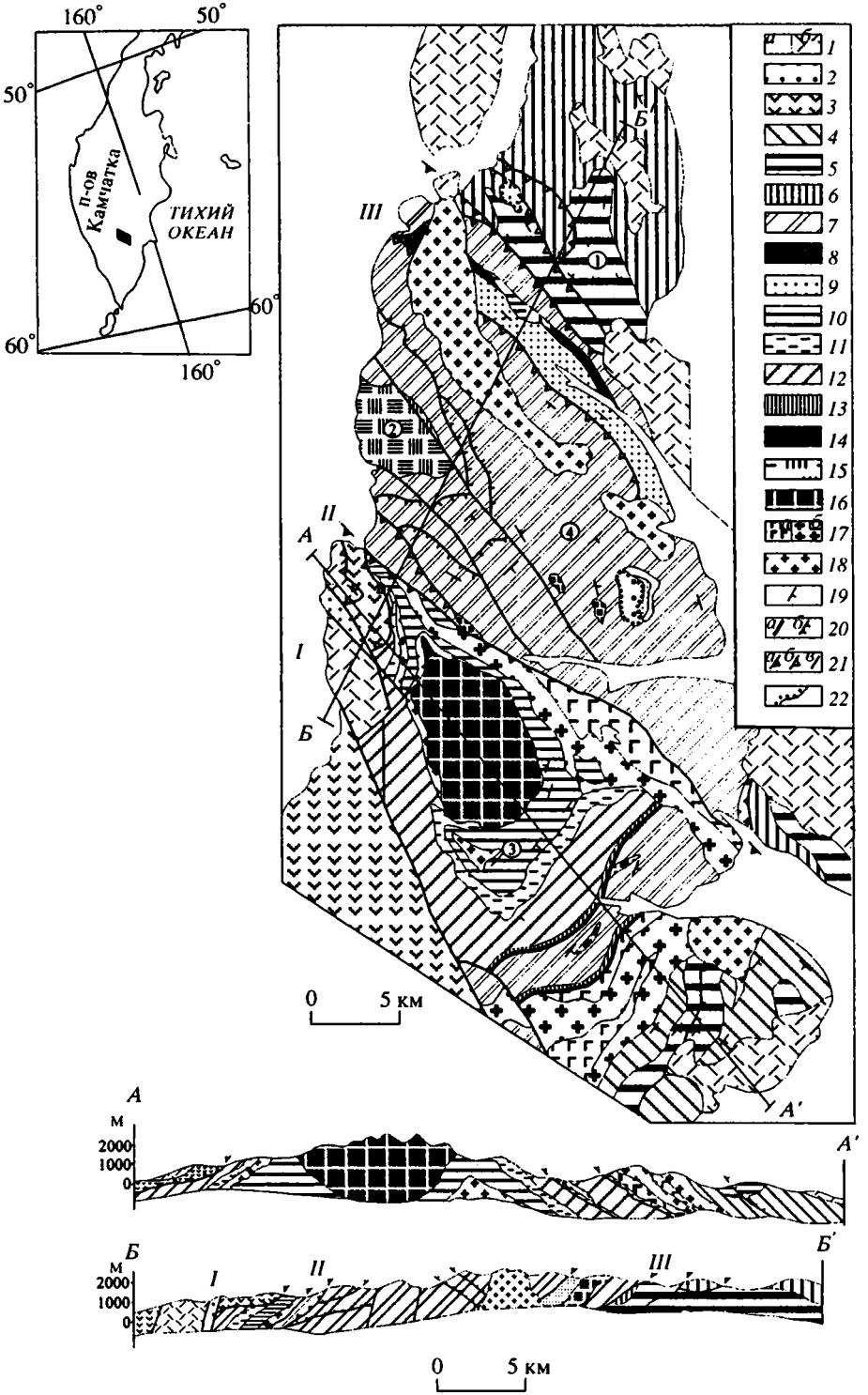
Ниже более подробно остановимся на строении Вахталкинского блока. Контакт Вахталкинского блока с Южным блоком проходит по крутопадающему разлому северо-западного простирания, на севере он сочленяется со Стеновым блоком по сдвиго-надвигу северо-западного простирания с юго-восточным падением сместителя.

В составе блока снизу вверх выделяются следующие вещественные комплексы: гранулитовый, терригенно-вулканогенный (ганальская серия), эффузивно-пирокластический (аналог стеновой серии в Стеновом блоке), терригенно-кремнисто-вулканогенный и образования ирунейской свиты. Все комплексы, за исключением гранулитового, находятся в аллохтонном залегании. Неоавтохтон представлен терригенными отложениями эоцена.

В центральной части блока расположен Юрчикский габбро-норитовый массив, прорывающий отложения терригенно-вулканогенного комплекса.

Генезис и структурное положение гранулитов являются спорными. Возможно, они представляют собой фрагменты автохтонного комплекса, сопоставимого с колпаковской серией метаморфического комплекса Срединного хребта Камчатки.

Терригенно-вулканогенный комплекс соответствует выделяемой здесь ранее [Розен, Марков, 1973; Герман, 1978; Ханчук, 1985] ганальской серии. Он расчленяется на три толщи (снизу вверх): эффузивную (800–900 м), терригенную (200–300 м) и терригенно-вулканогенную (более 2000 м). Породы метаморфизованы в а мфиболитовой фации и частично диафторированы от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. Возраст исходных пород неизвестен. Разными методами и в разное время для метаморфических пород ганальской серии получены возрасты в 2,6 (U–Pb метод), 2,0–1,7 (Pb–Pb метод) млрд лет [Львов и др., 1986], 242 (Rb–Sr метод), 188, 95–88 и 69–65 млн лет (K–Ar метод) [Герман, 1978]. По результатам ^{40}Ar-^{39}Ar датирования амфиболитов эффузивной толщи возраст прогрессивного метаморфизма составляет 50–47 млн лет [Зинкевич и др., 1993]. По первичному составу породы эффузивной толщи относятся к океаническим образованиям


160°
50°
50°
60°
60°
160°
п-ов Камчатка
ТИХИЙ ОКЕАН
III
II
I
А
Б
А'
Б'
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
0
5 км
А
м
2000
1000
0
А'
Б
м
2000
1000
0
Б'
I
II
III
0
5 км

[Розен, Марков, 1973; Лучицкая, Рихтер, 1989; Аккреционная..., 1993], породы терригенной толщи – к туффитам, субграуваккам, грауваккам и железисто-глиноземистым глинам, терригенно-вулканогенной толщи – к грауваккам, островодужным базальтам [Аккреционная..., 1993].

Эффузивно-пирокластический комплекс (стеновая серия) в полном объеме представлен только в Стеновом блоке. В Вахталкинском блоке присутствует толща, которая сопоставляется по своему строению и присутствию в разрезе сланцев по эффузивам кислого состава с нижней эффузивно-пирокластической толщей эффузивно-пирокластического комплекса Стенового блока. В ней, так же, как и в Стеновом блоке, присутствуют небольшие субвулканические тела габбро, диоритов и гранит-порфиров. Толща метаморфизована в эпидот-амфиболитовой фации. Возраст пород эффузивно-пирокластического комплекса неизвестен. Абсолютные возрасты для плагиогранит-порфиров, прорывающих породы стеновой серии Стенового блока, противоречивы: 800 (Pb–Pb метод), 487 (Rb–Sr метод) и 60 (K–Ar метод) млн лет [Герман, 1978].

Терригенно-кремнисто-вулканогенный комплекс в пределах Ганальского хребта сложен тремя толщами: вулканогенной, терригенной и кремнисто-туфогенной. В Вахталкинском блоке выходят только нижние части разреза комплекса – вулканогенная толща и нижняя часть терригенной.

Вулканогенная толща мощностью 600–800 м сложена различными зелеными сланцами, по первичному составу среди них распознаются туфы, грауваккии и базальты островодужного типа. В верхних частях разреза толщи встречаются прослои эффузивов и туфов кислого состава. Контакт с вышележащей терригенной толщей в одних случаях тектонический, в других случаях наблюдается постепенный переход через пачку переслаивания к глинистым сланцам, филлитам терригенной толщи. Породы вулканогенной толщи метаморфизованы от зеленосланцевой до эпидот-амфиолитовой фации. Возраст отложений терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса неизвестен. Возраст терригенной толщи по цирконам Pb–Pb методом составляет 1,8–1,4 млрд лет [Львов, 1986], K–Ar методом – 157 млн лет [Герман, 1978]. Большинство исследователей считают эти толщи юрско-меловыми или верхнемеловыми, что отражено в ряде изданных геологических карт.

Ирунейская свита верхнемелового возраста представлена слабометаморфизованными в пренит-пумпеллиитовой фации пирокластическими породами.

Рис. 2.3.5. Схема строения Ганальского хребта (составлена А.В. Рихтером по материалам Д.А. Бабушкина, Б.К. Долматова, М.В. Лучицкой, Г.И. Новоселова, И.А. Сидорчука)

1 – четвертичные отложения (*а*), туфы и эффузивы неогена (*б*); *2* – терригенные отложения эоцена; *3* – пирокластический комплекс (ирунейская свита) верхнего мела; *4–6* – терригенно-кремнисто-вулканогенный комплекс, толщи: *4* – вулканогенная, *5* – терригенная, *6* – кремнисто-туфогенная; *7–9* – терригенно-эффузивно-пирокластический комплекс (стеновая серия), толщи: *7* – эффузивно-пирокластическая и туфо-терригенная (нерасчлененные), *8* – терригенная, *9* – пирокластическая; *10–12* – терригенно-вулканогенный комплекс (ганальская серия), толщи: *10* – эффузивная (вахталкинская), *11* – терригенная (воеводская), *12* – терригенно-вулканогенная (дьявольская); *13* – горизонт метакарбонатных пород в терригенно-вулканогенной (дьявольской) толще; *14* – породы гранулитовой фации метаморфизма; *15* – субвулканические габбро и плагиогранит-порфиры; *16* – дометаморфические габбро-нориты и постметаморфические роговообманковые габбро (нерасчлененные); *17* – синкинематические габбро (*а*) и плагиограниты (*б*); *18* – посткинематические диориты и плагиограниты неогенового (?) возраста; *19* – элементы залегания слоистости или сланцеватости; *20* – надвиги первой фазы, ограничивающие: *а* – литопластины, *б* – чешуи; *21* – сдвиго-надвиги второй фазы, ограничивающие "блоки" (*а*) и чешуи (*б*), позднекайнозойские крутопадающие разломы (*в*); *22* – стратиграфический контакт. Цифры в кружках: 1–4 – складчатые структуры: 1–3 – антиклинали: 1 – Кижиченокская, 2 – р. Собачья, 3 – Вахталкинская; 4 – Стеновая синклиналь. *I–III* – зоны контакта между "блоками" (литопластинами): *I* – Южным и Вахталкинским, *II* – Вахталкинским и Стеновым, *III* – Стеновым и Северным

На врезке: положение метаморфических комплексов Ганальского хребта на Камчатке

Структура Вахталкинского блока может быть названа складчато-надвиговой [Аккреционная..., 1993]. В центральной части блока выделяется крупная Вахталкинская антиформа (см. рис. 2.3.5). В ее ядре залегают амфиболиты эффузивной толщи. В юго-восточной части блока на антиформную структуру с юго-востока надвинут пакет пластин, сложенных в нижней части породами эффузивно-пирокластической толщи, в верхней – терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса (см. рис. 2.3.5). Образования, слагающие пластины, прогрессивно метаморфизованы, степень метаморфизма увеличивается структурно вниз от зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой.

Северо-западная часть Вахталкинского блока осложнена зонами чешуйчатых надвигов, развитых внутри терригенно-вулканогенного комплекса (ганальской серии) (см. рис. 2.3.5). На образования терригенно-вулканогенного комплекса здесь надвинута пластина, сложенная верхнемеловыми образованиями ирунейской свиты. Все тектонические границы имеют северо-западное простирание и параллельны надвигу Вахталкинского блока в целом на Стеновой.

С юго-востока на северо-запад, т.е. структурно вниз в пределах Вахталкинского блока, можно наблюдать следующий ряд структурных форм [Аккреционная..., 1993]. В верхней части верхней пластины, сложенной породами терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса, наблюдаются открытые складки и чешуйчатые надвиги, в ее нижних частях и в подстилающей пластине, сложенной породами эффузивно-пирокластического комплекса, – изоклинальные, сильно опрокинутые к северо-западу складки и надвиги. В самых нижних частях структурного разреза наблюдаются структуры пластического течения. Структурно вниз также увеличивается метаморфизм пород от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Важную роль в структуре Вахталкинского блока играют габбро и прорывающие их плагиограниты (см. рис. 2.3.5). Ранее в литературе габбро описывались как ортоамфиболиты, плагиограниты – как пластовые тела биотит-роговообманковых, роговообманковых и гранат-роговообманковых плагиогранитов (гнейсо-гранитов) внутри ганальской серии [Герман, 1978].

Пластовые тела габбро и плагиогранитов конформны структуре вмещающих толщ и крупным разрывным нарушениям, для них характерны текстуры течения, протокластовые структуры, ориентированное расположение слагающих породы минералов. Это свидетельствует о том, что становление массивов было синкинематическим. Синтектонические габбро-плагиогранитные интрузии присутствуют на разных структурных уровнях: между терригенно-вулканогенным комплексом и прогрессивно метаморфизованной эффузивно-пирокластической толщей (в зоне надвига Вахталкинского блока на Стеновой); между последней и терригенно-кремнисто-вулканогенным комплексом, где они образуют мощные тела, погружающиеся к юго-востоку; вдоль зон тектонических срывов внутри терригенно-вулканогенного комплекса (см. рис. 2.3.5). Маломощные тела плагиогранитов залегают также в зоне контакта габброидного массива горы Юрчик с вмещающими породами и в замке Вахталкинской антиформы (см. рис. 2.3.5).

Особенностью структурного положения плагиогранитов является их залегание в основании пластины, сложенной неметаморфизованными отложениями верхнего мела на северо-западе Вахталкинского блока (рис. 2.3.6). Подстилающими образованиями для верхнемеловой толщи являются плагиогнейсы терригенной толщи. Плагиограниты слагают пластовое тело с маломощными инъекциями по сланцеватости в отложения воеводской толщи и по трещинам отдельности в вулканогенные отложения верхнего мела. По внешнему виду, текстуре, структуре, минеральному и химическому составам плагиограниты в основании пластины верхнемеловых пород ничем не отличаются от плагиогранитов более нижних структурных подразделений. То, что верхнемеловые образования находятся в покровно-надвиговом

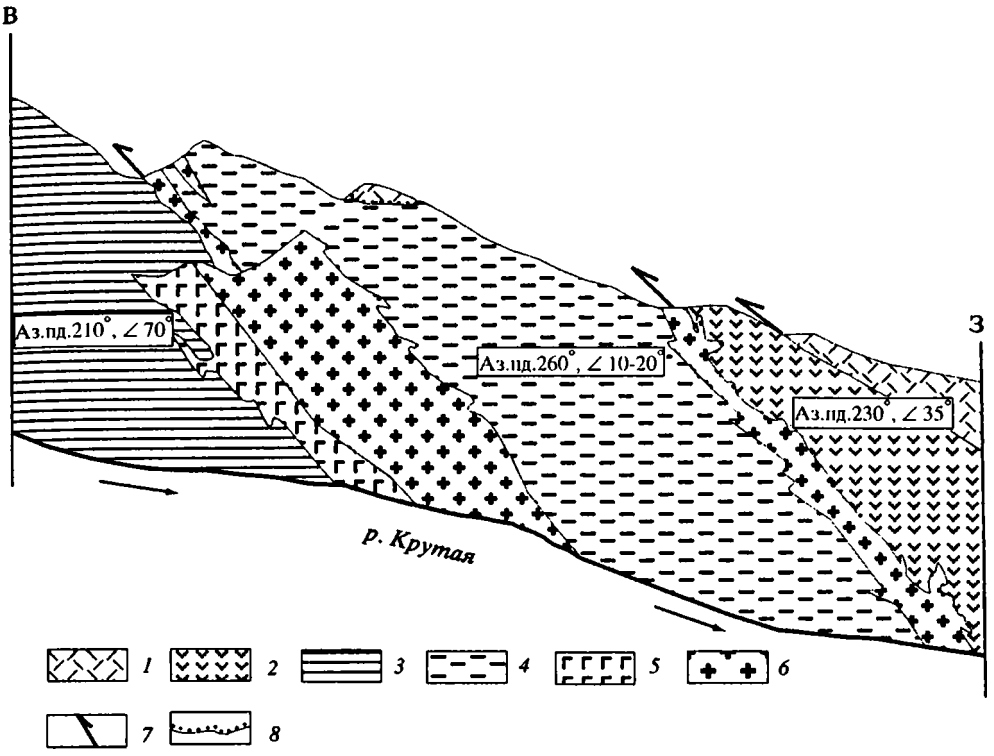


Рис. 2.3.6. Зарисовка контакта полиметаморфических образований терригенно-вулканогенного комплекса и неметаморфизованных вулканогенных отложений верхнего мела

1 – неогеновые отложения; *2* – неметаморфизованные вулканогенные отложения верхнего мела; *3, 4* – полиметаморфические образования терригенно-вулканогенного комплекса, толщи: *3* – эффузивная; *4* – терригенная; *5* – габбро; *6* – плагиограниты; *7* – направления движения по надвигам; *8* – граница несогласного залегания

залегании и плагиограниты внедрялись по тектоническому контакту, подтверждают следующие факты: отсутствие базальных горизонтов в основании верхнемеловых пород и их рассланцевание вблизи контакта с метаморфическими породами терригенной толщи, дискордантность структур и разрыв в степени метаморфизма между верхнемеловыми образованиями и образованиями терригенно-вулканогенного комплекса.

По данным А.В. Рихтера [Аккреционная..., 1993], наиболее многочисленные мощные пластовые тела габбро и плагиогранитов присутствуют на наиболее низких структурных уровнях, где развиты структуры пластического течения, и маркируют тектонические срывы двух генераций: надвиги с востока, сдвиги и надвиги северо-западного простирания. Последние, хотя и являются более поздними относительно первых для верхних структурных подразделений, но генетически с ними связаны и формировались фактически в один этап структурообразования (на что указывает положение габбро-плагиогранитных тел). Время этого этапа определяется как рубеж мела и палеогена на основании участия в надвиговой структуре верхнемеловых толщ и запечатывании всей структуры терригенными толщами эоцена. Абсолютные датировки возраста плагиогранитов и габбро согласуются с этими данными: K–Ar метод – 65 млн лет (плагиограниты) [Герман, 1978], ^{40}Ar-^{39}Ar метод по плагиоклазу (габбро) – 42 млн лет [Зинкевич и др., 1993]. По данным В.И. Виноградова и др. [1991, 1991а], возраст плагиогранитов миоценовый (7±10 млн лет) (данные Rb–Sr и Sm–Nd методов).

Плагиограниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят преимущественно из плагиоклаза олигоклаз-андезинового состава и кварца. В небольших количествах (<10%) присутствуют: роговая обманка, биотит, гранат, реже – калиевый полевой шпат (1%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, рудным минералом.

По соотношению нормативных Ab, An, Or кислые породы Вахталкинского блока относятся к тоналитам и трондьемитам. На диаграмме K_2O–SiO_2 плагиограниты располагаются в пределах поля континентальных трондьемитов, небольшая часть анализов попадает в поле океанических плагиогранитов [Колман, Донато, 1983].

Содержания РЗЭ в плагиогранитах имеют большой разброс (5–50 хондритовых норм по легким и 1–10 по тяжелым лантаноидам) (рис. 2.3.7). На нормированных по хондриту графиках РЗЭ выделяются две группы пород. Первая группа характеризуется обогащением в легкой части спектра, уплощенным спектром в тяжелой части и слабой отрицательной Eu-аномалией, в единичном случае положительной Eu-аномалией. Для второй группы пород также характерны: обогащение легкой части спектра, резкое обеднение тяжелыми РЗЭ, слабая положительная Eu-аномалия. Обеднение тяжелыми РЗЭ может быть объяснено присутствием в рестите граната, который является минералом концентратором Y и тяжелых РЗЭ, что также подтверждается наличием граната в амфиболитах эффузивной толщи терригенно-вулканогенного комплекса.

Сравнение составов плагиогранитов Вахталкинского блока с составом ORG [Pearce et al., 1984] указывает на дисперсию в них K, Rb и дефицит высокозарядных элементов, в частности, Nb, Ce, Zr, Sm, Y, Yb, в отдельных образцах плагиогранитов концентрации этих элементов отличаются от концентраций в ORG почти на порядок. На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] плагиограниты Вахталкинского блока попадают в поля гранитов островных дуг (рис. 2.3.8).

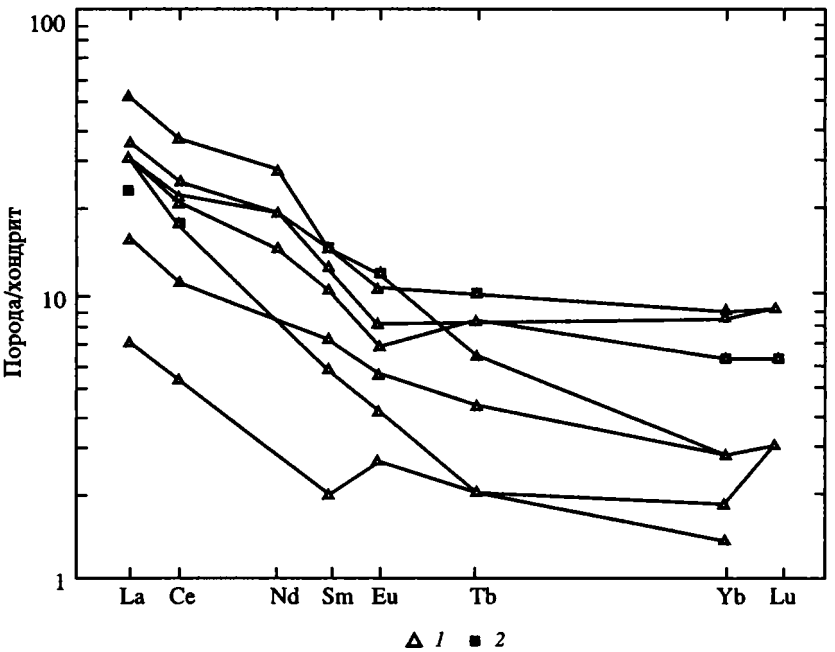


Рис. 2.3.7. Графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту для плагиогранитов и габбро Вахталкинского блока

1 – плагиограниты; *2* – габбро

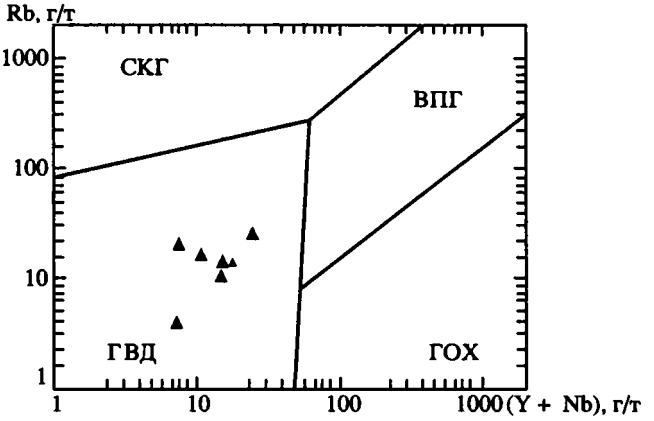


Рис. 2.3.8. Диаграмма Rb–(Y+Nb) для плагиогранитов Вахталкинского блока
Граниты: ГОХ – океанических хребтов; ГВД – вулканических дуг; ВПГ – внутриплитные; СИНКОЛГ – синколлизионные

Приведенный геологический материал показывает, что для Вахталкинского блока, как и для Ганальского хребта в целом, фиксируется одновременность становления тектонической структуры, метаморфизма и внедрения синкинематических габбро и плагиогранитов. Так как плагиограниты прорывают габбро, внедрение последних происходило на более ранних этапах. Плагиограниты не могли образоваться при фракционной кристаллизации габброидов, так как: 1) практически отсутствуют породы среднего состава, диориты; 2) объем плагиогранитов примерно равен или несколько превышает объем габбро. Метаморфизм, сопровождавший становление структуры, достигал амфиболитовой фации. По данным Х.А. Мохамеда и др. [1998], для метаморфических пород ганальской серии по расчетам различных геотермометров и геобарометров фиксируются температуры 730–800 °С и давления 6,8–7,3 кбар, т.е. можно предполагать, что *P–T* условия, необходимые для выплавки плагиогранитного состава, существовали на глубинных уровнях тектонической структуры. На это указывает и распределение плагиогранитных тел по разрезу, многочисленные и наиболее мощные тела которых присутствуют на наиболее низких структурных уровнях, там, где развиты структуры пластического течения [Аккреционная..., 1993].

В процессе плавления при формировании плагиогранитов должны были участвовать слагающие Вахталкинский блок толщи, среди которых встречаются породы как океанического, так и островодужного генезиса. К первым относится нижняя эффузивная толща терригенно-вулканогенного комплекса (ганальской серии), ко вторым – верхняя терригенно-вулканогенная толща терригенно-вулканогенного комплекса (ганальской серии), эффузивно-пирокластическая толща (аналог стеновой серии), вулканогенная толща терригенно-кремнисто-вулканогенного комплекса.

Расположение анализов плагиогранитов в поле гранитов вулканических дуг на диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] (см. рис. 2.3.8) также можно интерпретировать как присутствие в составе источника толщ островодужного генезиса. Об этом же свидетельствует и обогащение плагиогранитов литофильными элементами и дефицит в них высокозарядных.

Таким образом, внедрение габбро-плагиогранитных интрузий можно рассматривать как следствие тектонического совмещения океанических и островодужных комплексов, происходящее во время аккреции на рубеже мела–палеогена. Утол-

щение коры в процессе вертикальной аккреции сопровождалось метаморфизмом, достигающим амфиболитовой фации, и выплавлением низкокалиевой гранитной магмы. Вопрос происхождения габброидной магмы пока остается открытым из-за отсутствия данных по геохимии и минеральному составу габброидов.

В отличие от предыдущего примера Янранайской аккреционной призмы материал по Вахталкинскому блоку свидетельствует о проявлениях гранитоидного магматизма, связанного с вертикальной аккрецией, в более глубинных условиях.

Террейны Чугач, Принс Вильям, Пенинсула, Южная Аляска (раннемеловые, палеоценовые, эоценовые тоналит-трондьемитовые комплексы)

На Южной и Юго-Западной Аляске вкрест простирания структур с юго-востока на северо-запад выделяется ряд крупных тектоно-стратиграфических террейнов: Принс Вильям, Чугач и Пенинсула. Все они в различное время аккретировали к окраине Северо-Американского континента и в целом образуют гигантскую аккреционную структуру Южной Аляски (рис. 2.3.9). Ниже приводится очень краткая характеристика слагающих террейны образований. Более подробный обзор дан в работе М.В. Лучицкой [2001].

В состав террейна Принс Вильям входят формация Гост Рокс позднемелового–раннепалеоценового возраста и группа Орка позднепалеоценового–среднеэоценового возраста [Hill et al., 1981; Plafker et al., 1994]. Первая рассматривается как субдукционный меланж, аккретированный к верхнемсловой формации Кодьяк (террейн Чугач) 62 млн лет назад и пододвинутый под нее; последняя представляет собой флишевый комплекс глубоководного конуса выноса, время его аккреции к террейну Чугач – 51±3 млн лет.

Террейн Чугач в своей центральной части включает отложения группы Вальдез и комплекса Мак-Хьюг [Pavlis et al., 1988], а в юго-восточной части – формации Кодьяк и Шумагин [Hill et al., 1981; Plafker et al., 1994].

Формации Кодьяк, Шумагин и группа Вальдез сложены преимущественно флишевыми отложениями с подчиненным количеством вулканических пород. Возраст формаций Кодьяк, Шумагин и группы Вальдез установлен как позднекампанский-раннемаастрихтский [Plafker et al., 1994]. Предполагается, что отложения группы Вальдез формировались в глубоководном желобе [Pavlis et al., 1988], а метабазальты группы Вальдез интерпретируются как остатки примитивной внутриокеанической дуги, сформированной на плите Кула и мигрировавшей к Андийской континентальной окраине. Комплекс Мак-Хьюг представляет собой субдукционный меланж позднетриасового–среднемелового возраста.

Террейн Пенинсула – это островная дуга позднетриасового-раннеюрского возраста. Его фрагменты, раздробленные в зоне разлома Бордер Рэйндж, разделяющего террейны Чугач и Пенинсула, выделены как терерйн Кник Ривер [Pavlis et al., 1988].

Таким образом, аккреционная структура Южной Аляски сложена разновозрастными островодужными, флишевыми, субдукционными и океаническими комплексами, формирование которых происходило вблизи конвергентной границы Тихоокеанской и Северо-Американской плит. Структурными и геохронологическими исследованиями устанавливается многоактная аккреция, приведшая к образованию достаточно мощной коры континентального типа.

В кратком виде история развития аккреционной структуры выглядит следующим образом. В позднем триасе–ранней юре в результате субдукции океанической плиты Фараллон под континентальную окраину Северной Америки возникла

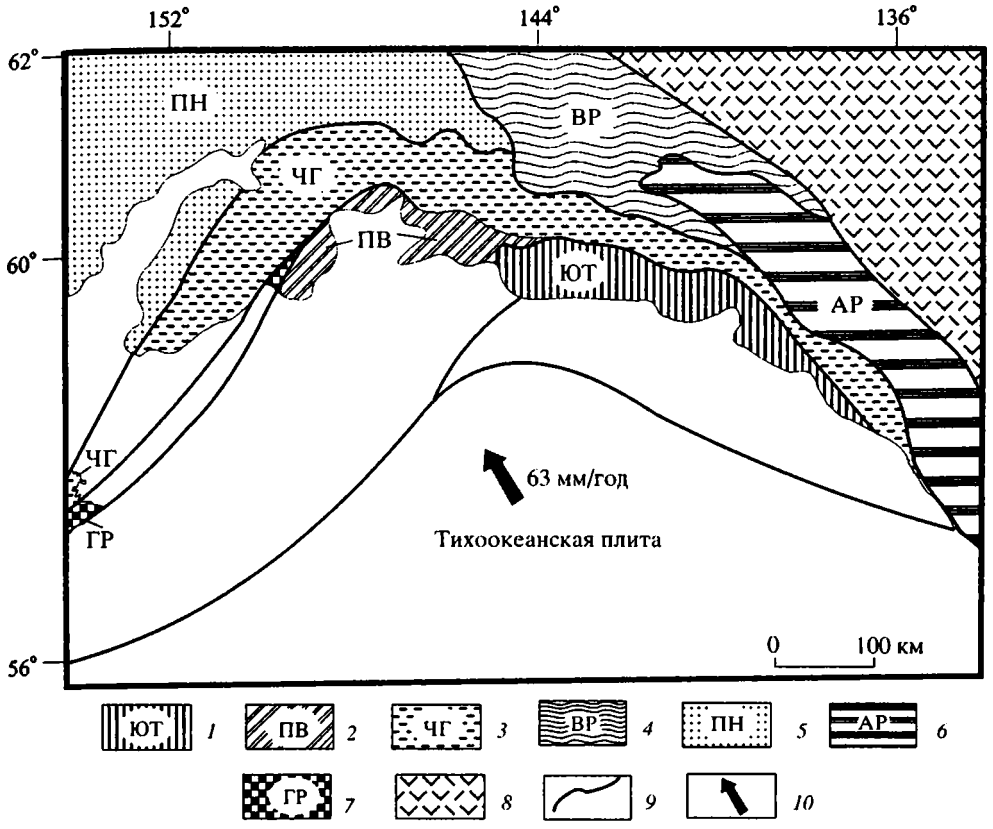


Рис. 2.3.9. Генерализованная схема тектоно-стратиграфических террейнов Южной-Центральной Аляски и прилегающих районов, по: [Jones et al., 1987] и [Plafker, 1989] (с упрощениями). Относительное движение Тихоокеанской плиты, по: [Engebretson et al., 1985]

1–8 – террейны: *1* – Юкон-Танана, *2* – Принс Вильям, *3* – Чугач, *4* – Врангелия, *5* – Пенинсула, *6* – Александрия, *7* – Гост Рокс, *8* – нерасчлененные; *9* – разломы; *10* – направление движения Тихоокеанской плиты

островная дуга Талкитна. Остатки этой дуги и составляют террейн Пенинсула. В поздней юре–раннем мелу на основании террейна Пенинсула развиваются магматическая дуга Читина (поздняя юра) и расположенная в 100 км в сторону континента дуга Чизана (ранний мел), образуется субдукционный меланж комплекса Мак-Хьюг террейна Чугач. Окончательная аккреция комплекса Мак-Хьюг вдоль системы разломов Бордер Рэйндж к террейну Пенинсула происходит к среднему мелу. В раннем мелу–начале позднего мела возникает андийская дуга Клюан при субдукции плиты Кула и синхронно происходит формирование флиша группы Вальдез террейна Чугач. В позднем мелу–палеогене при продолжении активности дуги Клюан происходит снос с нее материала и формирование конуса выноса группы Орка, а также аккреция субдукционного меланжа Гост Рокс террейна Принс Вильям к террейну Чугач. В эоцене завершается аккреция всего террейна Принс Вильям к террейну Чугач.

С раннемеловым, палеоценовым и эоценовым этапами формирования аккреционной структуры Южной и Юго-Западной Аляски связан тоналит-трондьемитовый магматизм.

Раннемеловой тоналит-трондьемитовый магматизм подробно описан Т. Павлисом [Pavlis et al., 1988] для террейна Чугач (рис. 2.3.10). Структурное положение

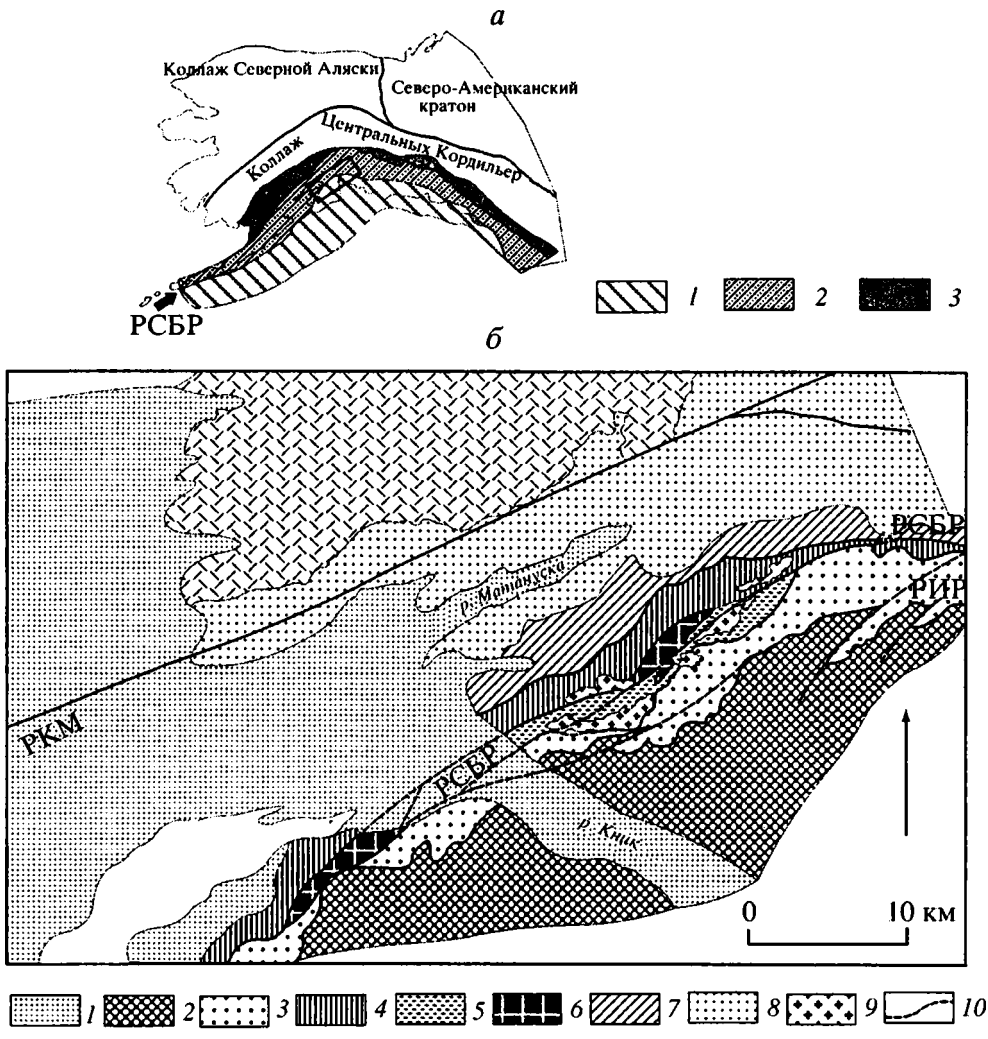


Рис. 2.3.10. Тектоническая схема (*а*) и региональная геология западной части гор Чугач (*б*)

а: *1* – мезозойско-кайнозойский субдукционный комплекс; *2* – супертеррейн Южной Аляски; *3* – мезозойская сутура; прямоугольник – местоположение *б*; *б*: *1* – четвертичные отложения; *2, 3* – террейн Чугач: *2* – группа Вальдез, *3* – комплекс Мак-Хьюг; *4–6* – террейн Кник Ривер: *4* – плутонический субтеррейн, *5* – метаморфический субтеррейн, *6* – тела ультрамафитов; *7* – террейн Пенинсула; *8* – мезозойско-кайнозойские осадочные комплексы нерасчлененные; *9* – меловые интрузии; *10* – известные третичные разломы гор Северного Чугача. Разломные системы: РКМ – разлом Касл Маунтейн, РИР – разлом Игл Ривер, РСБР – разломная система Бордер Рэйндж

интрузивных тел характеризуется тем, что они, с одной стороны, дискордантны надвиговым нарушениям разломной системы Бордер Рэйндж, т. е. их внедрение происходило после главной фазы надвигообразования и, соответственно, этапа аккреции, с другой стороны, часть тоналитовых плутонов несет следы пластической деформации в твердом состоянии, а трондьемитовые дайки смяты в складки и будинированы, т. е. они являются синкинематическими.

Палеоценовые гранитоидные интрузивы описаны М. Хиллом с соавторами [Hill et al., 1981] под термином "гибридные гранодиориты". Они приурочены к границе террейнов Чугач и Принс Вильям и закартированы в виде мелких плутонов и

батолитов на островах Санак, Шумагин, Кодьяк. По данным Ф. Баркера [Barker et al., 1991], гранитоидные плутоны входят в состав внешней дуги в системе парных магматических дуг, связанных с субдукцией плиты Кула 65–48 млн лет назад. Внутренняя типично андийская дуга сформировалась на расстоянии 150–200 км внутрь континента и представлена северной частью Берегового батолита Юго-Восточной Аляски. Плутоны прорывают верхнемеловые отложения формации Кодьяк на о-ве Кодьяк и коррелируемые с ними отложения формации Шумагин на островах Санак и Шумагин [Hill et al., 1981]. Мелкие плутоны интрудируют отложения формации Гост Рокс о-ва Кодьяк палеоценового возраста [Hill et al., 1981].

Эоценовый тоналит-трондьемитовый магматизм рассмотрен Н. Харрисом с соавторами как преддуговой [Harris et al., 1996]. Интрузивы прорывают отложения террейнов Чугач и Принс Вильям. Они представлены дайками мощностью от 10 см до нескольких метров и небольшими штоками, иногда достигающими 80 км в длину. Возраст интрузивов составляет 52 и 50 млн лет (^{40}Ar-^{39}Ar датировки по роговой обманке [Onstott et al., 1989] и биотиту соответственно). По данным структурных наблюдений, реконструируются четыре деформационных события и связанных с ними этапа магматической активности. Первые три этапа происходили в условиях пластической деформации одновременно с метаморфизмом зеленосланцево-амфиболитовой фации в терригенных породах террейна Чугач [Harris et al., 1996]. Четвертый этап был связан с хрупкой деформацией.

Состав раннемеловых, палеоценовых и эоценовых интрузивных пород различается. Раннемеловые интрузивы представлены преимущественно биотитовыми тоналитами с переходами как к роговообманково-биотитовым тоналитам, так и к трондьемитам. В подчиненном количестве в качестве более ранних фаз присутствуют диориты и пироксеновые габбро. Палеоценовые плутоны представлены биотитовыми тоналитами, биотитовыми гранодиоритами и биотитовыми гранитами, эоценовые – преимущественно тоналитами и трондьемитами, в меньшей степени – гранодиоритами, гранитами, адакитами. Соответственно, на диаграмме Ab–An–Or раннемеловые и эоценовые породы занимают поля тоналитов и трондьемитов и на диаграмме Na_2O–K_2O–CaO следуют габбро-трондьемитовому тренду, палеоценовые породы – поля гранодиоритов, адамеллитов, гранитов – следуют известково-щелочному тренду.

Нормированные по хондриту графики РЗЭ палеоценовых пород имеют обогащенную легкую часть спектра. С ростом SiO_2 происходит увеличение отрицательной Eu-аномалии [Hill et al., 1981]. М.Хилл с соавторами предполагают, что увеличение содержаний Rb, Sr, отношения Rb/Sr и уменьшение Eu/Eu^* с ростом SiO_2 свидетельствуют об участии фракционной кристаллизации в процессе образования интрузий. Для графиков РЗЭ эоценовых пород также характерно обогащение легкой части спектра, при этом обеднена тяжелая часть спектра и в целом содержания РЗЭ более низкие, чем в палеоценовых породах. Для части эоценовых пород графики РЗЭ перекрываются с таковыми для метаосадочных пород и лейкосомы мигматитовых гнейсов по осадочным породам.

Т. Павлис с соавторами [Pavlis et al., 1988] предполагают, что внедрение тоналит-трондьемитовых плутонов фиксировало завершение раннемелового этапа аккреции. Плутоны внедрялись вдоль системы надвигов, формирующихся в меловое время; она наследовала более древнюю разломную систему, разделяющую террейн Пенинсула и океанический протолит комплекса Мак-Хьюг, входящий в состав террейна Чугач. Там, где плутоны внедрялись на относительно высоких структурных уровнях, они секут раннее сформированные разломы, наоборот, на более глубинных уровнях они участвуют в пластической деформации и подвергаются пластичному сдвигу в условиях остывания до температур зеленосланцевой фации.

Поскольку плутоны локализованы вдоль границы между островодужными комплексами террейнов Пенинсула и Кник Ривер и субдукционными образованиями комплекса Мак-Хьюг террейна Чугач (см. рис. 2.3.10), Т. Павлис с соавторами [Pavlis et al., 1988] рассматривают их как особый тип магматизма – околожелобовый трондьемитовый магматизм. Формирование тоналит-трондьемитовой серии они связывают с частичным плавлением амфиболитов или метаграувакк в зоне субдукции на небольших глубинах.

Геохимические и изотопные данные по Sr и O для палеоценовых интрузий и вмещающих пород, данные по составу ксенолитов в них, по мнению авторов [Hill et al., 1981], показывают, что палеоценовые породы являются гибридными и образовались в результате процесса частичного плавления источника, в котором участвовало два компонента. Первый – мафический с низкими значениями величин $^{87}Sr/^{86}Sr$ и ^{18}O. Его поступление связано с активностью хребта Кула–Фараллон, субдуцирующего под аккреционную призму Южной Аляски 60 млн лет назад. Вторым компонентом является осадочный материал аккреционной призмы. Субдукция океанического хребта обеспечивала необходимое тепловое воздействие для начала плавления осадочного материала внутри аккреционной призмы и образования кислой магмы. Гибридная магма, образовавшаяся при смешении двух, основной и кислой, магм, испытывала на заключительном этапе развития некоторое фракционирование состава.

Данные по РЗЭ и изотопии Sr и Nd для эоценовых плутонов также показывают, что существовало два возможных источника магмы при формировании серии кислых интрузивных пород: метаосадочные породы аккреционной призмы террейна Чугач и мафический, базальтовый. Импульсы эоценового тоналит-трондьемитового магматизма Н. Харрис с соавторами [Harris et al., 1996] увязывают с изменениями конфигураций плит Кула–Северная Америка–Фараллон, в результате которых в зону субдукции погружался океанический хребет и добавка тепла обеспечивала плавление ранее аккретированных пород, в том числе осадков призмы. Магмы, возможно, генерировались на относительно небольших глубинах и мигрировали вдоль разломов внутри аккреционного комплекса, что, в конечном итоге, определило преддуговое (fore-arc) положение тоналит-трондьемитовых интрузивных комплексов и позволило авторам [Harris et al., 1996] называть этот тип магматизма преддуговым (fore-arc).

Береговой ороген, сдвиговая зона Байджа, Британская Колумбия (Береговой плутонический комплекс)

Для района Британской Колумбии большую роль в развитии аккреционного магматизма играет сдвиговая тектоника. Береговой ороген Британской Колумбии образовался при аккреции террейна Стикиниа и супертеррейна Инсулар к окраине Северной Америки. Причленение террейна Стикиниа к окраине Северной Америки имело место в дораннемеловое время. Для террейнов Врангелия и Александрия, составляющих супертеррейн Инсулар, предполагаются различные модели развития, включающие как их значительные перемещения в позднемеловое время с широты сегодняшней Калифорнии, так и их приблизительно стационарное положение со среднего мела [Hollister, Andronicos, 1997].

Береговой ороген включает Береговой плутонический пояс протяженностью 2000 км, в котором с запада на восток выделяются пояса гранитоидов юрского, ранне-среднемелового и третичного возраста. Вдоль западной границы Берегового плутонического пояса простирается сдвиговая зона Байджа. Одним из компонентов сдвиговой зоны являются гнейсы и мигматиты, образующие Центральный

гнейсовый комплекс, интрудированный серией пластовых рассланцованных тоналитовых и гранодиоритовых плутонов и даек, известных как "рассланцованный тоналитовый силл" (часть Берегового плутонического пояса). Возраст плутонов и даек 72–58 [Hollister, Andronicos, 1997], 83–59 [Chardon et al., 1999] млн лет.

Структурные исследования позволили установить последовательность высокотемпературных деформационных и магматических событий сдвиговой зоны Байджа. Ранние деформации зафиксированы широкой зоной одновременных надвигов юго-западного направления и правых сдвигов, параллельных орогену, что свидетельствует об условиях транспрессии. На глубинных уровнях структуры происходил метаморфизм (T = 600÷700 °C). Последующее внедрение синтектонических плутонов затушевало большую часть более ранних деформаций [Hollister, Andronicos, 1997]. Сами плутоны подвержены деформациям, т.е. последние продолжались и после внедрения, причем сдвиговые деформации сосредотачивались именно в ослабленной и "размягченной" присутствием расплава коры. Наиболее поздние деформации связаны со структурами растяжения и синхронного ему внедрения плутонов. М. Кроуфорд с соавторами [Crawford et al., 1999] также указывают на сочетание левосдвиговых деформаций и растяжения, одновременных с внедрением плутонов для этапа 67–51 млн лет.

Формирование тоналитовых плутонов С. Холлистер, К. Андроникос [1997] связывают с внедрением базальтовой магмы по системе каналов, образованных сдвигами зоны Байджа. Авторы считают, что крупномасштабная сдвиговая разломная система, вызывающая тысячекилометровые перемещения супертеррейна Инсулар, должна была приводить к расколу коры и достигать астеносферы или зоны Беньофа. Базальтовые магмы давали тепло для плавления внутри коры и генерации тоналитового расплава при T выше 1000 °C. Присутствие мантийного вещества фиксируется наличием многочисленных синплутонических базальтовых даек в тоналитовых плутонах и небольших ультрамафитовых тел. Продолжающиеся эпизоды деформации, внедрения базальтовой магмы и последующего плавления и рекристаллизации при высоких температурах затушевали доказательства ранних деформаций.

С. Холлистер, К. Андроникос в более поздней работе [Chardon et al., 1999] подчеркивают, что внедрение батолитов Берегового плутонического пояса на более раннем этапе 110–87 млн лет также происходило в условиях крупномасштабной транспрессии (одновременное проявление левосдвиговых и складчато-надвиговых деформаций).

Таким образом, процесс вертикальной аккреции на континентальной окраине Северной Америки в районе Британской Колумбии в течение мелового–третичного времени характеризовался сложным сочетанием процессов причленения террейнов, утолщения коры, формирования сдвигов корового масштаба, метаморфизма и неоднократных импульсов тоналитового магматизма. Последний способствовал локализации сдвиговых деформаций именно в зонах "размягченной" расплавом коры.

Аккреционные призмы Шиманто и Хидака (Япония)

Пояс Шиманто, сложенный породами мелового-третичного возраста расположен в юго-западной части Японии и рассматривается как аккреционная призма, сформированная при субдукции Тихоокеанской океанической плиты под палео-Японскую островную дугу в течение мелового–третичного времени [Taira et al., 1988]. Вкрест простирания пояса Шиманто с севера на юг выделяются три части, в которых представлены соответственно отложения мелового, палеоценового–эоце-

нового и миоценового возраста. Преобладающим типом отложений во всех трех зонах является глубоководный флиш. Характерно также присутствие многочисленных линейно вытянутых зон меланжа, в котором в сланцевом матриксе имеются фрагменты преимущественно океанических пород: пиллоу-базальтов, кремней, гемипелагических сланцев, известняков [Taira et al., 1988]. Для меланжа меловой части пояса Шиманто устанавливается омоложение возраста глыб в направлении к океану, что является, по мнению А. Таира с соавторами [1988], сильным аргументом в пользу того, что меланж образовался в результате субдукции океанической плиты.

Пояс Шиманто характеризуется чешуйчато-надвиговой структурой, внутри пакета пластин, разделенных надвигами, структура флиша моноклинальная, осложненная изоклинальными складками. В целом она хорошо сопоставляется с современной структурой аккреционной призмы в желобе Нанкай [Taira et al., 1988].

В поясе Шиманто присутствуют вулкано-плутонические комплексы среднемиоценового возраста (14±1 млн лет), преимущественно кислого и (в меньшей степени) основного состава [Stein et al., 1992]. По отношению к предполагаемой позиции желоба и вулканического фронта в миоценовое время этот магматизм околожелобовый.

Породы кислого состава относятся к известково-щелочному ряду, характеризуются пералюминиевым и металюминиевым составом соответственно в южной и северной частях пояса и содержат включения метаморфических пород, по которым получены P = 7÷8 кбар, T = 800÷850 °С. Основные породы описаны как щелочной комплекс Ашизури и имеют преимущественно характеристики E-MORB. Геохимия пород указывает, что члены комплекса Ашизури образовались последовательно в результате фракционной кристаллизации [Stein et al., 1992].

Авторы [Stein et al., 1992] предлагают следующее объяснение проявлений магматизма кислого состава в околожелобовой позиции. Поднятие горячей обогащенной мантии, родоначальной для пород комплекса Ашизури, могло происходить в результате отрыва части погружающейся океанической плиты при коллизии океанический хребет–желоб. Горячая мантия представляла источник тепла, достаточный для плавления корового материала и образования магматитов кислого состава.

Аккреционная призма позднемелового–раннепалеогенового возраста реконструируется в центральном Хоккайдо, северная Япония. Она сложена терригенными породами супергруппы Хидака и их метаморфическими аналогами. В пределах аккреционной структуры выделяется магматическая зона Хидака протяженностью 300 км. Отмечается, что степень метаморфизма вмещающих терригенных отложений возрастает в западном направлении к магматитам зоны Хидака от зеленосланцевой до гранулитовой фации [Maeda, Kagami, 1996].

Магматический комплекс в северной части гор Хидака представлен (снизу вверх): перидотитами Магарисава, расслоенными габброидами Панкенуши, плутоническим комплексом Мемуродаки (роговообманковые габбро и роговообманковые, биотитовые диориты) и гранитоидными (преимущественно тоналитовыми) комплексами. Возраст гранитоидов составляет 55 млн лет [Maeda, Kagami, 1996]. Габброиды Панкенуши прорваны базальтовыми дайками Чироро.

По геохимическим параметрам базальты Чироро сходны с N-MORB. Первичные изотопные отношения Sr и Nd указывают, что мантийным источником для базальтов Чироро являлись перидотиты Магарисава и магмы, сформировавшие базальты Чироро, являлись родоначальными для габброидов Панкенуши и Мемуродаки. Кроме того, изотопные отношения Sr и Nd свидетельствуют, что габброиды Панкенуши и Мемуродаки, с одной стороны, имеют общую петрогенетическую историю, с другой стороны, говорят об участии вещества аккреционной призмы в образовании пород комплекса Мемуродаки [Maeda, Kagami, 1996].

Дж. Маеда и Х. Кагами [1996] связывают по времени проявления магматизма N-MORB типа в аккреционной призме с субдукцией океанического хребта Кула–Пацифик в позднем палеоцене–раннем эоцене и предполагают следующую последовательность событий. Магма N-MORB, отделившаяся от воздымающейся астеносферной мантии вдоль хребта Кула-Пацифик, мигрировала в основание аккреционной призмы и формировала там магматическую камеру. Аккретированный осадочный материал был метаморфизован до гранулитовой фации под воздействием тепла от повторных инъекций базитовой магмы и частично испытал анатексис с образованием гранитных магм. Одновременно N-MORB магма фракционировала, образуя расслоенные габброиды Панкенуши, и ассимилировала материал аккреционной призмы. Спорадические инъекции магмы из магматической камеры в вышележащие метаосадочные породы и (или) их анатектические расплавы приводили к формированию гетерогенного габбро-диоритового гибридного комплекса серии Мемуродаки.

Итак, процессы вертикальной аккреции, проявленные в мезозое на активной континентальной окраине Тихого океана, сопровождаются проявлениями гранитоидного (преимущественно тоналит-трондьемитового) магматизма.

Геологическая позиция аккреционных гранитоидов подтверждает, что, с одной стороны, их становление происходит в завершающие стадии формирования аккреционных призм, т.е. после совмещения океанических и островодужных комплексов в процессе вертикальной аккреции, с другой стороны, аккреционный (околожелобовый, преддуговой) магматизм может проявляться синхронно с развитием типичного островодужного известково-щелочного магматизма. Так, для Южной Аляски раннемеловому околожелобовому трондьемитовому магматизму соответствует магматическая дуга Чизана, а палеоценовому и эоценовому – формирование Берегового батолита на завершающих стадиях активности андийской дуги Клюан. В последнем случае фронт развития преддугового тоналит-трондьемитового магматизма фиксируется параллельно фронту развития островодужного магматизма на расстоянии от него в сторону океана в среднем на 100–200 км [Hill et al., 1981; Barker et al., 1991]. Для юго-западной Японии отмечается синхронность проявления миоценового вулканизма в островной дуге и в аккреционной призме Шиманто. Для среднеюрских аккреционных плагиогранитов Эконайского террейна Корякии синхронная магматическая островная дуга не наблюдается, она появляется только в поздней юре, и концу ее активности соответствуют среднемеловые аккреционные плагиограниты Эконайского террейна.

Состав продуктов аккреционного магматизма варьирует как для различных районов, так и для разновозрастных аккреционных магматитов одного района (например, Южная Аляска) что, по-видимому, зависит от состава комплексов, входящих в аккреционную структуру и подвергающихся плавлению.

В целом можно отметить, что аккреционные магматиты имеют преимущественно низкокалиевый тоналит-трондьемитовый состав и, соответственно, отличаются от нормальных калиевых гранитов подобно тому, как первичнокоровые серогнейсовые (тоналит-трондьемит-гранодиоритовые) комплексы архея отличаются от зрелых калиевых гранитов, первое массовое выплавление которых было приурочено к рубежу 2,8–2,5 млрд лет и знаменовало формирование зрелой континентальной коры. К сожалению, для большинства примеров аккреционного магматизма в литературе не опубликовано данных по петро-, геохимическому составу магматитов, поэтому проведение корректного сопоставления их средних составов с составом континентальной коры является одной из задач последующих работ.

Причины, которые приводят к проявлению гранитоидного магматизма в аккреционных структурах, пока остаются невыясненными. Рассмотренные примеры свидетельствуют в пользу полигенной природы этого специфичного по своему

структурному положению магматизма. Для районов Южной Аляски (палеоценовых и эоценовых тоналит-трондьемитовых комплексов), юго-западной Японии (аккреционная призма Хидака) привлекается механизм субдукции океанического хребта, что дает тепловое воздействие, необходимое для начала плавления. При этом в ряде случаев изотопными данными устанавливается смешение базитовых расплавов и расплавов, полученных при плавлении материала аккреционной призмы. В случае плагиогранитного аккреционного магматизма Эконайского террейна предполагается, что к зоне субдукции подходит кора с аномальными свойствами, т.е. обладающая либо большой мощностью и вследствие этого повышенной плавучестью (океанические поднятия и горы), либо имеющая молодой возраст. Внедрение габбро-плагиогранитных интрузий Вахталкинского блока Ганальского хребта рассматривается как следствие тектонического совмещения океанических и островодужных комплексов, происходящее во время аккреции на рубеже мела–палеогена. Процесс аккреции сопровождался метаморфизмом, достигающим амфиболитовой фации, и выплавлением низкокалиевой гранитной магмы.

Кроме того, в качестве источника тепла, приводящего к плавлению коры и генерации тоналитовых расплавов, предполагаются базальтовые магмы, возникшие при плавлении астеносферной мантии либо в результате механизма отрыва части погружающейся океанической плиты (аккреционная призма Шиманто), либо при глубоком расколе коры в случае проявления крупномасштабной сдвиговой тектоники (разломная зона Байджа Британской Колумбии).

Проблема происхождения аккреционного магматизма тесно смыкается с проблемой генезиса адакитов, преимущественно вулканических пород среднего–кислого состава, развитых во фронтальных частях островных дуг или активных континентальных окраин. Они обладают специфическими геохимическими чертами, наиболее отличительными из которых являются высокие значения отношений Sr/Y и La/Yb, и имеют большое сходство с архейскими тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми сериями. Подробное описание этих пород дано в работах [Drummond et al., 1996; Martin, 1999; Defant, Kepezhinskas, 2000]. В них отмечается, что адакитовые магмы образуются при частичном плавлении мафических пород океанической плиты только при условии, что субдуцирующая океаническая литосфера имеет молодой возраст (<20 млн лет) и является горячей. При этом фронт адакитового магматизма располагается между типичной известково-щелочной островной дугой и желобом.

Альтернативная точка зрения представлена в работе [Gutcher et al., 2000]. Ее авторы считают, что большая часть проявлений адакитового магматизма связана с субдукцией более древней (10–45 млн лет) океанической коры, плавление которой реализуется в условиях пологой субдукции, при этом магматизм развит широким фронтом на расстоянии 250–400 км от желоба, т.е. в сторону континента от фронта известково-щелочного магматизма, а его финальные импульсы – на расстоянии 450–600 км. Адакитовый магматизм, по модели [Gutcher et al., 2000], начинает проявляться позднее, чем известково-щелочной.

В целом проявления тоналит-трондьемитового (плагиогранитного) магматизма в зоне перехода океан–континент представляют собой начальные стадии формирования коры континентального типа. Появление аккреционных плагиогранитов является одной из первых ступеней в процессе преобразования океанической коры в континентальную и может рассматриваться как одно из проявлений вертикальной аккреции. Проблема места процесса формирования "аккреционных" гранитов в общей структуре и эволюции переходных зон океан–континент более подробно будет рассмотрена в следующем разделе.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

СТРУКТУРНЫЙ И СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ФАКТОРЫ ВЕРТИКАЛЬНОЙ АККРЕЦИИ

Глава 3.1

ФОРМИРОВАНИЕ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН И ВЕРТИКАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ

Современные представления о формировании континентальных окраин и росте континентов во времени базируются на аккреционной тектонике, в основе которой лежит эмпирическое правило геосинклинальной теории, согласно которому платформы обрастают складчатыми поясами. Современной теоретической базой служит тектоника плит, которая позволила придать новое звучание этой общей закономерности и предложить новые механизмы, обеспечивающие формирование коры и рост континентов. К ним в первую очередь относятся такие процессы, как субдукция, аккреция, коллизия и обдукция.

Говоря об аккреционной тектонике, необходимо помнить и различать широкое и узкое понимания аккреции. Узкое значение определяется формированием структур аккреционных призм – эта проблема рассмотрена в гл. 1.2. В широком смысле аккреция трактуется как рост или наращивание, и в этом значении различаются два типа аккреции: континентальная и океаническая. В данном разделе рассматривается только континентальная аккреция. Широкое толкование континентальной аккреции (рис. 3.1.1) предполагает, что коллизия, субдукция, обдукция, формирование аккреционных призм и причленение (аккретирование) террейнов являются как бы составными частями, обеспечивающими общий рост континентов. При таком подходе нет необходимости противопоставлять аккрецию и коллизию, поскольку коллизия, так же, как и формирование аккреционных призм, является лишь одним из механизмов, приводящих к росту континентальных окраин. В свою очередь, при узком значении слова "аккреция", подразумевающем становление аккреционных призм, не возникает проблем для разделения коллизионных и аккреционных структур.

Вертикальная и латеральная аккреция

При изучении структуры и истории формирования континентальных окраин Тихого океана с целью выяснения общих закономерностей образования и становления континентальной коры привлекают внимание некоторые особенности распределения геологических тел (структурно-вещественных комплексов, террейнов, тектонических покровов и др.). Рассматривая их положение как по площади, так и в глубинной структуре, можно видеть, что все разнообразие структурных проявлений сводится к двум типам взаимоотношений, что было ранее подчеркнуто [Соколов, 1992]. Один из них обеспечивает рост окраины в пространстве и относится к категории латеральной аккреции, другой – приводит к увеличению мощности коры и

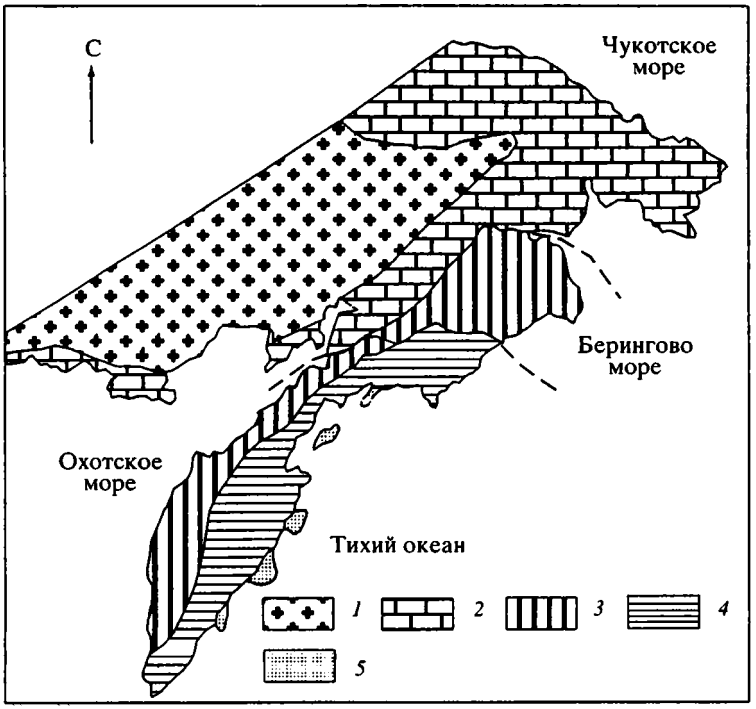


Рис. 3.1.1. Схема континентального роста северо-восточной части Азии

1 – Азиатский континент в конце средней–начале поздней юры; *2–5* – террейны, нарастившие Азиатский континент: *2* – в конце раннего мела, *3* – в конце позднего мела, *4* – в среднем эоцене, *5* – в среднем миоцене

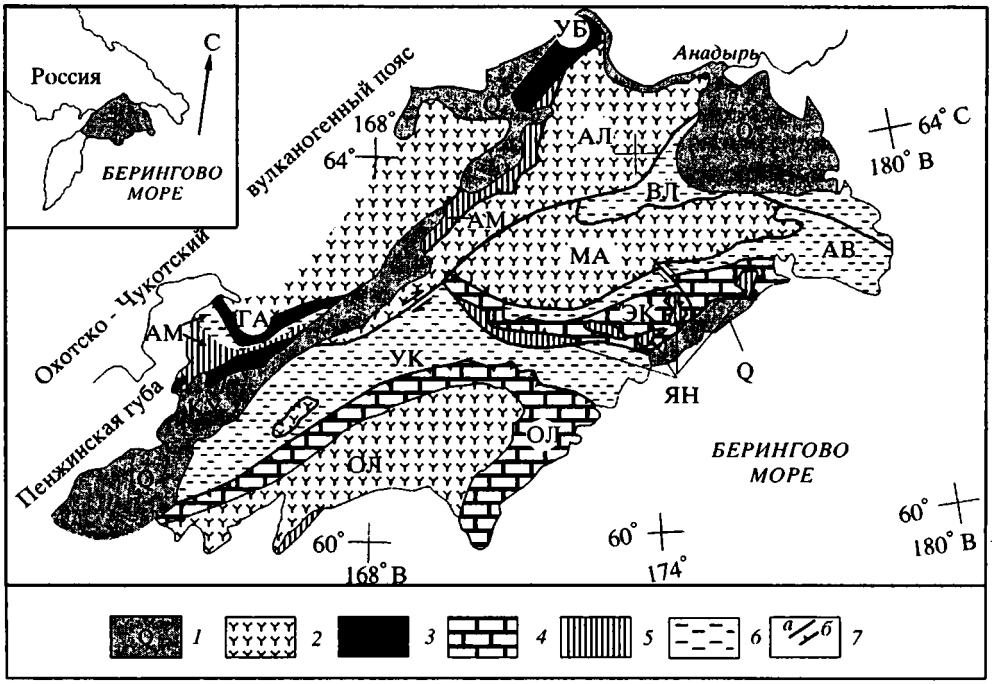


Рис. 3.1.2. Тектоническая схема Корякского нагорья

1 – палеоген-четвертичный чехол; *2–6* – террейны с преобладанием комплексов: *2* – островодужных, *3* – офиолитовых, *4* – океанических, *5* – аккреционных призм, *6* – терригенных; *7* – тектонические границы: *а* – границы террейнов, *б* – надвиги. Буквенные обозначения – террейны: АЛ – Алганский, АМ – Айнынско-Майнский, АВ – Алькатваамский, ЭК – Эконайский, ГА – Ганычаланский, КУ – Куюльский, МА – Майницкий, ОЛ – Олюторский, УБ – Усть-Бельский, УК – Укэлаятский, ВЛ – Великореченский, ЯН – Янранайский

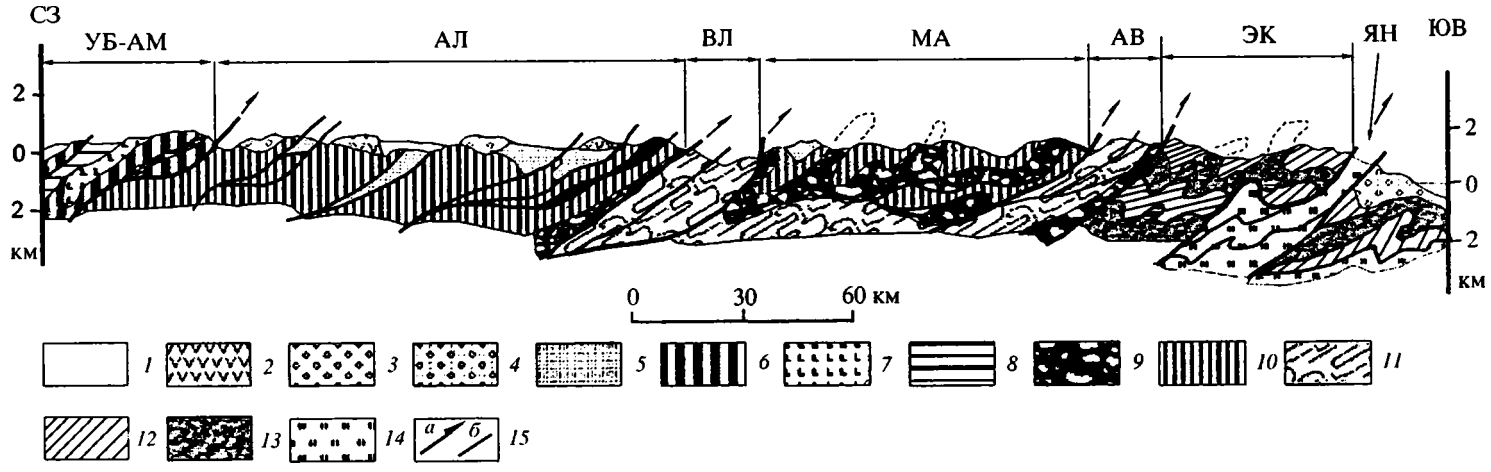


Рис. 3.1.3. Геологический профиль через северную часть Корякского нагорья

1, 2 – постаккреционные образования: *1* – неоген-четвертичные отложения, *2* – палеогеновые базальты Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса; *3–5* – терригенные породы: *3* – верхнемеловые, *4* – палеоген-неогеновые, *5* – альб-сенонские постамальгамационные образования; *6–14* – тектоно-стратиграфические комплексы террейнов: *6* – палеозойские офиолиты, *7* – базальты (нижний палеозой), *8* – терригенные отложения и известняки (палеозой–нижний мезозой), *9* – серпентинитовый меланж с фрагментами офиолитов, *10* – вулканогенно-кремнисто-граувакковая ассоциация (верхняя юра–нижний мел), *11* – турбидиты (верхняя юра–мел), *12* – туфо-терригенные породы (верхняя юра–мел), *13* – офиолиты, базальты и осадки (верхний палеозой–нижний мезозой), *14* – базальт-яшмовая ассоциация (верхняя юра–мел); *15* – тектонические границы (*а* – границы террейнов, *б* – надвиги). Обозначения террейнов см. на рис. 3.1.2

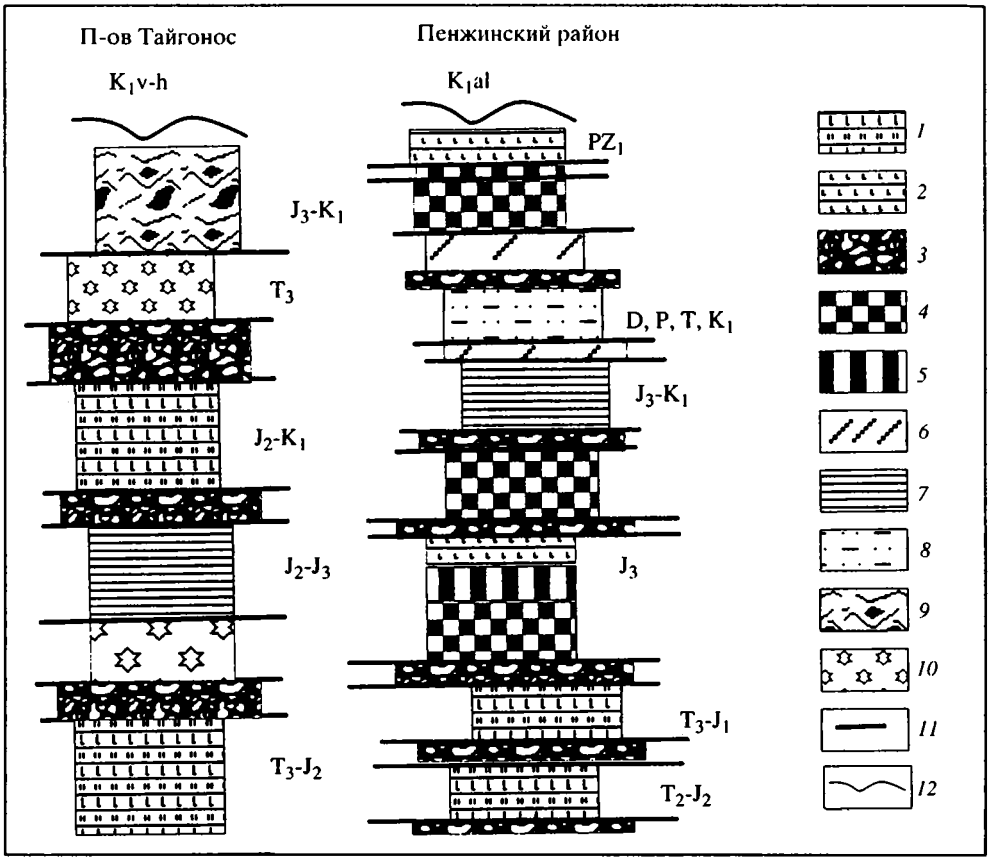


Рис. 3.1.4. Тектоно-стратиграфические колонки аккреционных структур п-ова Тайгонос и Пенжинского района

1, 2 – океанические комплексы: *1* – базальты и кремни, *2* – базальты; *3* – серпентинитовый меланж; *4* – ультрабазит-габбровый комплекс; *5* – дайковый комплекс; *6* – метаморфические породы; *7* – турбидиты; *8* – терригенные породы; *9* – олистостромы; *10* – островодужные вулканогенно-осадочные образования; *11* – надвиги; *12* – перекрывающие отложения

соответствует понятию "вертикальная аккреция". Это хорошо можно видеть на примере тектонической схемы Корякского нагорья (рис. 3.1.2) и на геологическом профиле (рис. 3.1.3).

Континентальная окраина Северо-Востока Азии состоит из нескольких террейнов (или покровно-складчатых систем), которые, последовательно причленяясь друг к другу во времени, обеспечивали увеличение площади континента [Парфенов и др. 1993; Руженцев и др., 1982; Соколов, 1992; Соколов, Бялобжеский, 1996]. В то же время проявилась и совокупность процессов, приводящих к увеличению мощности земной коры, т.е. ее вертикальной аккреции [Соколов, 1992]. На рис. 3.1.3 и 3.1.4 видна подобная сложная покровно-складчатая внутренняя структура террейнов.

Геолого-геофизический профиль через Аляску хорошо иллюстрирует понятия вертикальной и латеральной аккреции (рис. 3.1.5). Последняя отчетливо выражена в последовательном причленении террейнов к окраине Североамериканского континента и показана горизонтальной линией роста (см. рис. 3.1.5). Вертикальная аккреция обеспечивается сдваиванием разновозрастных литосфер и сопровождается

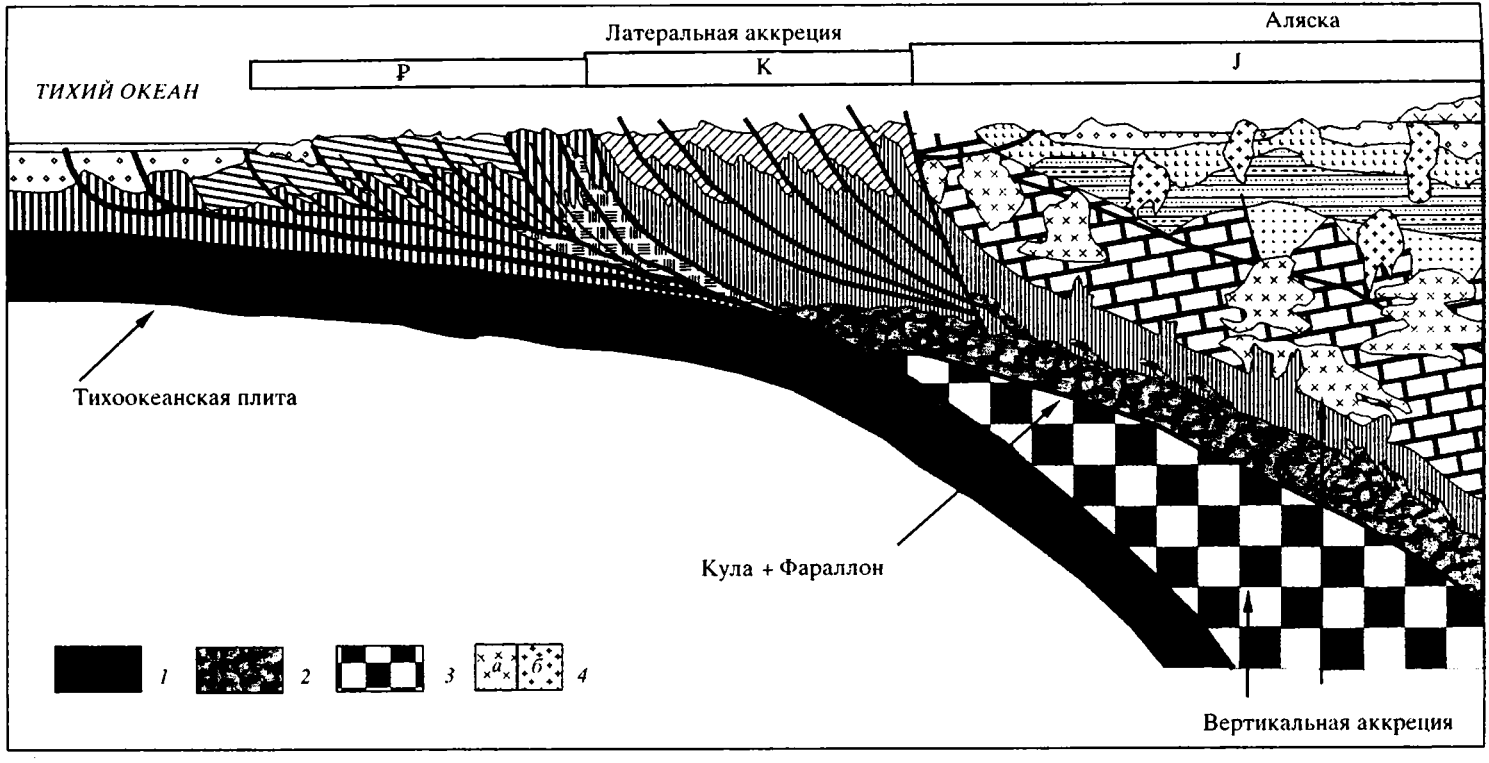


Рис. 3.1.5. Геолого-геофизический профиль через Аляску (по: [Grantz et al., 1991], с упрощениями)

1, 2 – океаническая литосфера: *1* – Тихоокеанской плиты, *2* – плит Кула и(или) Фараллон; *3* – корово-мантийные комплексы, образовавшиеся в результате вертикальной аккреции и нарастившие снизу литосферу Североамериканского континента; *4* – разнообразные гранитоиды фанерозоя: *а* – палеозойские, *б* – мезозойско-кайнозойские. Остальными знаками показаны тектоно-стратиграфические единицы аккретированных террейнов, описание которых можно найти в работе [Grantz et al., 1991]

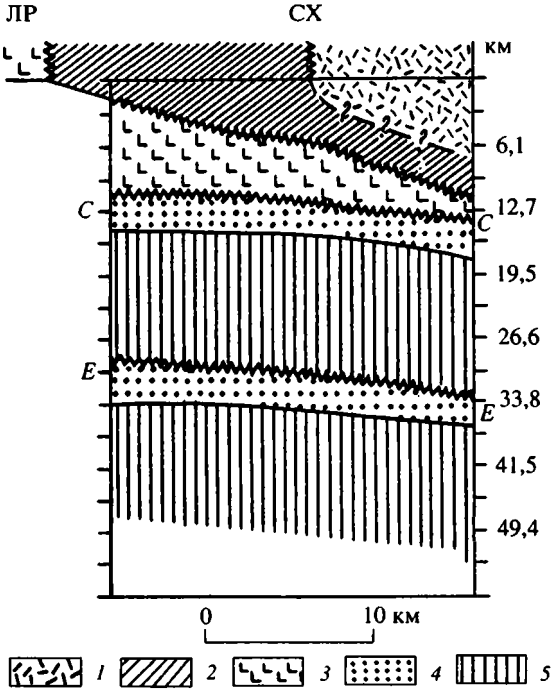


Рис. 3.1.6. Геолого-геофизический профиль LITHOPROBE (по данным А. Грина, 1986 г., С. Клемперера, 1985–1986 гг. и Р. Клоуса, 1990 г.)

1 – террейн Врангелия; *2* – меланжи и аккретированные комплексы; *3* – вулканиты, расслоенные габбро; *4* – океаническая кора; *5* – океаническая литосфера. Буквами обозначены разломы: ЛР – Лич Ривер и СХ – Сан-Хуан; океаническая кора: *C* – верхней и *E* – нижней субдуцированных литосфер

магматизмом и метаморфизмом. В данном примере литосфера океанической плиты Кула (или Фараллон) нарастилась снизу в результате поддвига под нее в более позднее время современной Тихоокеанской плиты. При этом нижняя часть образовавшейся континентальной окраины моложе верхней коровой ее части.

Тектоническое совмещение литосфер отчетливо фиксируется геофизическими методами. На сейсмическом профиле LITHOPROBE через о-в Ванкувер установлен сдвоенный разрез океанической литосферы (рис. 3.1.6). При этом верхний горизонт океанической коры (слой *C*) подслаивает снизу аккретированные террейны, а нижний (слой *E*) является еще одной субдуцированной молодой корой.

Увеличение мощности коры обеспечивается главным образом магматическими и тектоническими процессами, которые неразрывно связаны между собой. Именно по этому параметру представления о вертикальной аккреции отличаются от таких гипотез, как андезитовая модель формирования континентальной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Dewey, Bird, 1970; Dickinson, 1970] или автохтонный и аллохтонный способы становления гранитно-метаморфического слоя [Тектоника..., 1980]. Вертикальная аккреция имеет разнообразные проявления и ниже будут рассмотрены наиболее типичные примеры: аккреционные и коллизионные призмы, явления обдукции и др.

Обстановки аккреционных призм

Строение и особенности формирования аккреционных призм подробно рассмотрены в зарубежной литературе, а также в книге [Хаин, Ломизе, 1995] и в гл. 1.2. Среди современных аккреционных призм наиболее детально изучены Барбадос, Каскадия, Нанкай, Алеутская и др. Их древние аналоги известны в Японии, Приморье, Корякском нагорье, в Северной Америке.

В восточной части Корякского нагорья (см. рис. 3.1.2, 3.1.3) расположен Янранайский террейн, представляющий собой аккреционную призму [Григорьев и др., 1987а; Соколов, 1992]. Для нее характерно длительное, хотя и прерывистое, становление на протяжении почти всего мелового периода с двумя пиками проявления вертикальной аккреции в конце раннего мела и маастрихте (рис. 3.1.7). С этими отрезками времени связано внедрение небольших и специфических по составу тел

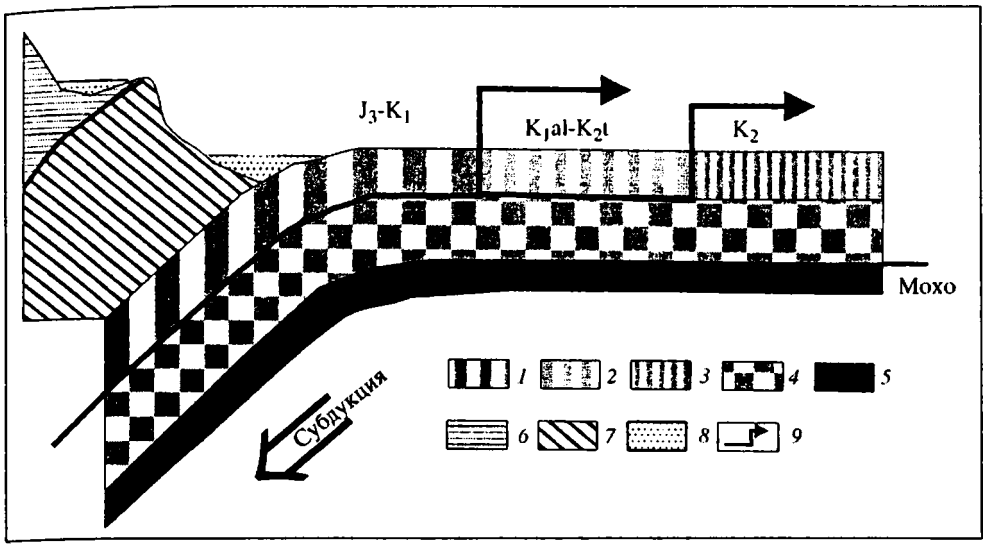


Рис. 3.1.7. Модель формирования Янранайской аккреционной призмы

1–5 – океаническая литосфера: *1–3* – 1-й и 2-й океанические слои (индексами показан их возраст), *4–3*-й океанический слой, *5* – верхняя мантия; *6–8* – комплексы континентального склона: *6* – туфо-терригенные образования, *7* – офиолиты позднего палеозоя–раннего мезозоя, *8* – терригенные осадки; *9* – основные поверхности срыва

плагиогранитов, которые описаны в гл. 2.3. В результате возник сложный, смятый в складки пакет пластин, представленных турбидитами и базальт-кремнистыми ассоциациями широкого возрастного диапазона, от верхней юры до верхнего мела. Тектоническая мощность океанических комплексов может достигать 1,5–2 км, при незначительной мощности ненарушенных фрагментов разрезов, оцениваемой в десятки и первые сотни метров. Показанные на рис. 3.1.8 стратиграфические разрезы являются сводными разрезами и указывают на предельные мощности.

Следовательно, вертикальная аккреция характеризуется многократным тектоническим совмещением фрагментов субдуцируемой океанической коры. Важно подчеркнуть, что поверхности, по которым происходил тектонический срыв (сдирание) океанической коры, располагались внутри 2-го или на границе 2-го и 3-го океанических слоев (см. рис. 3.1.7). Во многих других призмах сдирание ограничивается 1-м океаническим слоем (Барбадос, Каскадия, миоценовая часть призмы Шиманто и др.), а многократное тектоническое совмещение – толщей турбидитов с образованием терригенных меланжей вдоль поверхностей срыва (decollements). Аккреционные призмы состоят как из когерентных ненарушенных турбидитов, так и меланжей. Количественное сочетание этих элементов различается не только в разных призмах, но и по простиранию конвергентной границы.

Обычно выделяются два типа меланжей [Kimura, Mukai, 1991]. Один из них состоит из линзовидных блоков песчаников, погруженных в чешуйчатый глинистый матрикс (scaly shale matrix), другой – из блоков океанического происхождения (базальты, кремни, красные глины, известняки). Особенности строения терригенных меланжей позволяют реконструировать различные части аккреционных призм, диагностические признаки которых определены в работах [Cowan, 1985; Kimura, Mukai, 1991]. Меланж первого типа (рис. 3.1.9) обнаруживает прогрессивные деформации по мере пододвигания первоначально когерентных турбидитов, заполнявших желоб, и более поздние складчатые деформации, сопровождавшиеся

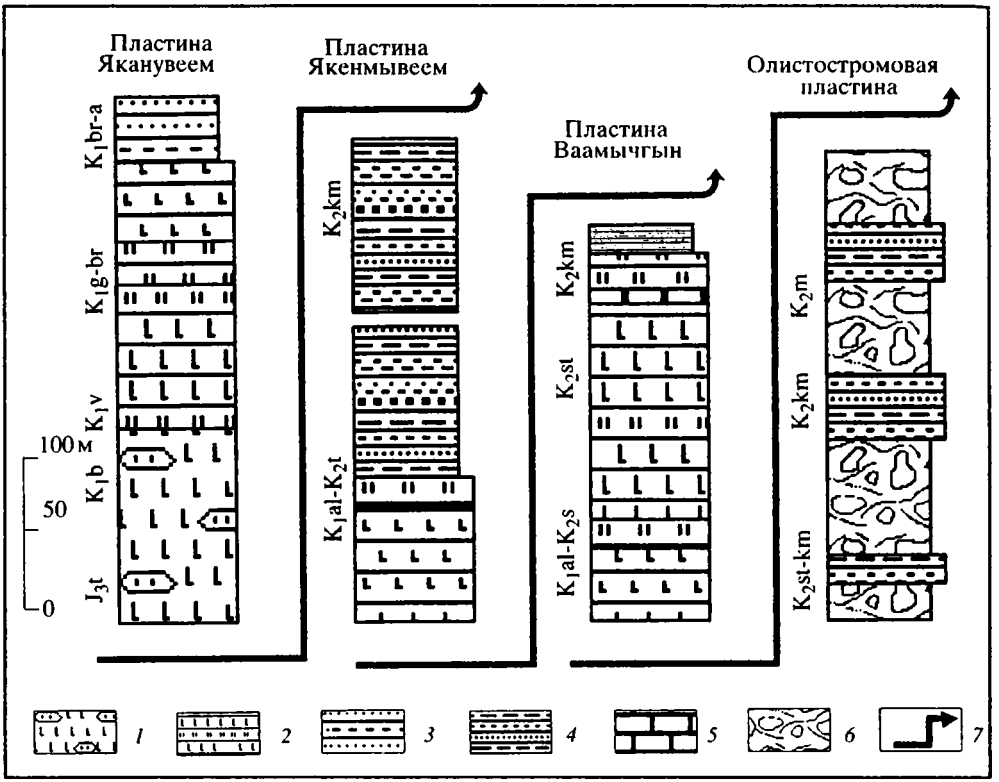


Рис. 3.1.8. Стратиграфические колонки Янранайской аккреционной призмы

1 – базальты с линзами кремнистых пород; *2* – базальт-яшмовая ассоциация; *3* – терригенные породы; *4* – турбидиты; *5* – известняки; *6* – олистостромы; *7* – надвиги

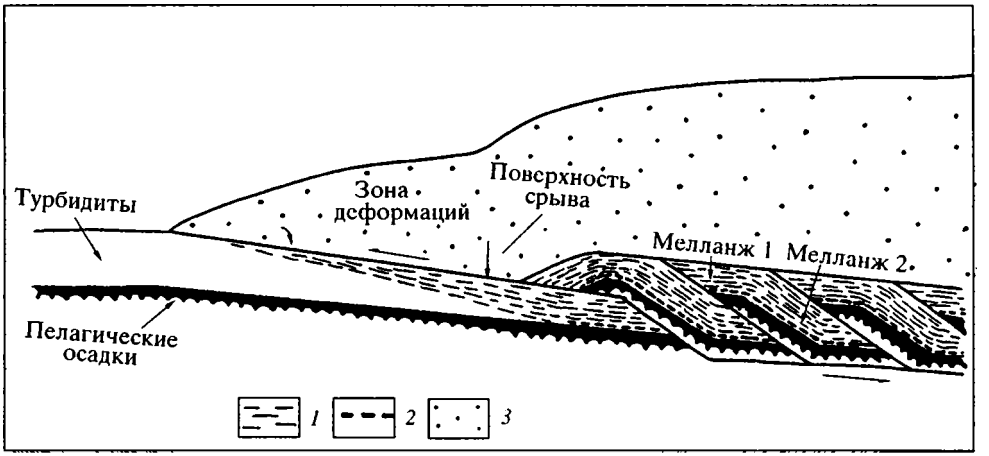


Рис. 3.1.9. Модель образования меланжей и последующего подслаивания (underplating) [Kimura, Mukai, 1991]

1 – зона деформаций; *2* – меланж; *3* – аккреционная призма

ориентированным параллельно слоистости латеральным сжатием на стадии, непосредственно предшествовавшей или одновременной с наращиванием снизу аккреционной призмы (underplating).

По мере пододвигания турбидитов деформации, связанные с поверхностью срыва, растут вниз, прорабатывая все больший объем осадков. При этом глубокие части осадков деформируются позднее, чем верхние. На рис. 3.1.9 видно, как прогрессивно нарастающие деформации с глубиной захватывают весь объем субдуцированных турбидитов ниже поверхности главного срыва и постепенно переходят на субдуцированную океаническую кору с образованием меланжа второго типа. В результате меланж первого типа вместе с сорванными пелагическими осадками и фрагментами океанической коры причленяются снизу к аккреционной призме посредством системы дуплексов. Процесс наращивания снизу висячего края надвигавшейся (верхней) плиты получил в англоязычной литературе название underplating [McCartny, Scholl, 1985] – подслаивание (базальная аккреция).

Явления подслаивания происходят на разных уровнях глубинности. В поясе Шиманто преобладают почти неизмененные океанические породы [Kimura, Mukai, 1991]. В других аккреционых призмах комплексы подслаивания несут следы зеленосланцевого и, возможно, эпидот амфиболитового метаморфизма.

В отличие от данного примера более характерны случаи, когда между меланжем первого типа и океанической корой остаются пластины когерентных турбидитов. Отмечается зависимость между глубиной подслаивания океанических осадков и поверхностью погружающейся океанической коры от количества осадков, заполняющих желоб [Moore, Silver, 1987]. Обилие осадков ограничивается их субдукцией и не вызывает явления подслаивания океанических пород, а небольшое количество осадков приводит к наращиванию аккреционной призмы снизу океаническим материалом (осадки и фрагменты коры). В случае Шиманто мощность меланжа достигает 500 м. В Алеутском желобе мощность турбидитов, заполняющих желоб, изменяется от 1 до 4 км.

Термальная история аккреционных призм свидетельствует о неоднократных утолщениях при разных механизмах, а также позволяет дать количественные оценки. В поясе Шиманто на основании изучения распределения палеотемператур в турбидитах и терригенных меланжах [Hasebe et al., 1997; Ohmori et al., 1997] установлено тектоническое совмещение блоков, происходившее после формирования структуры аккреционной призмы. При этом блоки уже имели свой собственный структурный план, характерный для данной геодинамической обстановки и выраженный чешуйчатым строением с вергентностью в сторону океана.

Мощность аккреционной призмы позднемелового возраста, рассчитанная по отражательной способности витринита и трековому возрасту цирконов, достигала 6,5 км, тогда как мощность турбидитов по стратиграфическим данным составляет только 500–1500 м. Этот пример напоминает масштабы совмещения пород океанической коры в Янранайской призме.

Максимальные температуры в подошве призмы оцениваются в 200–225 °С, что соответствует показателю отражения витринита на уровне 2,6–3,0. Этот чешуйчатый структурный план, сложенный турбидитами и терригенными меланжами с блоками сорванных фрагментов океанической коры, нарушается более поздними надвигами. Последние пересекают всю аккреционную структуру (out-of-sequence thrust), и образовались они на 20–30 млн лет позже призмы, поскольку они нарушают ее палеотермальную структуру. Возраст турбидитов по фауне 83–72 млн лет, а цирконов из матрикса терригенных меланжей, локализованных вдоль плоскостей надвигов 43,1 и 49,5 млн лет, что соответствует времени общего поднятия структуры и формирования самих надвигов. Подобные надвиги вызывают дальнейшее утолщение (увеличение мощности) аккреционной структуры. По своим парамет-

рам они сопоставимы с сейсмогенными и цунамигенными разломами современной аккреционной призмы Японии [Ohmori et al., 1997].

Характер деформаций в аккреционной призме весьма сложный и это связано также с тем, что вкрест простирания структуры заметно меняется степень консолидации и обезвоживания осадков. Так, в современной аккреционной призме Алеутской дуги (о-в Кадьяк) соответственно меняются сейсмические скорости от 1,4 км/с в желобе до 4 км/с на уровне так называемой точки тылового упора (backstop) и нарастают дальше в сторону склона дуги, где уже развиты чешуйчатые структуры [von Huene, Klaeschen, 1999].

Это подтверждается литологическими наблюдениями, указывающими, что в аккреционной призме Шиманто [Kohtaro, 1997] процесс аккреционного сдирания сопровождался увеличением литификации и вещественными изменениями, связанными с захоронением осадков и термальным воздействием. Преобразования происходили на фоне двух этапов последовательных деформаций.

Первый, ранний, этап проявился в горизонтальном укорачивании, связанном с начальным этапом сдирания (off-scraping accretion). На этом этапе пески из турбидитовых потоков, разносимых осевыми течениями, были водонасыщены, почти нелитифицированы и разницы в компетентности песков и глин практически не было.

Второй этап деформаций вызвал образование чешуйчатых надвигов и складок в сторону океана (fold-and-thrust). В аккреционном клине пески стали уже сильнее обезвожены и литифицированы, а контраст в компетентности литологических разностей стал резким. Деформационные структуры, созданные высоким поровым давлением флюида определяют увеличение сцепления песчаников при сдирании. Отражательная способность витринита и кристалличность иллита показывают, что происходило захоронение осадков и термальное воздействие. Термальное воздействие оценивается в 250–300 °С в области пренит-пумпеллитового метаморфизма, и оно происходило сразу после фазы 2, что было вызвано субдукцией молодой горячей океанической плиты. Естественно, что в случае субдукции древней холодной литосферы будут фиксироваться другие параметры. Данный пример свидетельствует о множестве факторов, влияющих на формирование структуры аккреционной призмы. Подобного рода структуры могут рассматриваться как открытые системы, поведение которых определяется вероятностными и случайными причинами.

Размеры аккреционного клина, количество тектонических пластин и корреляция сейсмических границ меняются по простиранию конвергентной границы (рис. 3.1.10). Ряд авторов объясняют это разнообразие действием разных тектонических механизмов [Fruehn et al., 1999]. В верхней части аккреционной призмы, выше поверхности главного срыва характерны многочисленные надвиги, наклоненные в сторону континента или островной дуги, различные анти- и синформные, в том числе приразломные, складки, блоки моноклинального строения.

Строение древних призм бывает очень сложным. Во-первых, это связано с тем, что после своего образования они окончательно включаются в состав континентальной окраины в виде террейнов аккреционных призм [Coney, Jones, 1985; Nokleberg et al., 1994], претерпевая при этом дополнительные структурные и вещественные трансформации. Во-вторых, общее поднятие, сопровождаемое глубокой эрозией, и явление эксгумации делают доступными для наблюдения глубинные части аккреционно-субдукционных комплексов, которые остаются недоступными при изучении современных призм. Ниже приводится пример строения подобной призмы, имеющей не только сложное, но и гетерогенное строение.

На п-ове Тайгонос во фронтальной части позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островной дуги исследованиями последних лет была установлена аккреционная структура [Соколов и др., 1999; Соколов и др., 2001], строение которой показано на рис. 3.1.11. В районе мыса Поворотный развит разнообразный и

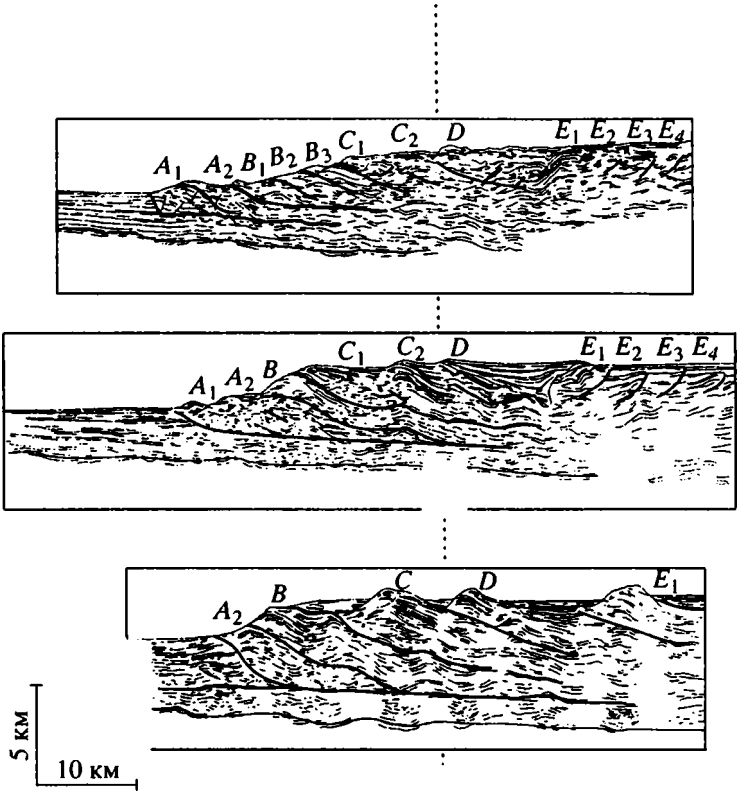


Рис. 3.1.10. Внутреннее строение Алеутской аккреционной призмы [Fruehn et al., 1999]
A–E – различные тектоно-стратиграфические единицы

сложнопостроенный комплекс пород, включающий серпентинитовые и терригенные меланжи, вулканогенно-терригенные образования островодужного типа, базальт-кремнистые ассоциации океанического генезиса, а также терригенные отложения с турбидитами и олистостромами.

Отложения аккреционной призмы перекрываются вулканомиктовыми и туфогенными турбидитами валанжина–готерива. В северной части призмы главным образом развиты аккретированные фрагменты энсиматической дуги (лагерный тип разрезов). Они слагают систему чешуй, представленных вулканогенной, терригенной и микститовой ассоциациями. Вулканогенные породы представлены бонинитами и островодужными базальтами. Терригенная ассоциация сложена вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими потоками лав, лавобрекчий и туфов. Находки макрофауны (киммеридж–валанжин) и радиолярий (титон–готерив) дают достаточно широкий стратиграфический интервал. Микститовая ассоциация представляет собой в различной степени тектонизированную олистостромовую толщу с олистолитами базальтов и кремней кингивеемского типа (см. описание ниже), вулканогенно-осадочных пород лагерного типа, амфиболитов, зеленых сланцев, мраморизованных известняков, ультрабазитов, габбро и плагиогранитов. Олистостромовые горизонты чередуются с пачками песчаников и алевролитов, несущими в себе черты незрелых гравитационных потоков.

Центральное положение в структуре занимает Главный серпентинитовый меланж. По составу включений меланж относится к полимиктовому типу, а в распределении глыб наблюдается определенная упорядоченность. В северной части

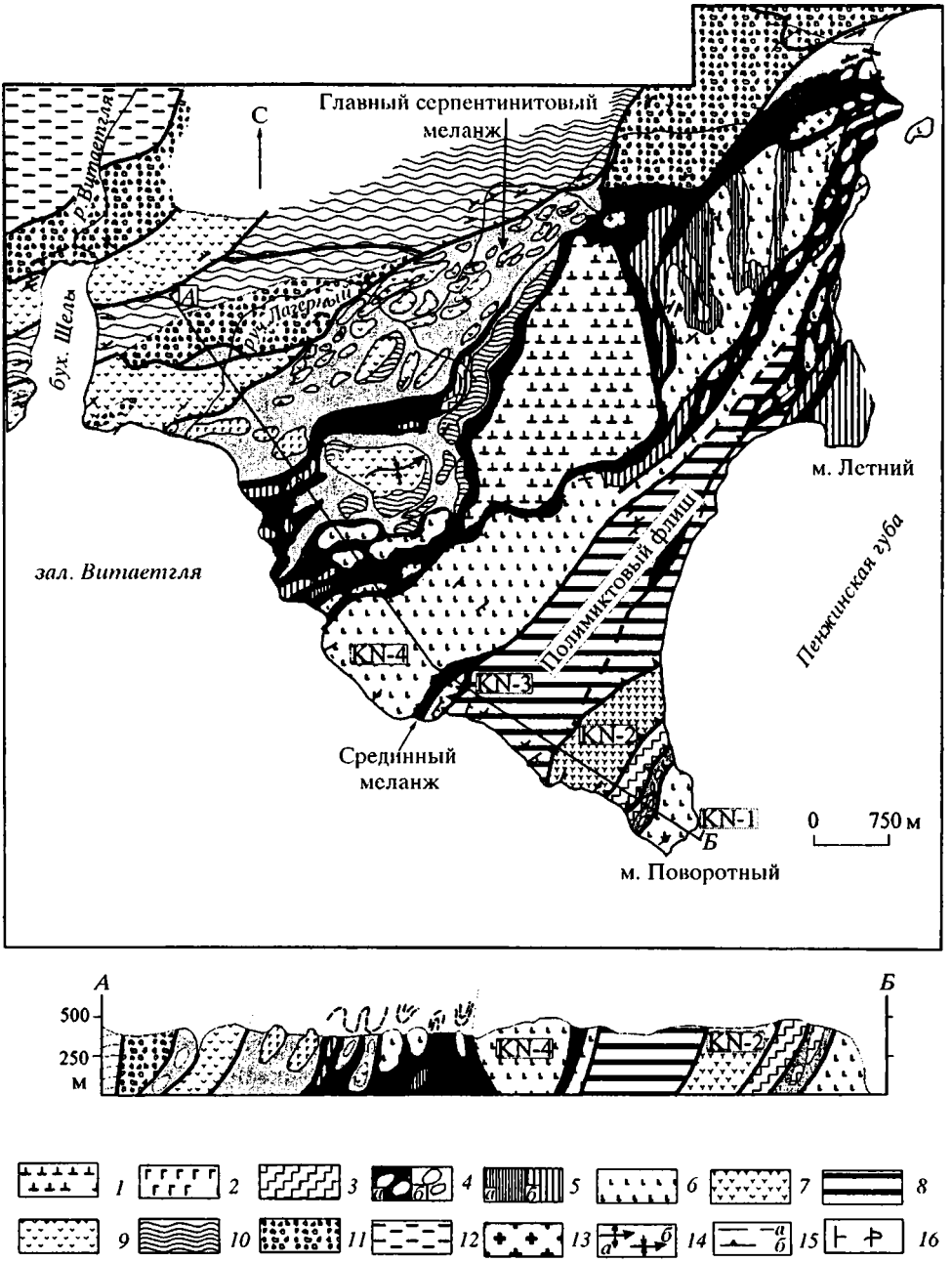


Рис. 3.1.11. Геологическая карта и профиль аккреционной структуры мыса Поворотный

1 – лерцолиты; *2* – гарцбургиты; *3* – габбро; *4* – серпентинитовый меланж с матриксом существенно: *а* – аполерцолитовым, *б* – апогарцбургитовым; *5* – метаморфические породы: *а* – зеленые сланцы, *б* – амфиболиты; *6* – базальт-кремнистые ассоциации кингивеемского типа; *7* – вулканогенно-терригенные отложения; *8* – полимиктовые турбидиты; *9–11* – комплексы лагерного типа: *9* – бониниты, базальты, андезито-базальты, *10* – терригенные породы, *11* – микститы; *12* – туфогенные и вулканомиктовые турбидиты (витаетгтлинская толща); *13* – плагиограниты; *14* – оси складок (*а* – антиформы, *б* – синформы); *15* – тектонические границы: *а* – сбросы, сдвиги, *б* – надвиги; *16* – элементы залегания. Пластины Кингивеем – KN-1–KN-4

сосредоточены блоки вулканогенных и терригенных пород Лагерного комплекса, которые слагают северное обрамление меланжа, а также гарцбургиты (Береговой массив и др.) и плагиограниты. В центральной части меланжа расположен крупный массив лерцолитов горы Гребень, а также блоки амфиболитов и габбро-амфиболитов с радиологическим возрастом 121,6–139,0 млн лет [Бондаренко и др., 1999]. Вдоль южного фланга меланжа сосредоточены блоки базальт-кремнистой ассоциации "кингивеемского" типа. По геохимическим особенностям среди ультрабазитов выделяются два типа перидотитов: истощенные гарцбургиты надсубдукционной природы и слабоистощенные океанические лерцолиты [Паланджян, Дмитренко, 1999].

В южной части аккреционной призмы расположены тектонические пластины, сложенные базальт-кремнистыми ассоциациями кингивеемского типа и турбидитами. Пластины Кингивеем-1, -3 и -4 сложены базальтами и плитчатыми кремнистыми породами. Пластины имеют сложное чешуйчатое внутреннее строение. Характерны срывы по кремнистым пачкам типа дуплекс и напряженные, часто опрокинутые, складки юго-восточной вергентности [Бондаренко, Соколов, 1996]. Возраст кремнистых пород охватывает диапазон от среднего триаса до титона–берриаса [Вишневская и др., 1998; Кемкин и др., 1996]. Геохимические особенности кремнистых пород указывают на их образование в различных частях океанического бассейна (склоны СОХ, абиссальные котловины, внутриокеанические поднятия) с последующим их перемещением и сближением с континентальной окраиной [Константиновская, 1998].

Среди базальтов выделяются три основных геохимических типа: 1) умеренно- и высокотитанистые толеиты и ферротолеиты типа СОХ, которые слагают массивные и шаровые лавы в ассоциации с радиоляритами и пелагическими известняками; 2) обогащенные щелочные базальты внутриокеанических построек; 3) сильно истощенные толеитовые базальты фронтальных частей островных дуг, слагающие отдельные потоки и субвулканические тела, с которыми ассоциируют туфосилициты и туфоалевролиты.

Пластина Полимиктового флиша сложена турбидитами, имеющими состав полевошпатовых граувакк и субаркозов [Чамов, Андреев, 1997]. В нижней части флиша есть туфогенные породы, а в верхней части присутствуют подводно-оползневые горизонты, содержащие гальку вулканитов, габбро и осадочных пород. В глинистых прослоях найдены радиолярии байоса–нижнего келловея.

Столь подробная характеристка аккреционной призмы мыса Поворотный сделана для иллюстрации гигантских масштабов перемещения комплексов, а также значительного их вещественного разнообразия. Данный пример показывает, что в аккреционных призмах могут быть совмещены фрагменты не только разных зон океана, но и разных океанических плит. На это прямо указывают аккретированные комплексы энсиматических дуг и палеомагнитные данные [Bazhenov et al., 1999]. При этом необходимо учитывать, что значительные объемы транспортируемых масс, погружаясь на глубину, частично поглощаются в верхней мантии, а частично наращивают снизу континентальную литосферу. Аккреционные призмы – это как бы надводная и значительно меньшая часть "тектонического айсберга", созданного вертикальной аккерцией.

Кроме того, в аккреционных призмах встречаются фрагменты энсиматических внутриокеанических дуг. Встречаются также меланжи, формирование которых нельзя объяснить только явлениями подслаивания, поскольку в их составе наблюдается тектоническое совмещение комплексов разного состава и генезиса. В данном примере в одном меланже это – совмещение океанических и островодужных комплексов соответственно кингивеемского и лагерного типов. Следовательно, вертикальная аккреция обеспечивает не только значительную мощность, но и весьма разнообразный состав вновь формирующейся коры, что создает неоднородную и потому неустойчивую структуру, способную к дальнейшему саморазвитию.

Совмещение дуг подтверждается данными по западной окраине Северной Америки. В Нижней Калифорнии (Мексика), как и на Тайгоносе, в позднеюрско-раннемеловое время вблизи континента, который маркировался окраинно-континентальным вулканическим поясом андийского типа, существовала энсиматическая дуга (Алистос), возникшая над плитой Фараллон. Разделявший две дуги бассейн закрылся в интервале 115–108 млн лет. В результате столкновения дуг и связанного с ним утолщения в нижней коре на глубине, соответствующей условиям образования гранатовых амфиболитов, произошло частичное плавление. Смешение этих расплавов с продуктами фракционной кристаллизации надсубдукционных расплавов андезитового состава привело к образованию тоналитов, которые внедрялись в верхние горизонты коры. Плутоны интрудируют поверхность надвига, по которому произошло тектоническое совмещение островодужных образований, и относятся к категории сшивающих интрузий. Возраст плутона 103±1 млн лет. Позднее оба источника – и океанический, и континентальный – в значительных количествах участвовали в магмогенерации, что привело к внедрению крупных плутонов (97 млн лет) к востоку от шва.

В Кламате столкновение энсиматической дуги (амальгамированный террейн Норт Форк и Восточный Хайфорк) с континентом в конце поздней юры сопровождалось гранитоидным магматизмом и метаморфизмом [Ernst, 1999]. Данные примеры является прекрасной иллюстрацией взаимосвязи тектонических и магматических процессов.

Обдукционные обстановки

Явление обдукции было обнаружено в связи со становлением краевых офиолитовых аллохтонов [Руженцев, 1976; Coleman, 1971; и др.]. Классическими примерами являются мощные офиолитовые покровы Омана, Аппалачей, Урала и ряда других регионов. Их образование связано с шарьированием океанических комплексов на пододвигавшиеся континентальные плиты. В составе аллохтонов, как правило, помимо офиолитов выделяются разнообразные комплексы пород, состав и условия образования которых свидетельствуют о значительных перемещениях и масштабных сокращениях. Например, в Омане в составе нижней части аллохтона, непосредственно подстилающего офиолиты, установлены комплексы экзотического происхождения, первоначальное местоположение которых неизвестно.

Следует обратить внимание, что после становления краевых аллохтонов, которое связанно с коллизией континент–континент, на Урале и в Аппалачах происходило массовое выплавление гранитов [Пейве, 1973; Руженцев, 1976]. Следовательно, здесь, как и в случае формирования аккреционных призм, явления тектонического скучивания и утолщения сопровождаются магматическими процессами. При этом становление аллохтонов сопровождалось сильными деформациями автохтона, сокращением его площади и нередко – значительным метаморфизмом [Руженцев, 1976; Руженцев, Соколов, 1985].

Прекрасным примером вертикальной аккреции, связанной с обдукцией, являются офиолитовые аллохтоны Омана и Папуа (Новая Гвинея). На о-ве Новая Гвинея крупный офиолитовый покров длиной 400 км и шириной 40 км перекрывает субдуцированный край Австралийской плиты [Davies, Smith, 1971]. Офиолиты являются фрагментом океанической литосферы Пацифики и представлены перидотитами (4–8 км), габбро (4 км), базальтами (4–6 км). Радиологические возрасты габбро – 147 и 150 млн лет (K/Ar метод), а базальтов – 116 млн лет (K/Ar метод). В автохотоне обнажаются мезозойские метаморфические сланцы и гнейсы. Раннеэоценовый возраст метаморфизма (52 млн лет, K/Ar метод для гранулитов) связан с субдукцией Австралийской плиты и становлением офиолитового аллохтона.

В это же время в пределах океанической коры происходили излияниями андезитов и внедрялись интрузии тоналитов.

Другой пример – Ватынский аллохтон в южной части Корякского нагорья. В составе аллохтона участвуют океанические и островодужные образования, зональные ультрабазит-габбровые комплексы аляскинского типа [Астраханцев и др., 1987, 1991; Геология..., 1987; Соколов, 1992]. Состав и строение аллохтона указывают на то, что существовало несколько поверхностей срывов, по которым произошло тектоническое многократное совмещение комплексов. Наиболее глубинным был уровень, соответствующий средней части коры энсиматической дуги, в которой располагались интрузивные камеры с зональным строением. В то же время совмещенными оказались комплексы, образовавшиеся в разных частях океанической плиты, что свидетельствует о значительных сокращениях пространств, предшествовавших вертикальной аккреции.

Коллизионные обстановки

Вертикальная аккреция отчетливо выражена при столкновении континентальных масс. На рис. 3.1.12 показаны геолого-геофизические профили Альп и хребта Брукс (Северная Аляска), которые иллюстрируют: 1) резкое увеличение мощности в результате взаимодействия литосферных плит и 2) расщепление верхней плиты под действием индентора, роль которого играют в Альпах Адриатическая микроплита, а на Аляске – плита Северного Склона (террейн Норт Слоуп). Первая отделилась

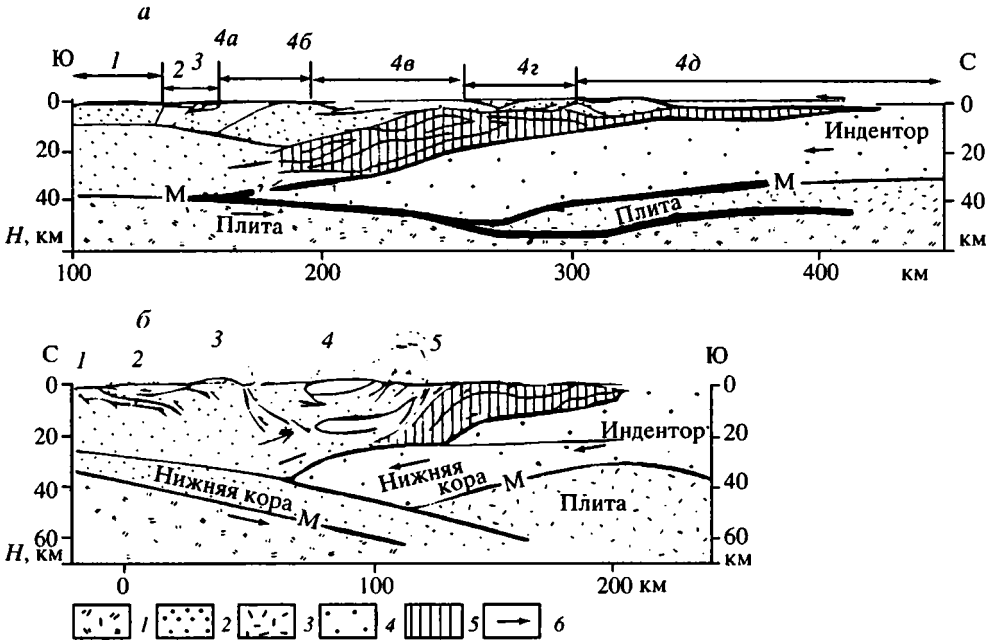


Рис. 3.1.12. Геолого-геофизические профили через Альпы и хр. Брукс, Аляска, по: [Fuis et al., 1997], с упрощением

1, 2 – литосфера плиты Северной Аляски (*а*) и Европейской плиты (*б*): *1* – мантия, *2* – кора; *3, 4* – литосфера плиты Северного Склона (*а*) и Адриатической плиты (*б*): *3* – мантия, *4* – кора; *5* – трансформированные комплексы плиты-индентора, вошедшие в состав идентируемой плиты; *6* – направление движения масс. Цифры на профиле *а* – террейны: *1* – Руби; *2* – Коюкук; *3* – Ангаючам; *4* – Арктической Аляски (субтеррейны: *4а* – Слейт-Крик, *4б* – Голдфут, *4в* – Хаммонд, *4г* – Эндикот, *4д* – Северного склона); на профиле *б*: *1* – моласса; *2* – Гельветские покровы; *3* – Аарский массив; *4* – Австро-Альпийские покровы; *5* – Южные Альпы

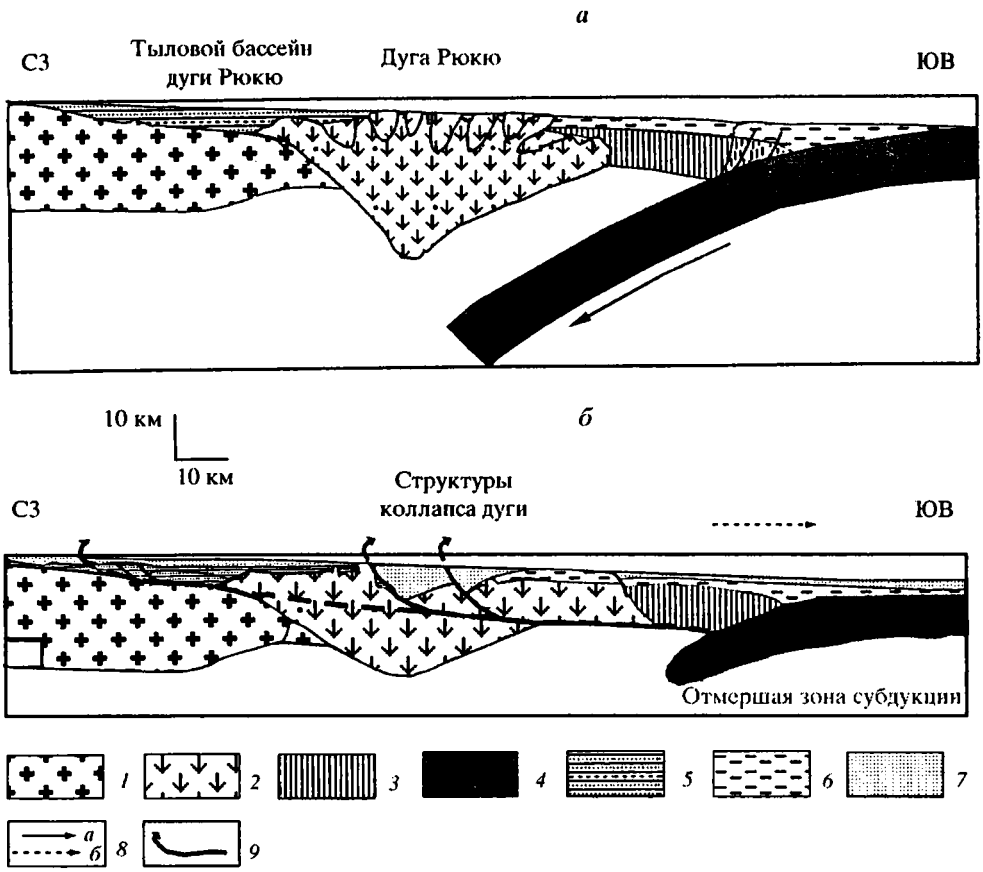


Рис. 3.1.13. Схема субдукции и коллизии дуги Рюкю (по: [Brusset et al., 1999], с упрощениями) в олигоцене (до 25 млн лет) (*а*), в среднем миоцене (15 млн лет) (*б*)

1 – Азиатский континент; *2* – островная дуга Рюкю; *3* – мафическая кора предостроводужной части дуги Рюкю; *4* – Филиппинская плита; *5–7* – осадки: *5* – задуговые, *6* – преддуговые, *7* – синколлизионные; *8* – направление субдукции (*а* – Филиппинской плиты, *б* – дуги Лусон); *9* – основные поверхности срыва

от Африки, а вторая – от Канадской Арктики. При этом значительные массы индентора, сложно деформируясь, причленились и вошли в состав верхней плиты [Fuis et al., 1997].

Случай коллизии континент–континент в определенной мере выходит за рамки рассмотрения процессов вертикальной аккреции, происходивших на континентальных окраинах, поэтому в данной статье ограничимся только констатацией гигантских масштабов увеличения мощности коры и литосферы в подобного рода коллизионных орогенах.

Для активных окраин Тихого океана более типичен случай коллизии континент–островная дуга. По этой проблеме существует много публикаций, из которых хотелось бы выделить те, в которых используется аналоговое моделирование, и исследования, направленные на выяснение механизма взаимодействия этих структур, последовательности и особенностей событий, сопровождающих столкновение [Константиновская, 1999; Chemenda et al., 1997].

Некоторые примеры были рассмотрены выше при описании аккреционных структур. Действительно, вдоль конвергентных границ плит, например на о-ве Тай-

вань, отмечается сочетание коллизионных и аккреционных обстановок [Brusset et al., 1999]. В этом регионе до среднего миоцена тектоническая история определялась субдукцией под Азиатский континент древней Филиппинской плиты, на краю которой располагалась островная дуга Рюкю (рис. 3.1.13, *а*). Фундамент дуги неизвестен, но ее фронтальная часть имела мафическое основание, а в тылу дуги в олигоцене происходило растяжение с образованием тылового бассейна на континентальной коре.

В среднем миоцене зона субдукции была блокирована и прекратилась. В термально ослабленной коре в результате коллапса возникли срывы, сопровождавшиеся утонением, образованием листрических сбросов и осадочных трогов (рис. 3.1.13, *б*). В результате на континентальной окраине Азии возникла неоднородная или гетерогенная структура. При этом остался "слэб", погружающийся на запад, и заложились две погружающиеся на восток системы тектонических срывов.

После среднего миоцена в результате столкновения внутриокеанической дуги Лусон с Азией началась новая тектоническая история, которая определила образование двух разных орогенических призм. На севере после поглощения древней океанической коры Филипиннского моря в зоне субдукции Лусон возникла коллизионная призма дуга–дуга (15–8 млн лет). В результате коллизии лусонский субдукционный клин (меланж Личи) был поднят, а сама дуга, находившаяся в состоянии коллапса, была инвертирована в систему дуплексов. Положение надвигов контролировалось анизотропией островодужной структуры. Именно с этого момента началась вертикальная аккреция, связанная с коллизионной обстановкой. Позднее (8–3 млн лет) дуга Лусон действовала как индентор, что вызвало резкое укорачивание и образование еще более сложной системы дуплексов и надвиговых структур.

На юге формировалась субдукционно-аккреционная призма. Зона субдукции Лусон эволюционировала от океанической субдукции к югу от о-ва Тайвань вдоль Манильского трога до континентальной субдукции на самом острове, где во фронте дуги Лусон формировались: аккреционная призма (комплексы хребта Отонг), меланж Личи, предостроводужный бассейн (северный трог Лусон) и сама внутриокеаническая дуга Лусон (комплексы Берегового хребта). Здесь элементы вертикальной аккреции развивались по модели аккреционных призм.

Обстановки аккреции офиолитов

По простиранию конвергентных границ плит геодинамические обстановки могут меняться от обдукции до субдукции и коллизии. Так, для северной Японии характерен режим субдукционной эрозии, в центральной части – коллизионная обстановка, а на юге происходит формирование аккреционной призмы Нанкай.

На западе США, по геофизическим данным, под внутренней частью Большой Долины выделяется блок длиной 700 км и шириной 70 км, сложенный корой ультраосновного и основного состава и получивший название офиолитовой коры [Godfrey, Klemperer, 1998]. Фрагментами этой коры являются сильно дезинтегрированные и рассланцованные офиолиты Береговых хребтов. Они имеют средне-позднеюрский возраст (173–150 млн лет) и занимают структурное положение на границе Францисканского комплекса и разрезов Большой Долины (рис. 3.1.14). Офиолитовая кора подстилается менее плотным и менее скоростным слоем, представляющим собой континентальный фундамент Сьерры, включающий батолит Сьерры-Невады и Метаморфические Комплексы Подножия.

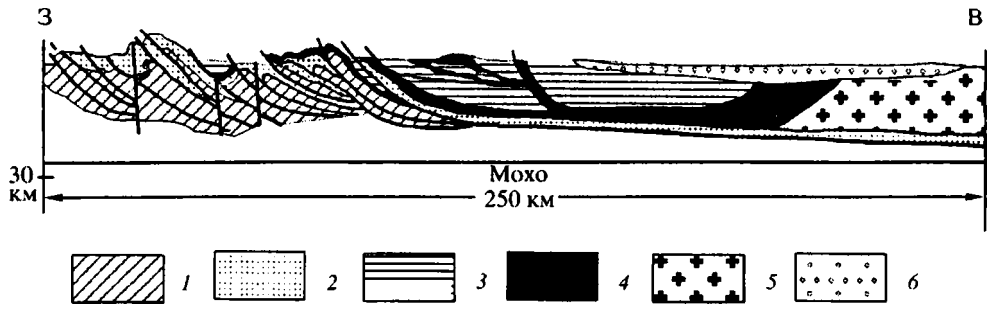


Рис. 3.1.14. Схема тектонической структуры Калифорнии [Suppe, 1979]

1 – верхнемеловые–палеогеновые отложения "молодого францискана"; *2* – юрско-меловые отложения "древнего францискана"; *3* – терригенные отложения Большой Долины; *4* – офиолиты; *5* – комплекс пород Сьерры-Невады; *6* – неоген-четвертичные отложения

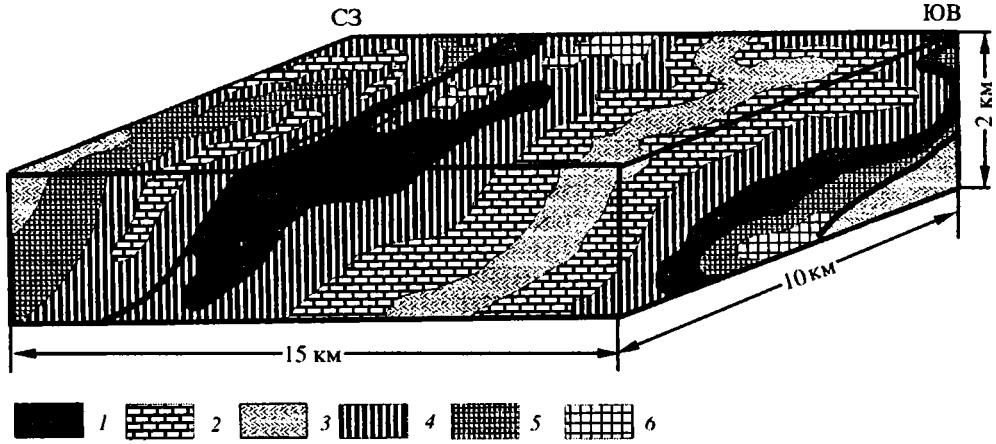


Рис. 3.1.15. Блок-диаграмма внутреннего строения структурированных серпентинитовых меланжей

Тектонические пластины, сложенные меланжем с фрагментами и блоками: *1* – Ганкуваямская (надсубдукционные офиолиты), *2* – Веселая (базальты–известняки–кремни), *3* – Удачная (амфиболиты, зеленые сланцы), *4* – Уннаваямская (океанический ультрабазит-габбровый комплекс), *5* – Встречная (базальты–кремни), *6* – Тылпынтыхляваам (терригенные породы, олистостромы)

В северной части офиолитовая кора имеет мощность 7–8 км и почти несерпентинизированную мантийную часть разреза. На юге мощность достигает 10–12 км, а мантийная часть настолько сильно серпентинизирована, что по своим параметрам (скорость и плотность) не отличается от фундамента зоны Сьерры [Godfrey, Klemperer, 1998].

По геохимическим, петрологическим и палеомагнитным данным, офиолиты образовались в надсубдукционной обстановке, главным образом в задуговом бассейне. На севере офиолиты были обдуцированы во время невадийской орогении на древнее континентальное основание Сьерры, являвшееся частью Североамериканского континента. Здесь много офиолитовых брекчий и олистостромов, образование которых отражает этап обдукции [Godfrey, Klemperer, 1998]. На юге структуры энсиматической дуги и краевого моря причленились к континенту, нарастив его край, и образовали фундамент осадочного бассейна Большой Долины. В меловое время плутоны Сьерры интрудировали и спаяли вновь

Таблица 3.1.1. Тектоно-стратиграфические комплексы Куюльского террейна

Геодинамические обстановки	Пластины (состав; возраст)
Надсубдукционные офиолиты	Ганкуваям (перидотиты, кумуляты, габбро, плагиограниты, дайковый комплекс, базальт-андезит-дацитовая серия; J_2–J_3^1)
Океанические офиолиты	Встречная (базальты, известняки, кремни; P, T–J_2)
То же	Веселая (базальты, кремни; T_2 – J_3^1)
"	Уннаваям (перидотиты, кумуляты, габбро)
Внутриплитные офиолиты	Таловка (перидотиты, базальты)
Субдукционный комплекс	Удачная (амфиболиты, глаукофановые и зеленые сланцы; 134, 122, 82 млн лет соответственно, K/Ar метод)
Осадки желоба	Тылпынтыхлаваям (терригенные породы, кремни, олистостромы; J_3–K_1)

образовавшиеся края континента. Во время невадийской тектонической фазы в результате аккреции офиолитов произошел быстрый рост континентальной окраины (более 500 км^3 за 10 млн лет). Здесь следует обратить внимание на то, что в результате обдукции мощность новообразованной коры получилась все-таки меньше, чем в результате причленения или чистой аккреции. Это еще раз указывает на то, что основное скучивание материала происходит на глубинных уровнях.

Непременной частью офиолитовых поясов или террейнов являются серпентинитовые меланжи. Традиционно они рассматриваются как результат дезинтеграции офиолитового разреза. Однако при изучении континентальных окраин аккреционного типа был обнаружен своеобразный тип серпентинитовых меланжей, который получил название "структурированный меланж" [Соколов и др., 1996]. Для этих образований, помимо общей хаотической структуры, выраженной беспорядочным распределением глыб и блоков разной размерности, характерно достаточно упорядоченное (закономерное) внутреннее строение. При детальном картировании выделяется система смятых в складки пластин, сложенных блоками пород какого-либо определенного состава и образовавшихся в одной геодинамической обстановке (рис. 3.1.15).

Подобного рода меланжи состоят из тектонически совмещенных фрагментов офиолитов разного возраста и генезиса (табл. 3.1.1). На геологической карте аккреционной призмы п-ова Тайгонос (см. рис. 3.1.11) также видна упорядоченная структура серпентинитового меланжа.

Постколлизионные обстановки

Процессы вертикальной аккреции не заканчиваются и после формирования новой континентальной окраины, созданной в результате аккретирования или коллизии террейнов. Причины и механизмы, приводящие на этом этапе к увеличению мощности и изменению состава коры, также весьма различные.

Например, вдоль восточной окраины Новой Зеландии происходит косое взаимодействие Австралийской и Тихоокеанской плит со скоростью около 38 мм/год. При этом с севера на юг наблюдается смена геодинамических обстановок взаимодействия плит [Eberhart-Phillips, Reyners, 1997]. Субдукция океанической литосферы

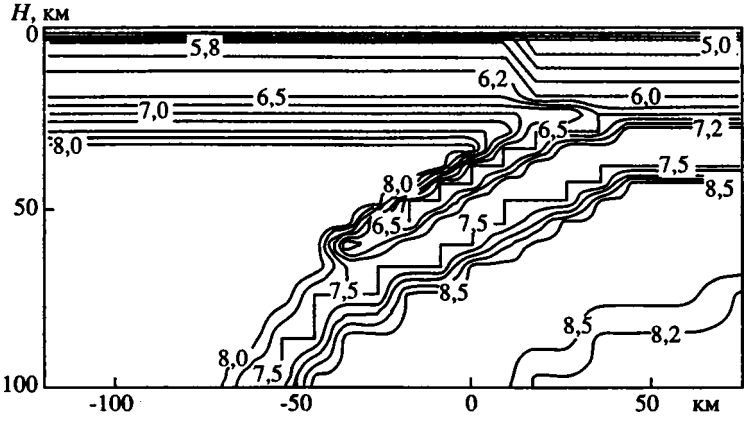


Рис. 3.1.16. Синтетическая модель (2-D) зоны субдукции в северной части о-ва Южный, Новая Зеландия [Eberhart-Phillips, Reyners, 1997]
Пояснения см. в тексте

Тихого океана вдоль о-ва Северный сменяется коллизией континентального блока (поднятие Чатам) с корой мощностью 23–26 км в районе о-ва Южный. Происходящее при коллизии погружение блока под континентальную кору Новой Зеландии обеспечивает появление на глубине 60 км низкоскоростных слоев (6,5 км/с) (рис. 3.1.16). В результате возникла неоднородная и в геодинамическом отношении неустойчивая структура, и эта неустойчивость должна была вызвать проявление активных тектонических движений. Действительно, именно в этом месте проявлены наиболее сильные деформации и возникло поднятие горного массива Южных Альп высотой до 3 км. Можно прогнозировать, что постколлизионные тектонические и орогенические события не прекратятся до достижения системой равновесного состояния.

Другой пример связан с плюмовой тектоникой. В Центрально-Азиатском складчатом поясе присутствуют аномальные по площади и объему массивы гранитоидного магматизма, сформировавшиеся в среднем палеозое–раннем мезозое [Владимиров, 1997]. Их внедрение произошло после коллизии и последовавшей затем консолидации континентальных масс Сибири и Центральной Азии. Они относятся к постколлизионным образованиям и, следовательно, их появление не может быть объяснено с позиций классического аккреционно-субдукционного механизма, к которым относится большинство рассмотренных выше примеров.

В этом регионе дальнейший рост континентальной коры происходил во внутриплитной обстановке за счет поступления мантийных расплавов и флюидов на границу с нижней корой с формированием крупных объемов кислых магм [Владимиров, 1997; Коваленко и др., 1999; Ярмолюк и др., 2000]. В пользу этой модели свидетельствует совпадение во времени главного периода формирования постколлизионных гранитоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса с глобальными излияниями пермско-триасовых платобазальтов Сибирской платформы, более подробная информация о которых содержится в гл. 2.2. Сибирские платобазальты и траппы были связаны с суперплюмом, имевшим глубинный нижнемантийный источник. Влияние суперплюма сказалось не только на изотопных характеристиках гранитоидов, но и имело определяющее значение для роста континентальной коры в этот период времени.

Изотопные исследования показывают, что в корообразующих процессах в Центральной Азии принимали участие кислый магматизм и интенсивное терриген-

ное осадконакопление (континентальная кора), анатексис деплетированной мантии (океаническая кора), внутриплитный магматизм с участием плавления обогащенной мантии (океаническая и континентальная кора). Кроме того, изотопные данные не противоречат модели тектонического залегания рифейской континентальной коры микроконтинентов на ювенильной коре каледонид [Коваленко и др., 1999]. Эти данные подтверждают высказанный при обсуждении геолого-геофизической модели Аляски тезис о более молодом возрасте нижних частей литосферы.

Следует обратить внимание на то, что в рассмотренном примере вертикальная аккреция работает на постколлизионной стадии, но здесь в отличие от Альпийского орогена главная роль отводится магматизму, а не тектоническому утолщению. В Альпах после коллизии магматизм прекратился, но геодинамическая активность продолжается и в настоящее время. Неравномерный рост горных сооружений, структурообразование (в том числе покровообразование, инверсия позднепалеозойских грабенов и пр.), сопровождаемое концентрацией сейсмичности, связываются с продолжающимся явлением подслаивания орогенического клина Альп материалом Европейской плиты [Mozar, 1999]. Контраст эволюции орогенов еще раз подтверждает тезис не только о разнообразии проявлений вертикальной аккреции, но и о сложном сочетании происходящих при этом тектонических и магматических процессов.

Магматические проявления вертикальной аккреции

Основной материал по магматическим проявлениям вертикальной аккреции изложен выше (см. часть вторую). Рассмотрение этого аспекта в данной главе обусловлено его неразрывной связью с описанными выше геодинамическими обстановками. Эта взаимообусловленность тектонических и магматических проявлений вертикальной аккреции показывает определенную условность принятых в книге градаций по типам процессов.

Очевидно, что магматизм является важной составной частью процесса формирования корового слоя континентов и нередко новообразование континентальной коры сводится, как уже отмечалось выше, к формированию ее в зонах субдукции (андезитовая модель). Субдукционный магматизм проявляется в двух модификациях. Это протяженные окраинно-континентальные вулканические пояса (окраины андийского типа) и островные дуги, которые, в свою очередь, делятся на зрелые (энсиалические) и примитивные (энсиматические или внутриокеанические). Однако, как будет показано ниже, хотя субдукционный магматизм и обеспечивает появление огромных объемов новой коры, не всегда состав его продуктов соответствует составу коры континентального типа. Существуют и другие проявления магматизма, которые связаны с процессом вертикальной аккреции. К одному из них относится специфический магматизм, получивший название "аккреционный" (см. гл. 2.3).

Наиболее ярким примером магматического выражения вертикальной аккреции являются окраинно-континентальные вулканические пояса. В результате магматических процессов континентальная кора большой мощности была создана в Кордильерах и Андах вдоль западной части американского материка.

В процессе мезозойско-кайнозойского магматизма в Сьерра-Неваде образовался 30-километровый слой гранитоидов (тоналиты, гранодиориты, граниты) и по крайней мере 70-километровый слой мафит-ультрамафитовых кумулятов и рестиров, комплементарных средне- и верхнекоровым уровням [Ducea, Saleeby, 1998]. Петролого-геофизический разрез континентальной коры (рис. 3.1.17) следующий: верхний уровень достаточно однородный, прослеживается до глубины 35 км и

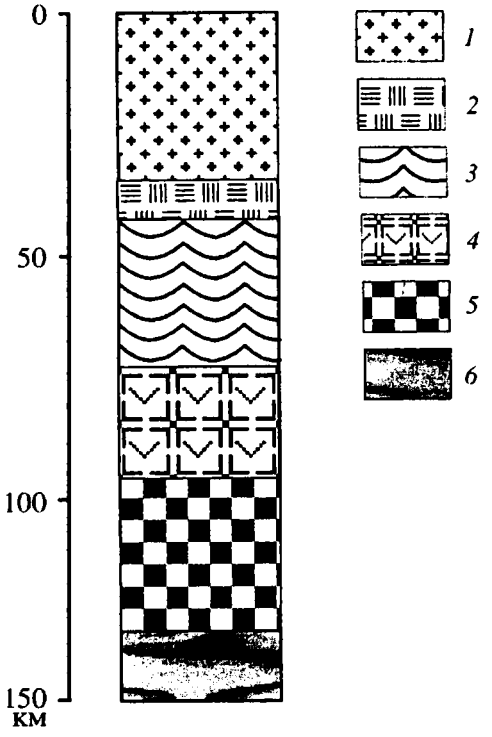


Рис. 3.1.17. Петролого-геофизический разрез континентальной коры Сьерра-Невады [Ducea, Saleeby, 1998]

1, 2 – верхняя кора: *1* – тоналиты, гранодиориты, граниты, *2* – кислые и основные плутоны; *3, 4* – нижняя кора: *3* – эклогитовые кумуляты и реститы, *4* – перидотиты, эклогитовые кумуляты и реститы; *5* – литосферная мантия: гранатовые перидотиты, реститы; *6* – астеносфера

сложен гранитоидами (скорости 6–6,4 км/с). На глубине 30–40 км появляются мафические породы, образовавшиеся при давлениях 0,8–1,2 ГПа, которые вместе с гранитоидами образуют переходную зону. Ниже (40–75 км) расположен эклогитовый слой. Предполагается, что на этом уровне существовали огромные магматические камеры, в которых происходило смешение мантийных и коровых компонентов. Породы эклогитовой коры равновесно изотопны 80–120 млн лет. Нижнекоровый–верхнемантийный переход фиксируется на глубинах 75–100 км. Образцы ксенолитов (гранатовые перидотиты), обнаруженные в миоценовых базальтах, указывают на минеральные ассоциации, равновесные при давлениях 2,5–4,5 ГПа. Именно к этой группе гранатовых перидотитов относятся образцы, показывающие молодой миоценовый возраст (Sm/Nd метод). Таким образом, мезозойско-миоценовая литосфера имеет общую мощность 130 км и не обнаруживает меток ни океанической мантии, ни ксенолитов океанического происхождения.

Другим ярким примером является Катазиатский вулканический пояс. В его северной части, в Охотско-Чукотском сегменте (Охотско-Чукотский вулканический пояс – ОЧВП) интенсивный магматизм продолжался в течение мелового времени, начиная с альба и до кампана включительно. За этот период времени возникла континентальная окраина, мощность коры которой достигает 25–40 км. К западу, в мезозоидах Северо-Востока России, мощность коры составляет 35–50 км, а восточнее, в Корякском нагорье – 30–35 км. При этом мощность гранитно-метаморфического слоя в мезозоидах 15–28 км, в ОЧВП – 0–20 км и в Корякском нагорье – 10–25 км. На геофизическом профиле (рис. 3.1.18) видно, что мощность гранитного слоя в мезозоидах 20–22 км, во фронтальной зоне ОЧВП 6–8 км, в Корякской складчатой системе 15–17 км, а базальтового слоя – соответственно 17–18, 24–26 и 14–15 км. Эти данные показывают, что, хотя по мощности земная кора фронтальной зоны ОЧВП соизмерима с корой континентального типа, но по своему внутреннему строению (резкое увеличение базальтового слоя, вплоть до полного исчезновения гранитного) является аномальной.

Этот пример показывает, что автохтонный способ, или андезитовая модель, не обеспечивают формирование типичной континентальной коры. К этому следует добавить, что в Корякском нагорье, где достаточно хорошо развит гранитно-метаморфический слой, гранитоидные интрузии встречаются крайне редко и только в виде небольших тел. Возможно, интрузии, несмотря на типичный альпийский рельеф с превышениями до 1–2,2 км, еще не вскрыты эрозией. Однако нельзя

исключать, что континентальный тип коры здесь создан главным образом тектоническими "агентами" вертикальной аккреции в процессе многократного аккретирования разнообразных террейнов.

В примерах окраинно-континентальных вулканических поясов гигантские объемы магматических продуктов как бы затушевывают роль тектоники, уводят ее на второй план. Однако в случае косой субдукции связь субдукционного магматизма с деформациям выражена более отчетливо. Огромные массы известково-щелочных гранитных интрузий западного побережья Северной Америки связаны с масштабными горизонтальными перемещениями в мезозое и раннем кайнозое [Chardon et al., 1999].

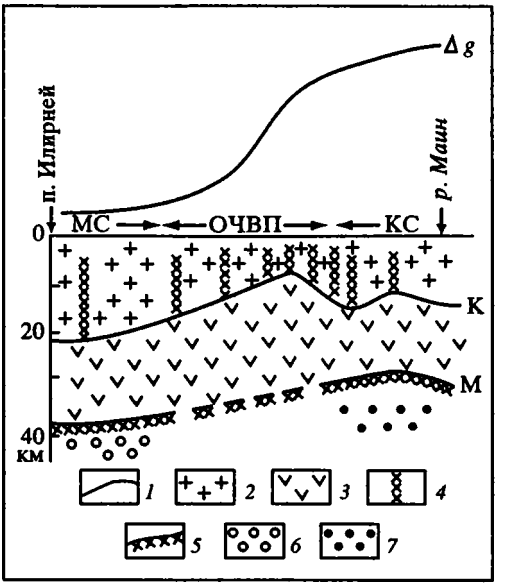


Рис. 3.1.18. Разрез земной коры через ОЧВП, по: [Беляевский, Родников, 1972]

1 – кривая гравитационных аномалий; *2, 3* – слои: *2* – "гранитный", *3* – "базальтовый"; *4* – зоны глубинных разломов; *5* – поверхность Мохоровичича; *6* – зоны разуплотнения в верхней мантии; *7* – зоны уплотнения в верхней мантии. МС – мезозоиды, КС – Корякская складчатая система, ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

Одним из основных этапов внедрения плутонов Берегового пояса Кордильер (Британская Колумбия, Канада) был интервал 110–87 млн лет [Chardon et al., 1999], что соответствует по времени австрийской фазе среднемеловых деформаций. Гранитоиды известково-щелочного состава локализованы вдоль границы супертеррейнов Межгорного (Intermontane) и Островного (Insular). Последний сложен палеозойскими ортогнейсами, палеозойскими и верхнеюрско-нижнемеловыми метаморфизованными вулканитами и турбидитами, а также триасовыми вулканитами. Вдоль восточного края плутоны интрудируют позднепалеозойские–раннемезозойские вулканиты и позднеюрско-раннемеловые отложения Межгорного супертерейна. Молодой эоценовый метаморфизм достигает гранулитовой фации. Гранитоидный магматизм при этом во времени смещался с запада на восток.

Становление плутонов происходило в условиях сдвиговых и надвиговых деформаций (рис. 3.1.19) при косой субдукции и левосторонней конвергенции плит, перемещения вдоль которой носили масштабный характер. Сдвиги развиты в центральной части магматической дуги, а надвиги – по краям. В юрское и меловое время террейны перемещались на юг, что подтверждается палеомагнитными данными. При этом Островной супертеррейн переместился на юг до широт Южной Калифорнии, а Межгорный супертеррейн – до Орегона. В период 83–65 млн лет Островной супертеррейн испытал перемещение порядка 2000 км на север относительно Межгорного. Позднее (65–45 млн лет) оба супертеррейна двигались в северном направлении на 1000–2000 км.

Рассматривая роль субдукционного магматизма в формировании континентальной коры, необходимо помнить, что большое количество островных дуг имеет существенно базальтовый состав. Кроме того, средние значения скоростных параметров коры (составы ее отражены в табл. 3.1.2) островных дуг (6,5–6,9 км/с) и континентов (6,3 км/с) различаются [Smithson et al., 1981]. Средние коровые скорости Алеутской дуги, Тонга, Пуэрто-Рико имеют значения 6,7–7,1 км/с [Smithson et

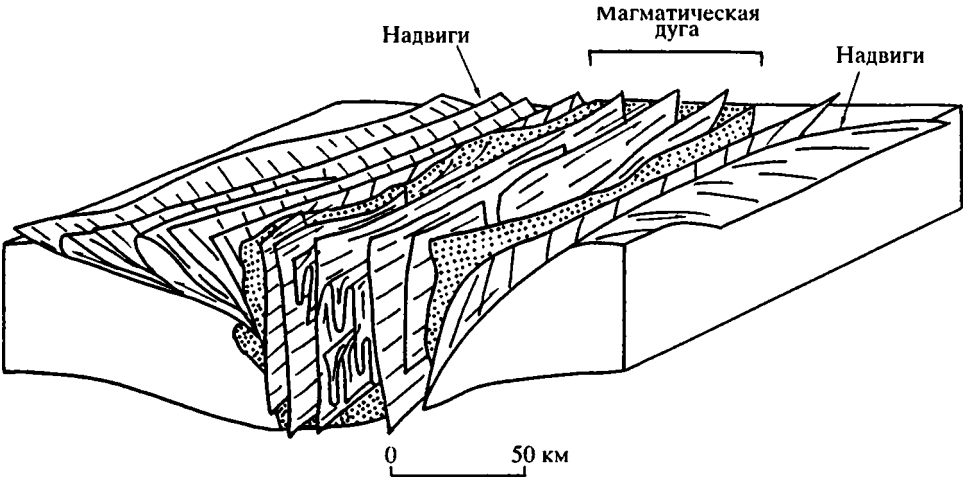


Рис. 3.1.19. Модель становления плутонов магматической дуги Берегового пояса в структуре дивергентного покровно-складчатого орогена в результате левосторонней конвергенции плит [Chardon et al., 1999]

al., 1981]. Следовательно, андезитовая модель формирования континентальной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Dewey, Bird, 1970] является лишь частным случаем, который более или менее реализуется в окраинно-континентальных вулканических поясах или в зрелых энсиалических дугах и не может быть применим для большинства внутриокеанических дуг. Можно рассмотреть по крайней мере два варианта.

Первый вариант предполагает существование эволюционного ряда от энсиматической дуги через энсиалическую до окраинно-континентального вулканического пояса. При этом он рассматривается как общий процесс направленного становления гранитно-метаморфического слоя коры континентального типа. Эта гипотеза, казалось бы, достаточно хорошо применима для многих регионов, в том числе для Камчатки, в фундаменте современной вулканической дуги которой встречаются террейны энсиматических дуг и во времени как бы нарастает сиаличность вулканизма. Однако и в этом случае нет прямого последовательного эволюционного

Таблица 3.1.2. Средние составы коры

Окисел	Алеутская островная дуга по: [Holbrook et al., 1999]	Сьерра-Невада, батолит по: [Smithson et al., 1981]	Средняя континентальная кора	
			по: [Smithson et al., 1981]	по: [Holbrook et al., 1999]
SiO_2	49,5 ± 0,8	69,3	63,0	59,1
TiO_2	0,6 ± 0,2	0,4	0,7	0,7
Al_2O_3	16,2 ± 0,7	15,5	15,8	15,8
FeO	8,1 ± 0,4	5,1*	5,4*	6,6
MnO	0,2 ± 0,1	–	0,1	0,1
MgO	10,6 ± 1,3	1,2	2,8	4,4
CaO	13,0 ± 0,8	3,2	4,6	6,4
Na_2O	13,0 ± 0,8	3,4	2,7	1,9
K_2O	0,5 ± 0,2	3,7	2,7	1,9

* $FeO = FeO + Fe_2O_3$ (вес. %).

ряда. Он нарушается сменой во времени вулканизма разной основности и несколькими этапами причленения энсиматических островодужных террейнов.

Самый молодой этап коллизии островодужных комплексов террейнов Восточных полуостровов Камчатки относится к среднему миоцену [Константиновская, 1999], т.е. значительно позже, чем вдоль западной части Камчатки, образовался палеоцен-эоценовый Западно-Корякско-Камчатский окраинно-континентальный вулканический пояс [Филатова, 1988; Nokleberg et al., 1994]. Кроме того, изотопные метки современных вулканитов Камчатки противоречат тенденции увеличения сиаличности коры. Представляется более правильным говорить о сложных пространственно-временны́х закономерностях становления континентальной коры, носящих нелинейный характер [Пущаровский, Соколов, 2001].

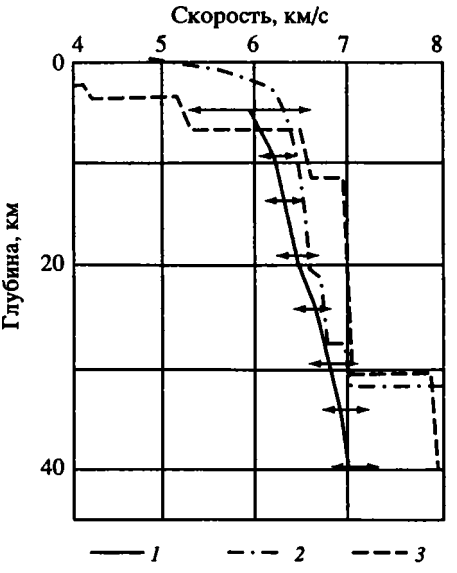


Рис. 3.1.20. Скоростные параметры коры Алеутской островной дуги [Holbrook et al., 1999].

1 – средний состав континентальной коры; *2* – кора террейнов Британской Колумбии; *3* – кора Алеутской островной дуги

Второй вариант предполагает, что кора островных дуг существенно изменяется во время или после ее вхождения в состав континентальной окраины. Эта модель может быть проиллюстрирована на примере Алеутской дуги [Fleidner, Klemperer, 2000; Holbrook et al., 1999].

Алеутская дуга сложена дифференцированной серией от базальтов до риолитов, но преобладают вулканиты основного состава. Максимальная мощность коры 25–30 км. Геофизическая, скоростная структура и, следовательно, состав Алеутской дуги отличается от континента (рис. 3.1.20; см. табл. 3.1.2). По сравнению с континентальной корой и террейнами, аккретированными к Северной Америке, дуга содержит большее количество мафического материала в нижней коре, а в верхней части отсутствует слой со скоростями 6,1–6,4 км/с, характерный для континентов и аккретированных террейнов и нет свидетельства сколь-нибудь существенного количества кислого материала в коре [Holbrook et al., 1999].

Расчетный состав коры следующий: 1) верхний вулканогенно-осадочный слой (мощность 7 км) представляет собой главным образом смесь базальтов и андезитобазальтов (скорости 4,3–5,0 и 5,2–5,4 км/с); 2) средний слой (мощность 3–6 км) соответствует базальтам СОХ (скорость 6,5–6,8 км/с) и представляет собой скорее всего фрагмент плиты Кула, насыщенный (интрудированный), особенно под вулканической зоной дуги, островодужным материалом; 3) нижняя кора (мощность 10–12 км) является остатком от плавления толеитовых магм (скорость 6,9–7,3 км/с). Мантийный клин со скоростью 7,4–8,1 км/с сложен ультраосновными кумулятами (пироксениты) вдоль границы Мохо и дунитами в более глубоких частях [Fleidner, Klemperer, 2000].

Для того, чтобы Алеутская дуга превратилась в континентальную кору, необходимо образование кислого магматизма в верхней части коры и уничтожение или переработка значительной части мафического материала в нижней коре. Очевидно, что эти процессы, которые также следует рассматривать как проявления вертикальной аккреции, должны произойти или во время латерального аккретирова-

ния дуги к континенту или несколько позже. Естественно предположить, что это могут быть внутрикоровое плавление и деламинация или, другими словами, отслоение с последующим погружением в мантию нижней мафической и ультрамафической коры. Причленение дуг к континенту может вызвать образование эклогитов, что должно стимулировать деламинацию. Комбинация деламинации и появления внутрикоровых расплавов в нижней коре была рассмотрена в работе [Pearcy et al., 1990]. После этого новая субдукция во внешней части аккретированного островодужного террейна может вызвать образование наложенной континентальной дуги (или окраинно-континентального пояса), что приведет к появлению кислых плутонов в верхней коре. Кроме того, сегрегация оливиновых кумулятов ниже сейсмического Мохо во время внутрикорового фракционирования могла также направить процесс изменения базальтового вещества в сторону андезитового состава [Pearcy et al., 1990].

Безусловно, деламинацию трудно отнести к категории агентов вертикальной аккреции. Поскольку она вызывает отслоение и уменьшение мощности коры. Однако, если бы действовала только деламинация, то в рассмотренном примере прогноза последствий причленения Алеутской дуги невозможно было бы достигнуть ни необходимой мощности, ни необходимого состава, которые соответствовали бы коре континентального типа. Здесь деламинация и внутрикоровые изменения действуют взаимозависимо и неразрывно, поэтому уместно еще раз подчеркнуть совокупность тектонического и магматического факторов вертикальной аккреции даже в тех случаях, когда они как бы имеют разную направленность.

Подобная модель применима и для Тайгоносского сегмента континентальной окраины Азии, где до возникновения ОЧВП существовали две островодужные системы (позднепалеозойско-раннемезозойская Кони-Тайгоносская и позднеюрско-раннемеловая Удско-Мургальская), тектонические и магматические процессы в которых обусловили формирование континентальной коры и образования аномального по сравнению с соседними сегментами количества гранитоидов [Лучицкая, 1999; Соколов, 1992; Соколов и др., 1999]

Таким образом, кроме андезитового (субдукционного) магматизма должны действовать еще какие-то факторы, обеспечивающие становление коры континентального типа. Одним из них является причленение аккреционных клиньев [Dickinson, 1970], о которых писалось выше. Так, средние скорости сейсмических волн в обезвоженных, литифицированных осадках предостроводужных бассейнов 4,7–4,9 км/с после перекристаллизации и приобретения коровых характеристик могут достигнуть скорости 6,2–6,6 км/с, что уже лучше согласуется со средним составом континентальной коры. Скорость коры, сложенной франсисканским комплексом, составляет 4,4–6,0 км/с, а ядра дуги в Сьерра-Неваде – 6,6 км/с. Поэтому за счет причленения и вертикальной аккреции больших объемов "франсискана" может возникнуть кора континентального типа.

Таким образом, андезитовая модель в чистом виде не может создать современную кору континентального типа, а ее образование обеспечивается вертикальной аккрецией.

Приведенный выше материал свидетельствует о многообразии проявлений и взаимосвязанности тектонических и магматических процессов, обеспечивающих становление коры континентального типа. Существующие модели (коллизионная, аккреционная, андезитовая и др.) достаточно хорошо объясняют общие закономерности формирования континентальных окраин, но сталкиваются с трудностями при объяснении становления коры континентального типа. В этом плане представления о вертикальной и латеральной аккреции [Леонов и др., 2000; Соколов, 1992] открывают перспективу познания всей совокупности геологических процессов, обеспечивающих создание континентальной литосферы, являющейся вместе с

океанами двумя крупнейшими неоднородностями Земли. Необходимо также отметить, что в данном разделе мало внимания было уделено метаморфическим преобразованиям. Роль метаморфизма и других процессов в формировании гранитно-метаморфического слоя континентов рассмотрены в других разделах монографии.

Исследования были выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 99-05-65649 и 02-05-64217.

Глава 3.2

КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТЫ И ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ АРЕАЛЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ВЕРТИКАЛЬНОЙ АККРЕЦИИ

Гранитоиды формируются в разных и не всегда очевидных тектонических обстановках. Наиболее яркими из них являются центры океанического спрединга ("офиолитовые плагиограниты"), надсубдукционные граниты энсиматических островных дуг и активных континентальных окраин, гранитоиды коллизионных зон и так называемые анорогенные граниты, обычно объясняемые плавлением нижней коры под воздействием тепла разогретой (аномальной) мантии или в связи с внедрением мантийных расплавов. Одна из разновидностей гранитоидного магматизма была рассмотрена выше, в гл. 3.1. Большинство упомянутых процессов приводит к образованию локальных интрузий, штоков и батолитов. Гранито-гнейсовые ареалы отличаются гнейсово-купольным строением. Как показывает рассмотрение этого вопроса, приведенное в данной работе, они возникают при парциальном плавлении и локализуются на определенном гипсометрическом уровне коры в коллизионной обстановке.

Гранито-гнейсовые ареалы, гнейсовые купола и гранитные батолиты приурочены к верхней коре континентов, широко обнаженной, например, на древних щитах, и характеризующейся мощностью около 10 км, средней скоростью продольных сейсмических волн V_p = 6,06 км/с$^{-1}$, плотностью d = 2,75 г · см$^{-3}$ и заметно повышенной интенсивностью теплогенерации A = 1,33 + 1,75 мкВ/м$^{-3}$, которая обусловлена значительным содержанием радиоактивных элементов (U, Th, K) [Meissner, 1986; Taylor, McLennan, 1995]. Напротив, нижняя кора (глубины 10–40 км) характеризуется повышенными величинами V_p = 6,35÷7,05 км/с$^{-1}$, d = 3,08 г/см$^{-3}$ и заметно пониженной интенсивностью теплогенерации A = 0,48÷0,53 мкВ/м$^{-3}$ [Rudnick, 1992; Кременецкий и др., 1986], что связано с базификацией при удалении гранитного материала в верхнюю кору в процессе эволюции континентальной коры [Taylor, McLennan, 1995]. Нижняя кора выдвигается вверх по деколлементам и оказывается на дневной поверхности после глубокой эрозии горных сооружений. Она сложена тонко расслоенными гранулитами среднего и основного состава, деформированными в изоклинальные складки [Percival et al., 1992; Rutter, Brodie, 1992].

Континентальная коллизия представляется одним из наиболее наглядных тектонических процессов, при котором происходит выплавление и подъем гранитов внутри земной коры. Несмотря на огромное количество публикаций в этой области, нам неизвестно единого системного геологического описания всех уровней глубинности этого процесса. Данная работа представляет собой, по-видимому, первую попытку в этом направлении. Рассматриваются три уровня гранитного процесса в разрезе коры коллизионной области:

1) современные расплавные горизонты внутри коллизионной коры, устанавливаемые по геофизическим данным и по косвенным геохимическим данным для гранитов плиоцен-четвертичного возраста, поднявшихся вверх из зоны гранитообразования и внедрившиеся в вышележащие складчатые комплексы (Гималаи и Кавказ); 2) гранито-гнейсовые ареалы в области концентрации гранитного вещества в коре, вышедшие на поверхность в процессе эрозии каледонского коллизионного сооружения (палеозоиды Прибайкалья); 3) нижние уровни коры в коллизионной зоне (северо-восток Сибирского кратона), где на поверхность выведены истощенные породы нижней коры, относящиеся к раннепротерозойскому складчатому сооружению, тогда как гранитоидные комплексы верхней коры уже эродированы.

Результаты позволяют представить геологию гранитного процесса в полном вертикальном сечении земной коры коллизионной области.

Современные горизонты гранитного расплава в земной коре коллизионных зон

Структура Гималайской и Кавказской коллизионных зон определенно свидетельствует о возникновении горизонта парциального выплавления гранитоидов внутри коры. Гималаи и прилегающее Тибетское плато играют ключевую роль в исследованиях коллизионных орогенов, поэтому там в последние годы были проведены работы по комплексным геофизическим проектам PASSCAL Tibetan plateau experiment (1991–1992 гг.), INDEPTH (1992–1995 гг.) и др. [Owens, Zand, 1997], которые позволили с высокой точностью выявить строение земной коры региона. Здесь выделяются складчатая область Гималаев (структуры закрывшегося океана Тетис с разновозрастными, вплоть до позднедокембрийских, террейнами) и область Тибета, образованная при аккреции террейнов Лхаса и Цянгтатанг (мезозоиды и палеозоиды на докембрийском основании), террейна Сунпан-Гандзи (индосиниды, сформированные в перми–триасе) и террейна Цайдам (герциниды) (рис. 3.2.1).

Вследствие коллизии Азиатской и Индийской плит, начавшейся 55 млн лет назад [Guillot et al., 1999], мощность коры южнее сутуры Цангпо (см. рис. 3.2.1) возросла до 70 км. Средняя скорость продольных волн в этой коре составляет 6,0 км/с$^{-1}$ [Nelson et al., 1996], что соответствует представлению о разнородных складчатых толщах, занимающих большую часть мощности коры. Индийская литосфера продвигается к северу под Южный Тибет по Главному Гималайскому надвигу (см. рис. 3.2.1). Во фронтальной части Тибета (террейн Лхаса) установлена мощность коры до 80 км и выявлена граница слоя пониженных скоростей на глубине 15–20 км, которая представляется исследователям [Owens, Zand, 1997; Nelson et al., 1996; и др.] кровлей слоя внутрикорового парциального плавления, ниже которой располагается тело с повышенной электропроводностью [Owens, Zand, 1997] при ориентировочной мощности расплавленного горизонта 10 км [Nelson et al., 1996]. Жесткая высокоскоростная мантия, отсутствие неогеновых (до современных) мафических вулканитов указывают на разогрев и парциальное плавление коры в результате интенсивного утолщения коры и последующей термальной релаксации за счет коровой теплогенерации по модели [England, Thompson, 1984], а не вследствие интрузий мантийных расплавов [Owens, Zand, 1997].

Прямым подтверждением разогрева в коре и, возможно, существования расплавов на глубине являются горячие источники, повсеместные в Южном Тибете. На севере Тибетского региона средняя мощность коры значительно меньше, 55 км, а скорость продольных волн 6,4 км/с$^{-1}$ [Nelson et al., 1996], вероятно, свидетельствует о значительной доле в ней кристаллических комплексов. Подстилающая мантия

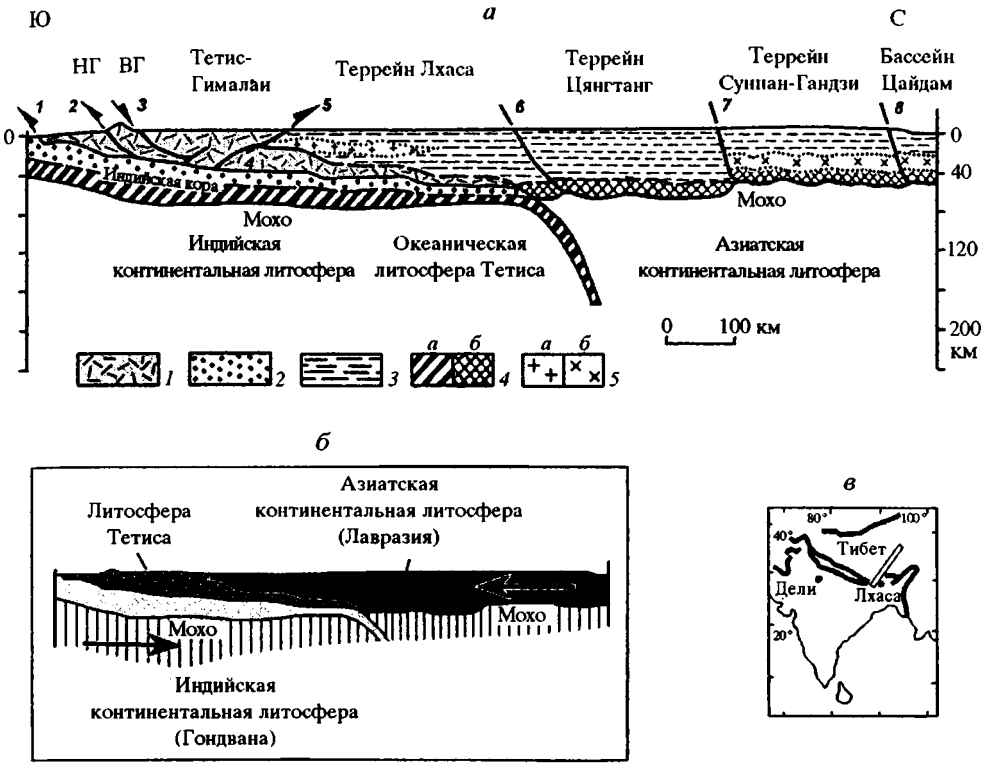


Рис. 3.2.1. Геолого-геофизический профиль Гималаи–Тибет, по: [Nelson et al., 1996] с дополнениями: [Хаин, 1984; Owens and Zand, 1997] и изменениями (*а*), принципиальная схема взаимодействия литосфер Гондваны и Лавразии (*б*), местоположение профиля показано прямоугольником на врезке (*в*)

1–3 – континентальная кора, области: *1* – Тетиса; *2* – то же, Индии; *3* – Тибета; *4* – нижняя мафическая кора с сейсмической скоростью (V_p), км · с$^{-1}$: *а* – 7,2–7,5, *б* – 6,3–7,5; *5* – области парциального плавления в коре: *а* – при термальной релаксации в утолщенной при коллизии коре, *б* – за счет поступления тепла из аномальной мантии. Разломы (1–8): 1 – Главный фронтальный надвиг, 2 – Главный центральный надвиг, 3 – Южно-Тибетский детачмент, 4 – Главный Гималайский надвиг, 5 – сутура Цангпо, 6 – сутура Бангонг, 7 – сутура Чиньша, 8 – Северо-Куньлуньский разлом. НГ – Низкие Гималаи, ВГ – Высокие Гималаи

обладает аномальными свойствами (низкая скорость региональной верхнемантийной *P*-волны, анизотропия распространения или местами отсутствие отражений *S*-волн), что объясняется напряженным состоянием и повышенной температурой [Nelson et al., 1996]. В нижней коре террейна Сунпан-Гандзи (см. рис. 3.2.1) необычно низкие скорости *S*-волн указывают на парциальное плавление, обусловленное высокой температурой подстилающей мантии и внедрением неогеновых щелочных базальтоидов [Owens, Zand, 1997].

Кавказская коллизия [Lipman et al., 1993] локализована на значительно меньшем пространстве (рис. 3.2.2). Вдоль Главного Кавказского надвига (Главный надвиг Большого Кавказа [Леонов, 1975],) мезозойские островодужные комплексы Закавказской плиты пододвигаются к северу, начиная со среднего олигоцена – 30 млн лет назад – под Скифскую плиту, причлененную, в свою очередь, к Восточно-Европейскому кратону в конце палеозоя [Дотдуев, 1986; Хаин, 1984; и др.].

Все бассейны с корой океанического типа замкнулись на Кавказе в конце позднего мела [Короновский, 1994]. Заключительным эпизодом такого замыкания

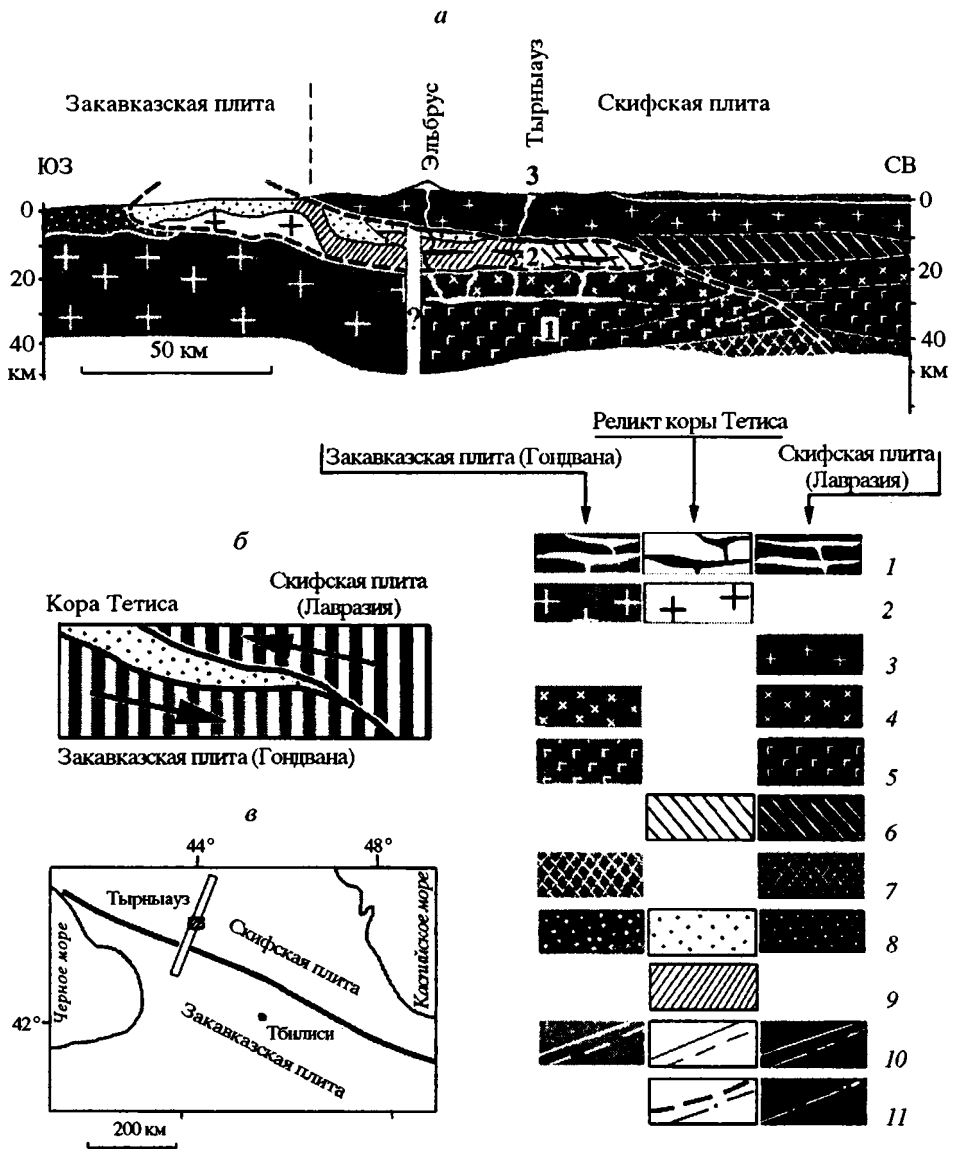


Рис. 3.2.2. Геолого-геофизический профиль через Главный Кавказский хребет (*а*), принципиальная схема взаимодействия литосфер Гондваны и Лавразии (*б*) и схема расположения профиля (*в*)

1 – магматические, преимущественно гранитоидные тела (цифры на рисунке: 1 – область магмогенерации, 2 – уровень растекания гранитной магмы и гранитоидов в зоне деколлемента, 3 – области разгрузки расплава, Тырныаузский массив); *2* – континентальная кора нерасчлененная, по: [Дотдуев, 1986]; *3–7* – геофизическая расслоенность, по: [Гаретовская и др., 1986]: *3* – гранито-гнейсовый геофизический слой (V_p = 5,8+6,2 км/с, d = 2,5+2,65 г/см^3), *4* – гранулит-эндербитовый слой (V_p = 6,4+6,9 км/с, d = 2,7 г/см^3), *5* – гранулит-базитовый слой (V_p = 6,9+7,0 км/с, d = 2,94 г/см^3), *6* – зона пониженных скоростей с преобладанием гранитного вещества, частично – расплава (волновод, V_p = 5,8+5,9 км/с, d = 2,5+2,67 г/см^3), *7* – верхняя мантия; *8* – мезозойские и кайнозойские отложения; *9* – тектонически перемешанные мезозойские и кайнозойские отложения; *10* – геологические границы и поверхности сейсмических разделов; *11* – главные поверхности надвигов, по: [Дотдуев, 1986], и второстепенные разломы

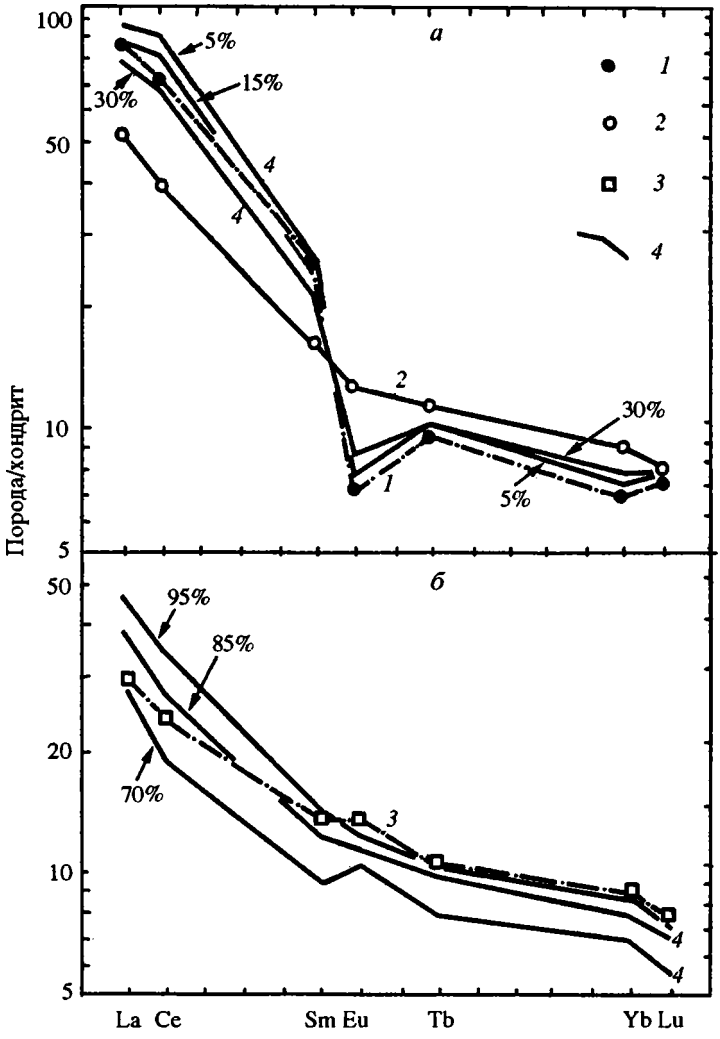


Рис. 3.2.3. Нормированные по хондриту содержания редкоземельных элементов в Эльджуртинских гранитах, модельных составах земной коры, расчетных выплавках и реститах

а – состав гранита, исходного субстрата и расчетных расплавов, цифры (в %) означают степень плавления; *б* – состав реститов, цифры (в %) означают долю остаточного вещества после удаления расплава

1 – Тырныаузский гранит (Эльджуртинский массив), среднее; *2* – предполагаемый исходный субстрат (по андезитовой модели коры [Taylor, McLennan, 1985]; *3* – ожидаемый рестит (нижняя кора [Taylor, McLennan, 1985]); *4* – расчетные выплавки и реститы. Знаки *1* и *3* сопровождаются штрих-пунктирной линией

явилось закрытие мел-палеогенового глубоководного флишевого бассейна между указанными плитами, когда в этот бассейн стали поступать обвальные олистостромовые отложения позднего эоцена. Крупные олистолиты позднеюрских известняков, андезито-базальтов и палеозойских гранитоидов сползали в бассейн в результате разрушения фронтального "козырька" надвигавшейся с юга Закавказской плиты ("дикий флиш" [Леонов М., 1975]). Затем в результате встречного надвигания (в южном направлении) флиш перекрыл отложения олистостромового комплекса фронтальной части Закавказской плиты (Сханарская синклиналь [Леонов М., 1975]) и бассейн полностью закрылся. В олигоцене, примерно 25 млн лет назад, начался процесс коллизии континентального типа, продолжающийся по сей день.

Таблица 3.2.1. Сопоставление расчетных и наблюдаемых отношений редкоземельных элементов при геохимическом моделировании выплавления Тырныаузского гранита из субстрата андезитовой коры

Источник, расплав и рестит		Отношения содержаний элементов, нормированных по хондриту		
		Ce/Yb	Tb/Yb	Eu/Eu*
Андезитовая кора [Taylor, McLennan, 1985] (предполагаемый источник)		4	1,2	0,88
Рассчитанные расплавы				
Доля удаленного расплава, %:	5	12,6	1,4	0,36
	15	10,8	1,4	0,40
	30	8,9	1,4	0,46
Тырныаузский гранит (реальная выплавка)		10,4	1,4	0,35
Рассчитанные реститы				
Доля остатка, %:	95	4,1	1,2	0,92
	85	3,6	1,2	1,00
	70	2,9	1,2	1,14
Нижняя кора [Taylor, McLennan, 1985] (ожидаемый рестит)		2,7	1,1	1,07

Северная окраина Закавказской плиты прошла сложную эволюцию аккреции и рифтинга в мезозое, однако известно, что на ее фронте, в зоне поддвига, оказались зажатыми девон-триасовые отложения континентального склона и подножия [Баранов и др., 1990] южной (в современных координатах) пассивной (Гондванской) окраины океана Палеотетис [Казьмин, Книппер, 1989]. Скорость поддвига составляет 1–3 см/год$^{-1}$. Утолщенная до 60 км мощности кора [Philip et al., 1989] включает горизонт инверсии плотностей (пониженных скоростей) и потери отражений (волновод), залегающий на глубинах от 11 до 22 км (мощность горизонта 11 км) и содержащий предположительно гранитный расплав (скорость продольных волн V_p = 5,8÷5,9 км/с$^{-1}$, плотность d = 2,5÷2,67 г/см$^{-3}$).

Во фронтальной части Скифской плиты расположены позднеплиоценовые (возраст 2–3 млн лет) интрузии и экструзии коллизионного геохимического типа. Характерным представителем является Тырныаузский гранит (Эльджуртинский массив), выплавившийся 2 млн лет назад [Журавлев, Негрей, 1993] из корового источника на глубинах 30 км при температурах около 1000 °С [Ляхович, Устинов, 1995; Хитаров и др., 1980], т.е. из поддвинутой Закавказской плиты в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Островодужные комплексы этой плиты, по крайней мере Закавказской среднеюрской островной дуги [Казьмин, Книппер, 1989], вероятно, соответствуют среднему составу андезитовой коры [Taylor, McLennan, 1985]. Это позволяет проверить гипотезу выплавления с помощью количественного геохимичского моделирования [Arth, 1976], учитывая, что минеральный состав источника отвечал наиболее распространенному гранулиту состава кварц-плагиоклаз-клинопироксен-ортопироксен-калишпат-гранат [Rosen, 1992].

Полученные результаты (рис. 3.2.3) [Rosen, 1998] показывают высокую вероятность парциального выплавления Тырныаузского гранита из предполагаемого субстрата при наиболее вероятной степени плавления источника около 15% массы. Современный анализ геохимии корового анатексиса приведен в работе [Коваленко и др., 1999]. Удаление гранитного расплава из нижней коры должно вызывать ее базификацию, что и подтвердилось при моделировании (табл. 3.2.1).

В целом геофизическими методами устанавливается, что в современной коре коллизионных зон существуют стационарные горизонты гранитного расплава шириной до 250 км и мощностью около 10 км. При застывании этого расплава и эрозии вышележащих складчатых комплексов после завершения коллизии гранитоиды будут составлять бóльшую (по мощности) часть верхней коры возникшего пенеплена. Геохимические расчеты показывают, что выделение гранитной жидкости происходит при небольших степенях плавления источника, причем удаление литофильных элементов с гранитным расплавом определяет базификацию нижней коры с образованием гранулито-базитов.

Строение и эволюция коллизионных гранито-гнейсовых ареалов верхней коры (на примере Ольхонского террейна каледонид Центральной Азии)

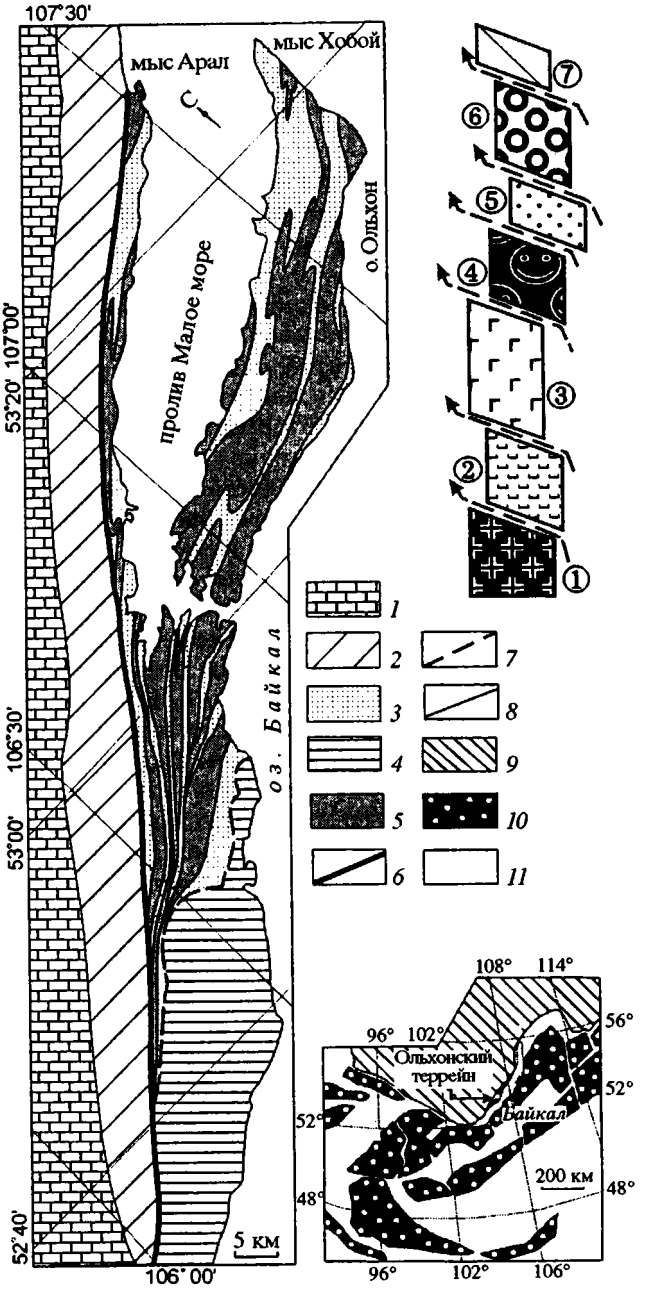
Верхнекоровый срез коры, вмещающий гранито-гнейсовые ареалы, рассматривается на примере коллизионной системы Ольхонского террейна – одного из компонентов структуры каледонид Центральной Азии. Гранито-гнейсовые купола составляют здесь несколько ареалов или зон, возникших в процессе коллизии островных дуг и террейна, а затем – самого террейна и Сибирского кратона. Структурные исследования и детальное картирование позволили выяснить строение коллизионного сооружения, а также закономерности проявления покровного, купольного и сдвигового тектогенеза в эволюции коллизионной системы.

Структура каледонид Центральной Азии возникла как результат взаимодействия Сибирской континентальной плиты и многочисленных террейнов, причлененных к ней в процессе раннепалеозойской коллизии [Федоровский и др., 1995] (рис. 3.2.4, врезка). Один из них – Ольхонский террейн. Детально изучена его западная часть, хорошо обнаженная на о-ве Ольхон и на побережье Байкала вдоль подножий Приморского и Байкальского хребтов. В современном срезе здесь абсолютно преобладают метаморфические породы. Они образуют покровные, купольные и сдвиговые структурные ансамбли, формирование которых связано с двумя эпизодами коллизии в раннем палеозое: сначала – столкновение типа "дуга–террейн" (покровный и купольный парагенезисы), затем – коллизия типа "террейн–континент" (сдвиговый парагенезис) [Федоровский и др., 1993, 1995]. Интегральная структура террейна может быть определена как синметаморфический коллизионный коллаж [Fedorovsky et al., 1995]

Метаморфический комплекс Ольхонского террейна включает различные гнейсы, кристаллические сланцы основного состава и амфиболиты (с реликтами первичных магматических структур), кварциты, мраморы, силикатно-карбонатные гнейсы, габброиды и ультрабазиты, субщелочную вулканогенно-интрузивную серию (от монцогаббро до риодацит-порфиров), а также гранито-гнейсы, мигматиты и гранитоиды. По некоторым данным [Fedorovsky et al., 1995; Макрыгина и др., 1992], состав протолита основных кристаллических сланцев отвечает дифференцированным магматическим сериям мантийного происхождения и представляет ассоциацию серий типа зон океанического спрединга и серий надсубдукционного происхождения – толеитовой, известково-щелочной и шошонитовой. Вся ассоциация сформировалась, вероятно, в условиях активной континентальной окраины западно-тихоокеанского типа (толеитовая серия – в условиях интрадугового или задугового растяжения, а известково-щелочная и шошонитовая серии надсубдукционного типа – на разных стадиях формирования островной дуги).

Составы этих серий, по данным Г.С. Закариадзе [Fedorovsky et al., 1995], позволяют предположить, что весь магматический комплекс развивался на океаническом

а *б*


107°30'
мыс Арал
мыс Хобой
С
о. Ольхон
пролив Малое море
53°20'
107°00'
106°30'
53°00'
52°40'
оз. Байкал
5 км
106° 00'
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
108°
114°
96°
102°
56°
52°
Ольхонский террейн
Байкал
200 км
48°
106°

основании, без участия коры континентального типа. Об этом свидетельствуют: тесная ассоциация серий типа MORB и серий повышенной щелочности; умеренное обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых [$(La/Yb)_n$ = 3,48+9,11]; повышенные содержания тяжелых редких земель [$(Yb)_n$ = 7,91+10,86] и, в среднем, достаточно высокие K/Rb отношения (550–600), более характерные для океанических островодужных серий; отсутствие признаков контаминации магматических серий материалом сиалического типа.

Для пород террейна характерны резкие колебания степени метаморфизма – от зеленосланцевой до гранулитовой фации включительно. Изменения исходных пород, судя по термодинамическим параметрам, происходили в условиях верхней коры. Региональный метаморфический ореол (по данным С.П. Кориковского [Бибикова и др., 1990]) отличается значительными колебаниями температуры (300–650°) и давлений (3,5–6,5 кбар, глубинность – 14–24 км). Картируемый разрез Ольхонского террейна отражает не исходную стратификацию, а комбинацию тектонически наслоенных пакетов покровных пластин (см. рис. 3.2.4). Шошониты занимают здесь верхнюю позицию, а образованные ими тектонические покровы перекрывают другие покровные пластины, в строении которых участвуют породы толеитовой серии [Федоровский и др., 1995].

До недавнего времени метаморфиты этой территории считались раннедокембрийскими. Новые данные [Бибикова и др., 1990] привели к кардинальному пересмотру таких представлений. Опробованы практически все группы пород из аллохтонных покровных и сдвиговых пластин и из гнейсово-купольных зон (49 проб). Установлен раннепалеозойский возраст магматизма и седиментогенеза. Возраст Бирхинского массива субщелочных метагабброидов (Sm–Nd изохрона) равен 530 ± 23 млн лет. Начальное отношение изотопов Nd [$\varepsilon Nd(T)$] равно +5,0. Источником магм могли быть зоны умеренно деплетированной мантии, типичные для

Рис. 3.2.4. Схема тектоники Ольхонского региона ([Федоровский, 1997], с изменениями) (*а*) и основные покровные пластины различной геодинамической природы Ольхонского региона (вне масштаба) (*б*)

1, 2 – Сибирская материковая плита: *1* – рифейско-палеозойский слабодеформированный осадочный чехол (шельф пассивной окраины); *2* – фундамент плиты, образованный раннедокембрийскими метаморфитами сарминской серии и гранитами; *3–5* – Ольхонский террейн (раннепалеозойская коллизионная система, сформированная в результате реализации двух типов столкновений: дуга–террейн и террейн–континент): *3* – раннепалеозойские окраинноморские и островодужные аллохтоны с участием дифференцированной толеитовой серии магматитов, обдуцированные на раннедокембрийский цоколь террейна (линейно-складчатые синметаморфические покровные и сдвиговые ансамбли), *4* – раннепалеозойские островодужные аллохтоны с участием шошонитовой серии магматитов, обдуцированные на толеитовые аллохтоны. (линейно-складчатые синметаморфические покровные и сдвиговые ансамбли), *5* – раннепалеозойские гнейсово-купольные зоны с признаками раннедокембрийского протолита в ядрах куполов; *6* – граница Ольхонского террейна и Сибирской континентальной плиты (меланж: бластомилонитовый шов с крупными тектоническими фрагментами и блоками палеозойских гранулитов и раннепротерозойских метаморфитов); *7* – фронт развития вязких покровов шошонитовой серии, деформированный поздними вязкими сдвигами; *8* – границы крупных сдвиговых пластин (бластомилонитовые швы); *9–11* (см. врезку): *9* – Сибирская материковая плита (раннедокембрийская континентальная кора и шельфовые комплексы рифея, венда и палеозоя); *10* – террейны с раннедокембрийской континентальной корой, обдуцированные аллохтонами офиолитов и островодужных комплексов рифея–палеозоя; *11* – рифей-палеозойские океанические, островодужные и окраинноморские комплексы. Цифры в кружках: 1 – кора континентального типа с признаками раннедокембрийского протолита; 2 – парагнейсы, тектонически прослоенные амфиболитами по высокотитанистым низкокалиевым толеитам (СОХ или внутриокеанические острова); 3 – толеитовая низкокалиевая дифференцированная серия островодужного типа (базальты и пикритобазальты–андезито-базальты–андезиты–риолиты); интрузивные породы: высокомагнезиальные пикритовые габбро, жильные низкокалиевые граниты (аналоги риолитов разреза); 4 – океанические ультрабазиты (дунит-гарцбургитовая ассоциация, реститовая и кумулятивная части); 5 – осадочно-вулканомиктовый клин, редко – толеиты; 6 – островодужная шошонитовая серия (низкотитанистые щелочные базальты, трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты, субщелочные габбро, габбромонцониты, диориты, гранодиориты, осадочные породы); 7 – подушечные лавы (низкокалиевые толеитовые базальты СОХ), кремнистые осадки (кора океанического типа)

субщелочных пород островов и некоторых островных дуг. Определен раннепалеозойский возраст метаморфизма и складчатости (цирконометрия, U–Pb изохрона, 485 ± 5 млн лет [Бибикова и др., 1990]). Близкие датировки были получены Ф.А. Летниковым и соавторами (цирконометрия [Летников и др., 1990]), а в последнее время – Е.П. Серебрянским, Ю.А. Костицыным и соавторами (Rb–Sr изохронный метод, синметаморфические жильные граниты, 449 ± 22 млн лет [Серебрянский и др., 1998]).

В пределах купольных зон наряду с раннепалеозойскими цирконами в шести пробах были обнаружены реликтовые цирконы с раннепротерозойскими датировками (около 2,0 млрд лет). Нужно подчеркнуть, что реликтовые цирконы найдены исключительно в ядрах куполов (гранито-гнейсы, мигматиты); они ни разу не встречены в породах оболочки куполов. По-видимому, реликтовый циркон можно рассматривать как следы переработанного раннепротерозойского протолита, в то время как сами гранито-гнейсовые купола (их вещество и собственно купольная структура) имеют раннепалеозойский возраст. В сумме эти данные позволяют предполагать существование древнего, раннедокембрийского, цоколя, погребенного под покровными аллохтонами раннепалеозойских метаморфитов. Достаточно очевидно и то, что этот цоколь должен обладать характеристиками коры континентального типа – иначе трудно себе представить саму возможность возникновения гранито-гнейсовых куполов.

Детальное картирование площади Ольхонского региона (западная часть террейна) и структурный анализ позволяют определить тектоническую позицию гранито-гнейсовых ареалов, морфологию гранито-гнейсовых куполов, соотношения купольного тектогенеза и других типов коллизионных деформаций [Федоровский и др., 1993, 1995].

Пластические и хрупкие деформации региона (по отношению ко времени проявления регионального метаморфизма) можно объединить в три группы. Самые ранние, дометаморфические, деформации практически не сохранились и здесь не рассматриваются. Очевидно, однако, что дометаморфическая структурная история могла быть достаточно насыщенной, так как первые, реально документируемые здесь деформации отвечают уже максимуму метаморфизма в каждой конкретной зоне, а в геодинамическом плане – этапу обдукции аллохтонов на цоколь террейна. И то, и другое позволяет уверенно предполагать реализацию каких-то деформаций, предшествовавших этим событиям. Самые поздние в регионе деформации – постметаморфические – весьма интенсивны, многообразны и относятся к новейшему этапу формирования рифтовой системы Байкала (в данной работе они из рассмотрения исключены, так как не относятся к теме монографии). Наконец, группа синметаморфических деформаций. Она получила тотальное развитие. По своей природе синметаморфические деформации Ольхонского региона могут быть определены как коллизионные. Они формируют три последовательно сменявших друг друга паргенезиса: покровный, купольный и сдвиговый.

Покровный парагенезис (докупольные структурные композиции). Возник в результате трех последовательно наложенных друг на друга этапов деформаций, формирующих сложнейший узор интегральной структуры. Самые ранние из них представлены пакетами лежачих изоклинальных складок с субгоризонтальными шарнирами и такими же осевыми поверхностями с соответствующим расположением сланцеватости и минеральной линейности [Федоровский и др., 1993]. Формирование последних отвечает максимуму метаморфизма в каждой конкретной зоне.

Непосредственно вслед за возникновением складок первой генерации происходит их повторная деформация. Пакеты ранних складок, сланцеватость и линейность изогнуты вокруг шарниров складок второй генерации. Последние обладают субвертикальными осевыми поверхностями, но такими же, как и в первом случае,

субгоризонтальными шарнирами. Формируется новая сланцеватость, выраженная однако теми же минералами, которые были характерны и для первого этапа деформаций. Петрологические данные показывают, следовательно, что между первым и вторым этапами деформаций изменений термодинамических параметров не произошло.

Важно отметить, что хотя складчатые структуры первого и второго этапов внешне резко различны, они все же коаксиальны и формировались в едином поле напряжений. По всем признакам возникновение такого типа структур отражает режим формирования синхронных с метаморфизмом глубинных тектонических покровов. Покровный парагенезис завершается образованием систем листрического типа [Кацура, Федоровский, 1996]. Они образуют локальные, но часто повторяющиеся зоны, узкие в плане (сотни метров), но обладающие большой протяженностью (десятки километров). Складчатые формы этого этапа наблюдаются нечасто. Они деформируют складки более ранних генераций, обладают сложной морфологией, имеют субгоризонтальные шарниры и субвертикальные осевые поверхности. Обычно же структуры этого этапа устанавливаются по развитию зон бластомилонитовой полосчатости и сланцеватости, линейности растяжения, имеющей субвертикальную ориентировку.

В целом параметры метаморфизма для всех трех первых этапов деформаций оставались постоянными, и это позволяет предположить, что смена полей напряжений происходила достаточно быстро и непрерывно (без остановок). При этом, если два первых этапа отражают в "чистом виде" эпизоды покровного тектогенеза, то третий этап свидетельствует об изменении траектории выдвижения глубинных покровов и их вовлечении в зоны пластических листрических разломов [Кацура, Федоровский, 1996]. Это свидетельствует о начавшемся перемещении глубинных покровов в более верхние горизонты коры.

Еще до окончания формирования покровного структурного парагенезиса в регионе начинается проявление купольного тектогенеза.

Купольный парагенезис. Около десяти относительно крупных зон купольного тектогенеза выделяется на западном побережье Байкала, три–четыре зоны – на о-ве Ольхон (см. рис. 3.2.4). Ширина купольных зон невелика, в максимуме она достигает 3 км, протяженность значительно превышает ширину – 50–100 км. Форма зон в плане в целом однообразна – это прямолинейные полосы, нередко линзовидные, с очень узкими стреловидными окончаниями. Структурный рисунок купольных зон своеобразен: отчетливо линейные ограничения большинства таких зон (они имеют сдвиговую природу) совершенно не корреспондируются с их внутренним строением, которое отличается плотной упаковкой субизометричных структур (рис. 3.2.5–3.2.7).

Морфология и размеры куполов разнообразны [Федоровский, 1997]. В их строении выделяются два главных компонента: гранито-гнейсовое, мигматитовое ядро и оболочка, образованная любыми другими породами. Характерная черта – структурное несоответствие ядра и обрамления, при этом внутренняя структура ядра оказывается гораздо сложнее структуры оболочки. В ядре, бронированном породами оболочки, формируются сложнейшие интерференционные складчатые композиции (см. рис. 3.2.5). Изначальная относительно простая форма отдельных куполов сильно искажается в процессе их роста и взаимодействия друг с другом. Следствие – возникновение специфических и причудливых по морфологии структурных рисунков. При этом растущие купола, сжатые со всех сторон подобными же структурами, нередко выжимаются вверх из места своего рождения, перекрывают ядра соседних куполов, растекаясь в виде плоского сначала объема, который затем снова деформируется растущим, но оказавшимся внизу ядром перекрытого купола (см. рис. 3.2.5, разрез).

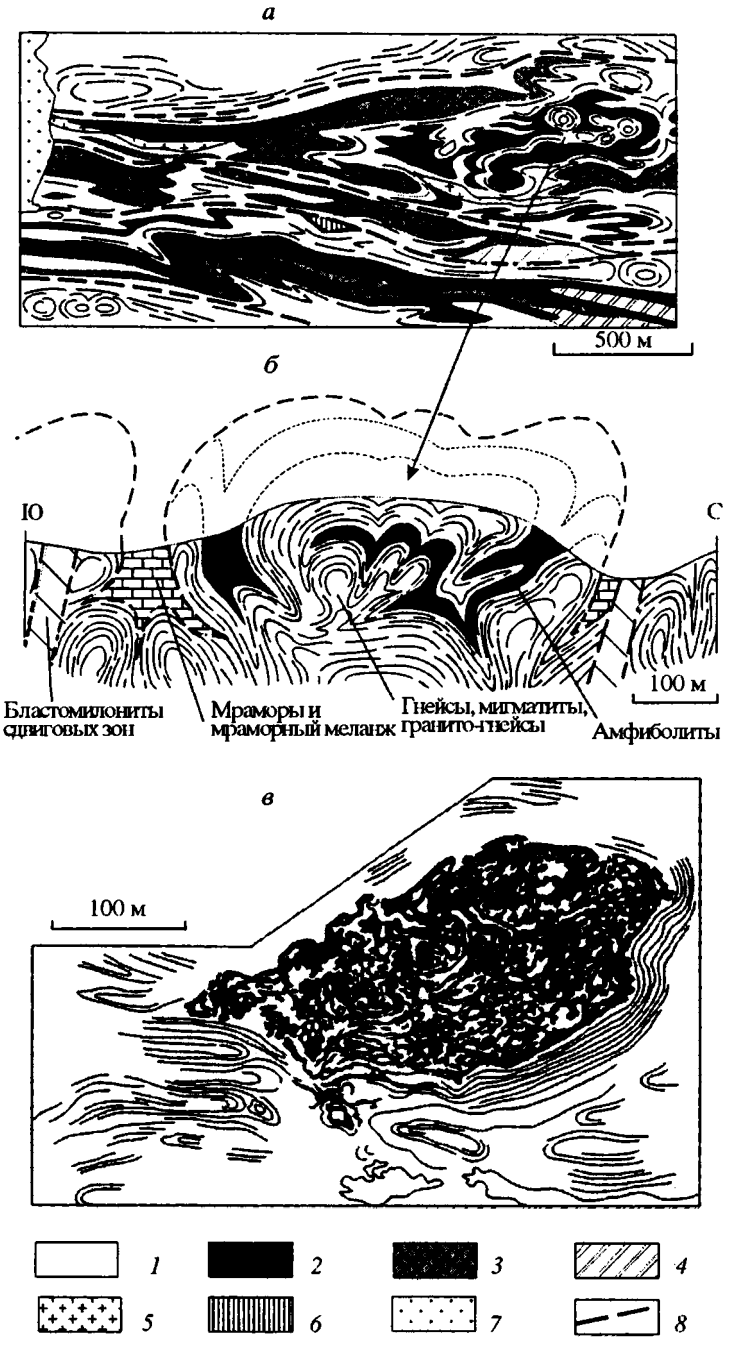


Рис. 3.2.5. Геологическая карта купольной зоны Анга–Барсой (*а*), разрез через купол Барсой (*б*) и зарисовка по аэрофотоснимку этого купола (*в*)

1–6 – раннепалеозойские метаморфиты: 1 – гранито-гнейсы, мигматиты, гнейсы, *2* – амфиболиты, *3* – мраморы и мраморный меланж, *4* – кварциты, *5* – синметаморфические граниты, *6* – метаультрабазиты и тальковые сланцы; *7* – кайнозойские рыхлые отложения речных долин; *8* – бластомилониты зон вязких сдвигов. На зарисовке по аэрофотоснимку (масштаб оригинала 1:3 000) можно видеть сложное строение ядра купола Барсой (белое – антиформы, черное – синформы), а также общее структурное несогласие ядра (гранито-гнейсы, мигматиты, тела амфиболитов) и оболочки (мраморы, кварциты, амфиболиты)

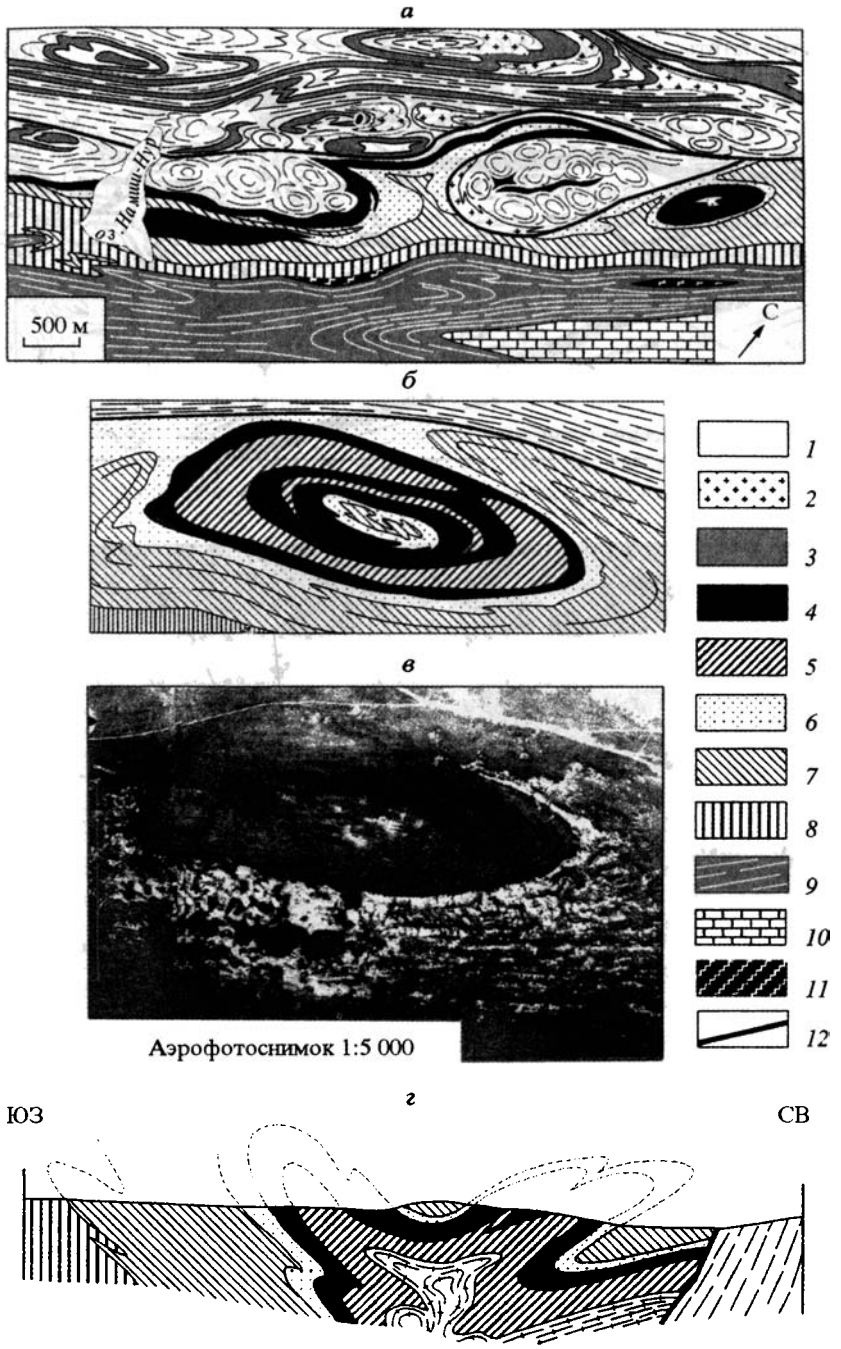


Рис. 3.2.6. Геологическая карта района озера Намши-Нур (*а*), карта грибообразного купола Овал (*б*), аэрофотоснимок (*в*) и меридиональный разрез через купол Овал (*г*) [Федоровский, 1997]

1 – гнейсы и мигматиты; *2* – гранито-гнейсы и граниты; *3* – амфиболиты из разреза гнейсовой толщи; *4* – амфиболиты горизонта, перекрывающего гнейсовую толщу; *5* – верхняя часть этого горизонта (на детальной карте купола Овал и разрезе); *6* – кварциты; *7* – мрамор-1; *8* – амфиболиты с прослоями силикатно-карбонатных пород и мраморов; *9* – двуслюдяные и биотитовые микрогнейсы (лептиниты); *10* – мрамор-2; *11* – бластомилониты, линзы мраморов и тальковых сланцев, ультрабазиты (сдвиговый шов, картируемый прерывисто из-за недостаточной обнаженности); *12* – вязкие разрывы

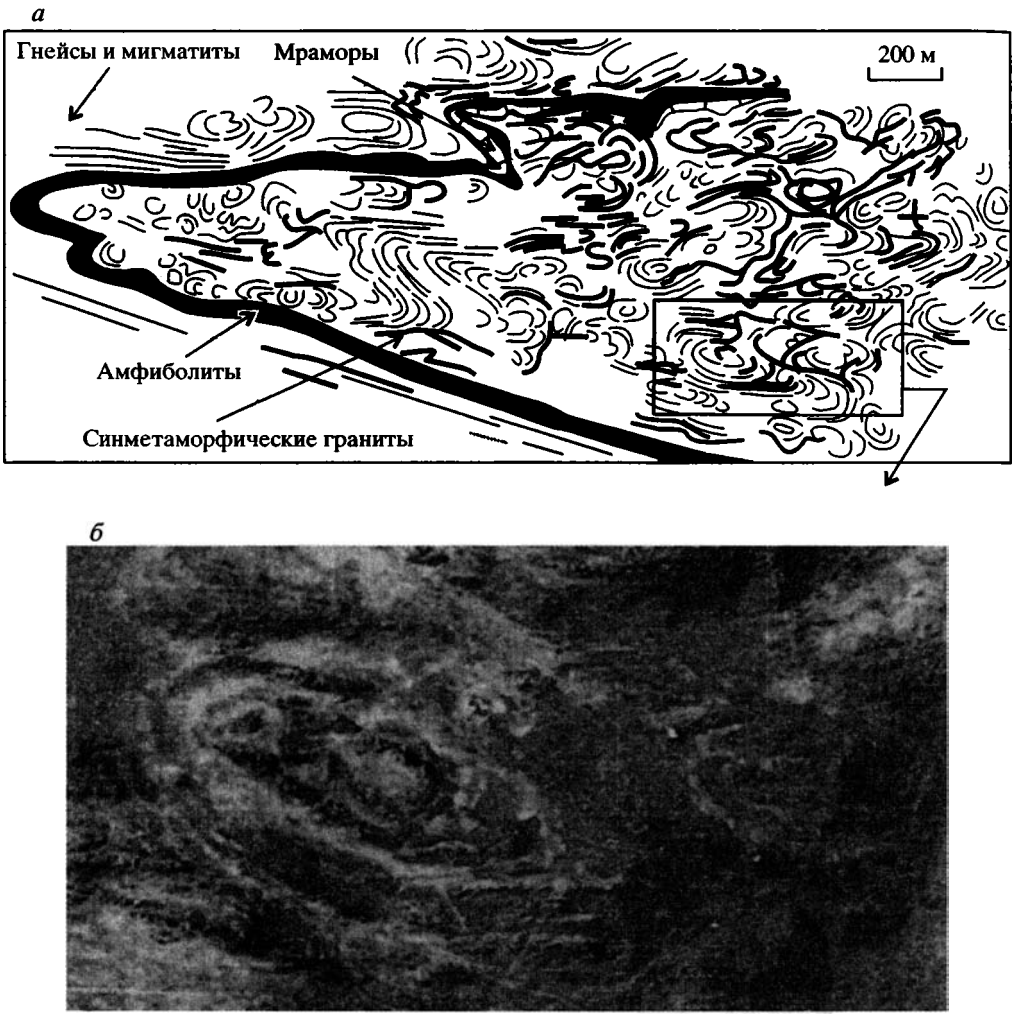


Рис. 3.2.7. Схема дешифрируемых на аэрофотоснимке структурных линий купольной зоны хребта Томота (*а*) и аэрофотоснимок площади, очерченной на схеме рамкой (*б*)

В процессе своего роста гранито-гнейсовые купола (их ядра) деформируют ранее возникшие сложноскладчатые покровные аллохтоны, выступающие теперь в качестве оболочки куполов. Деформация оболочки оказывается весьма значительной, она сопровождается резким искажением не только осевых поверхностей покровных складок, но и их шарниров, веерообразным "раскидыванием" складок от центра купола (см. рис. 3.2.6).

Непременным компонентом купольных зон являются межкупольные синформы. Их морфология разнообразна. Обычны трех-, четырех-, пятилучевые синформы, вскрытые в эрозионном срезе. Встречаются и полностью круговые синформы, очерчивающие контуры купольных ядер. Наиболее контрастно межкупольные синформы выглядят в тех случаях, когда они образованы породами оболочки. Осевые поверхности таких синформ как правило сильно деформированы и повторяют в вертикальном и горизонтальном сечениях изгибы поверхности купольных ядер. Очевидно, что если ядрам куполов свойственна тенденция к

подъему вверх, то межкупольные синформы отличает противоположная тенденция. Образующие их породы во многих случаях более тяжелые, чем гранитоидный материал ядер куполов.

В целом купольные зоны, образованные тесной упаковкой многочисленных куполов, в поперечном сечении всегда обрисовывают антиклинорные структуры, нередко – с одним или двумя опрокинутыми крыльями. Вместе с тем как бы ни была сложна внутренняя структура купольных зон детальное картирование показывает, что топологическая поверхность фронта ядер гранито-гнейсовых куполов устроена несравненно проще. Она всегда располагается у подошвы самых нижних покровных пластин тектонически наслоенного разреза террейна. Ядра никогда не проникают сколько-нибудь высоко в этот "разрез" (первые метры, редко – десятки метров). Создается впечатление, что ядра куполов (т.е. собственно гранитогнейсы и мигматиты) составляют как бы единый "слой", экранированный подошвой аллохтонных покровных пластин, выдвинутых на древний фундамент террейна. Вместе с тем сами купольные структуры, генерированные ростом ("распуханием") ядер, не считаются с этим барьером: они выражены и в породах оболочки, деформируют и саму топологическую поверхность, разделяющую фундамент и оболочку.

Расшифровка морфологии купольных зон затруднена в связи с тем, что, хотя в целом купольный тектогенез происходил после эпизодов покровообразования, он начинается еще до того, как завершились покровные деформации. В результате на ранних стадиях куполообразования одновременно реализуются два механизма деформаций – и покровный, и купольный, что приводит к возникновению необычных структурных интерференционных композиций [Федоровский, 1999]. Забегая вперед, отметим, что подобные "гибридные" структуры мы видим и в результате взаимодействия механизмов купольного и сдвигового тектогенеза. В таких ситуациях последовательность событий иная: куполообразование еще не закончилось, а сдвиговая деформация уже началась. Гранито-гнейсовый купол еще растет, но он уже попадает в поле напряжений сдвигового характера. Появляющиеся в результате вихревые и спиралевидные структуры куполов – обычное явление в таких зонах [Федоровский, 1997, 1999].

Сдвиговый парагенезис (послекупольные структурные композиции). Купола формируются в максимуме метаморфизма (происходит гранитная выплавка) и на его регрессивной ветви. Последний акт деформаций, синхронных метаморфизму, связан, как уже упоминалось, с реализацией сдвигового тектогенеза, который в целом сменяет куполообразование. Он получает тотальное развитие и определяет современную картируемую структуру Ольхонского террейна. Два эпизода сдвиговых деформаций следуют здесь друг за другом. Крупные тесно сжатые складчатые формы с субвертикальными шарнирами и такими же осевыми поверхностями типичны для ранних сдвиговых деформаций. Сланцеватость и линейность выражены минералами, указывающими на начавшееся снижение параметров метаморфизма.

Так, в зоне гранулитовой фации развиваются сдвиговые швы бластомилонитов амфиболитовой фации. Все предшествующие структуры – и покровные, и купольные, попадая в зоны сдвигового тектогенеза, изгибаются вокруг шарниров этих структур, а в случае плотной упаковки сдвиговых складок признаки изначальных структур иного генезиса сильно искажаются, а во многих случаях и полностью утрачиваются. В частности, гранито-гнейсовые купола сначала получают директивную ориентацию, вытягиваются параллельно зонам синметаморфических сдвигов, а при дальнейшем наращивании интенсивности сдвигового процесса признаки купольной морфологии практически исчезают и на поверхности картируются лишь узкие линейные зоны гранито-гнейсов. В зонах изгибов ранних пластических сдвигов возникает специфический мраморный меланж [Федоровский и др., 1993], кото-

рый отжимается из таких зон и протрудирует в соседние, теневые по давлению участки.

Последние синметаморфические структуры, установленные в пределах Ольхонского террейна, связаны с поздними сдвигами. Формируется низкотемпературная сланцеватость. Складчатые формы, возникшие в результате этой деформации, – самые крупные из числа тех, что удается наблюдать в регионе. Это складки с вертикальными шарнирами и осевыми поверхностями, иногда сильно сжатые, но нередко и открытые, обрисовывающие в плане сигмоиды *Z*- и *S*-образной формы (см. рис. 3.2.4). Размах крыльев таких структур нередко измеряется километрами. Складки этой генерации перерабатывают все без исключения предшествующие им структуры, в том числе и ранние сдвиговые складки, а также и только что возникшие сдвиговые швы бластомилонитов, которые сами очерчивают теперь крупные складки. Синхронно с ними снова формируются бластомилонитовые зоны, которые пересекают все без исключения структуры иного генезиса. В результате реализации сдвигового тектогенеза вся территория Ольхонского региона приобретает четкую "нарезку" на многочисленные узкие полосы (литоны, пластины), и именно это – наиболее четко картируемая в современном срезе генеральная региональная структура.

В целом в Ольхонском регионе отчетливо видно, что реализация купольного тектогенеза происходила после целого каскада деформаций покровного генезиса, а сам он сменился мощно проявленными сдвиговыми дислокациями. Поскольку и покровный, и сдвиговый парагенезисы имеют коллизионную природу (столкновение дуги и террейна, террейна и континента, соответственно), оказывается, что и купольный тектогенез в целом жестко "привязан" к такой же геодинамике.

Располагая данными об исходной природе [Fedorovsky et al.,1995; Бибикова и др., 1990] и возрасте метаморфитов Ольхонского региона [Бибикова и др.,1990; Летников и др., 1990; Серебрянский и др., 1998], об аллохтонной природе основных компонентов структуры [Федоровский и др., 1993, 1995, 1997], о стиле и последовательности синметаморфических деформаций [Федоровский и др., 1995], о месте куполообразования среди событий коллизионной геодинамики [Федоровский, 1997; Федоровский и др., 1995], можно попытаться восстановить основные этапы геологического развития всей этой системы.

В начале раннего палеозоя существовал крупный блок континентальной земной коры, отделенный с запада (в современных координатах) от Сибирской материковой плиты с ее рифейско-палеозойским шельфом каким-то (возможно, океаническим) пространством [Федоровский, 1997]. Ныне здесь картируется бластомилонитовый шов с крупноблоковым меланжем [Федоровский и др., 1997]. На востоке Ольхонский сегмент континентальной коры ограничивался площадями развития океанической коры, еще далее – островными дугами, входящими, по-видимому, в систему активной окраины расположенного еще восточнее Баргузинского микроконтинента [Федоровский, 1997]. Островодужные и окраинноморские системы отделяют Ольхонский блок на юге от многочисленных террейнов, составляющих структурный рисунок каледонид Центральной Азии [Федоровский и др., 1995]. Все это в целом позволяет рассматривать его как один из компонентов этой системы – Ольхонский террейн.

Следующее событие – столкновение островной дуги (или дуг) и террейна [Федоровский, 1997]. Этот эпизод документируется обдукцией на террейн островодужных и окраинноморских аллохтонов. Формируется резкая вертикальная тектоническая неоднородность, когда легкая континентальная кора фундамента террейна оказалась погребенной под более тяжелой корой океанического и островодужного типов. Реально картируемый геологический разрез представляет собой коллаж аллохтонных дезинтегрированных фрагментов и пластин пород примитивных и

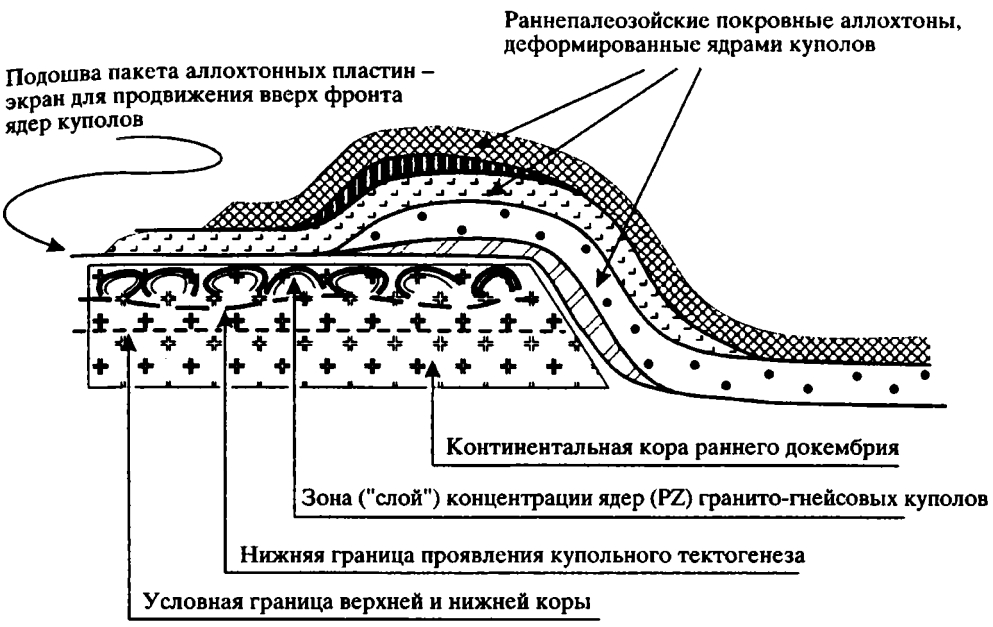


Рис. 3.2.8. Схема, иллюстрирующая расположение гранито-гнейсовых куполов в коллизионной зоне Западного Прибайкалья [Федоровский, 1997]

Специфика купольного тектогенеза состоит в том, что гранито-гнейсовые ядра молодых (раннепалеозойских) куполов формируют непрерывный "слой" на границе фундамента и его оболочки, главным образом – за счет раннедокембрийских пород фундамента и лишь частично – за счет пород нижних горизонтов обдуцированных покровных аллохтонов

зрелых островных дуг, окраинноморского генезиса, перекрывших континентальную кору террейна. В глубинных условиях синхронно с начавшимся метаморфизмом формируется многоэтапный покровный синметаморфический структурный парагенезис.

Возможны два сценария начальных этапов коллизии, вслед за которыми начинается формирование гранито-гнейсовых куполов. Это либо модель орогенов скандинавского типа [Dewey, 1988], предполагающая мощное утолщение коры, диапировый подъем глубинного материала, декомпрессию и плавление, либо модель отрыва слэба, когда под коллизионной зоной происходит отрыв сегмента субдуцированной океанической литосферы [Davies, von Blanckenburg, 1995], что сопровождается локальной перестройкой структуры конвекции, быстрым подъемом горячего астеносферного материала к подошве коры в зоне коллизионного шва, плавлением поддвигающейся мантии и появлением подкоровых камер базальтов.

Независимо от выбранного сценария результат будет сходным: подъем геоизотерм в коре, высокоградиентный метаморфизм, ремобилизация древней континентальной коры фундамента террейна, тектонически перекрытого и экранированного островодужными аллохтонами. В пределах верхней коры происходит концентрация гранитного материала и формирование гранито-гнейсовых куполов. Их ядра, развиваясь главным образом за счет ремобилизованных пород фундамента террейна, создают некое подобие "слоя" между инфра- и супраструктурой (рис. 3.2.8). Мощность "слоя" гранито-гнейсовых куполов зависит в первую очередь от интенсивности и длительности процесса ремобилизации, состава пород фундамента, верхней и нижней коры. В Ольхонском регионе подошва этого "слоя" не вскрыта, так как эрозионный врез здесь невелик. Реально наблюдаются первые сотни мет-

ров мощности гнейсово-купольного слоя. На самом деле она наверняка значительно больше.

В конце купольного эпизода в режиме "косой коллизии" произошло столкновение Ольхонского террейна с Сибирской континентальной плитой. Террейн несет на спине покровно-складчатые аллохтоны, уже деформированные в процессе купольного тектогенеза. Господствующее развитие получают сдвиговые дислокации [Федоровский и др., 1995, 1997]. Крупные и мелкие сдвиговые пластины взаимодействуют между собой в региональном поле напряжений правосдвигового характера. Происходит сжатие и расплющивание ранее возникших линейно-складчатых и купольных зон, их изгиб в крупные сигмоиды. Жесткие геологические тела (метагабброиды, ультрабазиты), а также ядра гранито-гнейсовых куполов испытывают вращение (возникают вихревые структуры). Неравномерное скольжение сдвиговых пластин относительно друг друга значительно нарушает досдвиговую систему, сопровождается формированием резко оттянутых линзовидных окончаний сдвиговых пластин, развитием бластомилонитов. Многочисленные разрывы сплошности коры, сопровождающие сдвиговый тектогенез, вскрывают "закупоренные" (экранированные оболочкой) ядра гранито-гнейсовых куполов, что привело к декомпрессии, выплавке и массовому формированию синметаморфических гранитных жил, проникающих в вышележащие аллохтоны.

Глубинные срезы коллизионных зон (на примере северо-востока Сибирского кратона)

Глубинный срез коллизионной области рассмотрен на примере северо-востока Сибирского кратона. Описание базируется на данных, полученных в последнее время, и поневоле требует несколько расширенного (документального) изложения. Выделяются древние террейны, сочлененные по коллизионным швам (разломным зонам). Первые включают: Маганский и Далдынский гранулит-гнейсовые террейны, а также Биректинский, Мархинский и Тунгусский гранит-зеленокаменные террейны (рис. 3.2.9–3.2.11) [Rosen et al., 1994; Смелов и др., 1998]. Эти архейские, первоначально изолированные и разобщенные в пространстве сиалические массы слагают главную массу континентальной коры кратона. Столкновение террейнов по коллизионным зонам завершилось формированием Сибирского палеоконтинента, а сами террейны составляют тектонические блоки внутри кратона [Rosen, 1995]. Рассмотрение современных геохронологических данных (в том числе полученных Sm–Nd методом Д.З. Журавлевым совместно с О.М. Розеном [Розен и др., 1998], табл. 3.2.2, 3.2.3), приведенное ниже, характеризует индивидуальные особенности образования террейнов и временну́ю последовательность коллизионных событий.

М а г а н с к и й т е р р е й н. В пределах террейна гранулитовые метавулканиты датированы в верховьях р. Вюрбюр на западе Анабарского щита U–Pb методом. Возраст цирконов меланократового бескварцевого двупироксенового плагиогнейса верхнеанабарской серии, извлеченных отдельно из плагиоклазов и пироксенов, по верхнему пересечению дискордии с конкордией равен 2,42 ± 0,01 (2σ) млрд лет (расчет по данным: [Бибикова и др., 1988]). Нахождение циркона внутри разных породообразующих метаморфических минералов плагиогнейса скорее указывает на то, что циркон сохранился от исходной вулканогенной породы и очевидно датирует время вулканизма Маганского террейна примерно как 2,4 млрд лет. Полученные новые данные по Sm–Nd изотопному исследованию пород террейна приведены в табл. 3.2.3. Они характеризуют породы вюрбюрской серии: гранулитовые метавулканиты (плагиогнейсы–метаандезиты – обр. 3320.7,

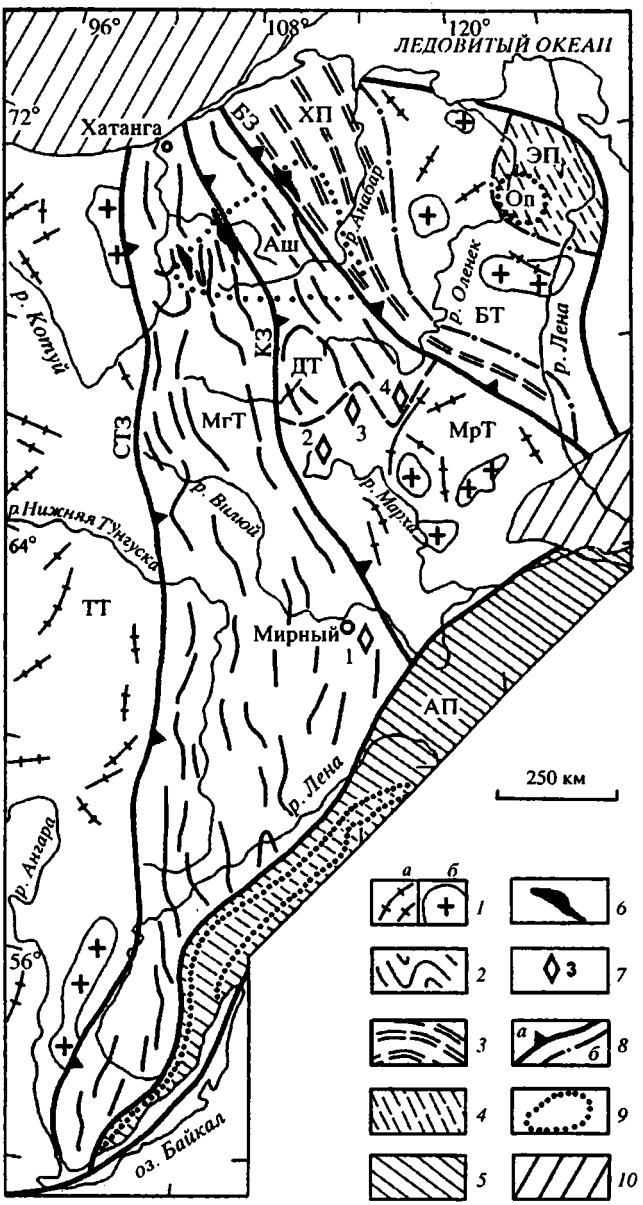


Рис. 3.2.9. Террейны в фундаменте северо-востока Сибирского кратона [Rosen et al., 1994]

1 – гранит-зеленокаменные ареалы: *а* – зеленокаменные пояса и основные–ультраосновные интрузии, *б* – гранитные плутоны (по геофизическим данным); *2* – гранулит-гнейсовые ареалы – плагиогнейсы, эндербиты, чарнокиты и метабазиты (далдынская и верхнеанабарская серии в пределах Анабарского щита); *3* – гранулитовые парагнейсы и карбонаты (хапчанская серия Анабарского щита); *4* – зеленосланцевые кислые вулканиты, терригенные отложения (эекитская серия Оленекского поднятия) и гранитоиды; *5* – известково-щелочные вулканиты, осадки и гранитоиды, зеленосланцевая фация, до амфиболитовой (Акитканский складчатый пояс); *6* – анортозитовый комплекс; *7* – кимберлитовые поля, в которых датированы коровые ксенолиты (1 – Мирнинское, 2 – Алакит-Мархинское (Алакитское), 3 – Далдынское, 4 – Верхнемунское (Мунское)); *8* – главные разломы (*а*), зоны рассланцевания и прочие разломы (*б*); *9* – границы обнаженного фундамента; *10* – области повышенной мощности чехла (более 8 км). Террейны: ТТ – Тунгусский, МгТ – Маганский, ДТ – Далдынский, МрТ – Мархинский, БТ – Биректинский; шовные (коллизионные) зоны: СТЗ – Саяно-Таймырская, КЗ – Котуйканская, БЗ – Билляхская; складчатые пояса: ХП – Хапчанский, ЭП – Эекитский, АП – Акитканский; Ащ, Оп – Анабарский щит и Оленекское поднятие соответственно

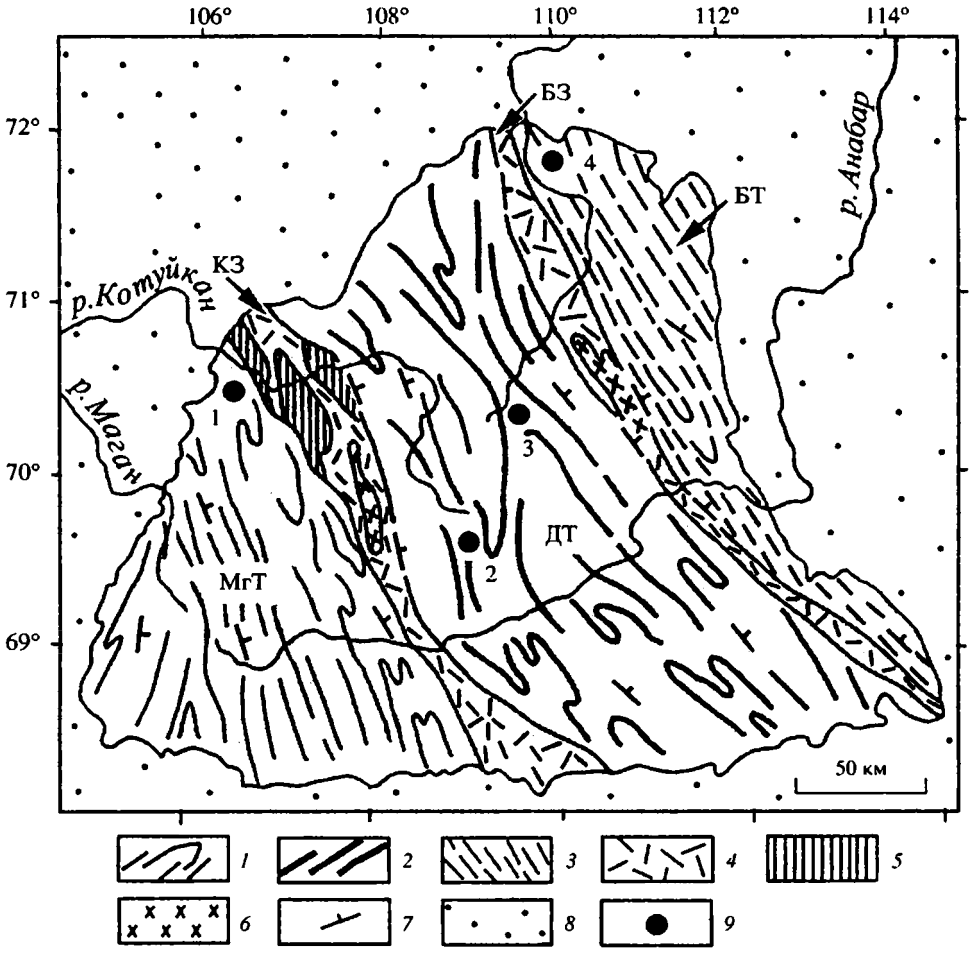


Рис. 3.2.10. Схема строения Анабарского щита и расположения участков изотопного Sm–Nd исследования

1 – преимущественно верхнеанабарская серия в пределах Маганского террейна; *2* – преимущественно далдынская серия в пределах Далдынского террейна; *3* – хапчанская серия в пределах Биректинского террейна; *4* – бластомилониты и катаклазиты шовных зон; *5* – Котуйканская группа массивов анортозитов; *6* – коллизионные гранитоиды; *7* – направление падения слоев и изоклинальных складок; *8* – платформенный чехол; *9* – участки отбора образцов (цифры на схеме): 1 – Маганский террейн (см. табл. 3.2.2 и 3.2.3), 2, 3 – Далдынский террейн (2 – обр. в табл. 3.2.2, 3.2.3 и 3 – обр. в табл. 3.2.2, обр. АН-61), 4 – Биректинский террейн 194 (см. табл. 3.2.2, 3.2.3). Буквенные обозначения см. на рис. 3.2.9

кристаллические сланцы–матабазальты – обр. 3320.3, см. табл. 3.2.3), метаграувакки (гранатовые гнейсы, обр. 3261.1, 3262.4, 3262.5) и метакарбонаты (кальцифиры, обр. 331.5, 3320.2, 336.1).

Модельный возраст $T(DM)$Nd метавулканитов (обр. 3320.3, 3320.7) находится в интервале значений 2,80–3,01 млрд лет и отражает либо возраст магматического источника этих расплавов в древней нижней коре, либо значительную контаминацию мантийных расплавов веществом этой нижней коры. Для метаграувакк (обр. 3261.1, 3262.4, 3262.5) и терригенной примеси в карбонатах (обр. 331.5, 3320.2, 336.1) модельный возраст $T(DM)$Nd составляет 2,84–3,09 млрд лет и, по-видимому, определяет усредненный возраст пород древнего основания, материал которого поступал в осадок из области размыва. Вероятно, это основание представлено в

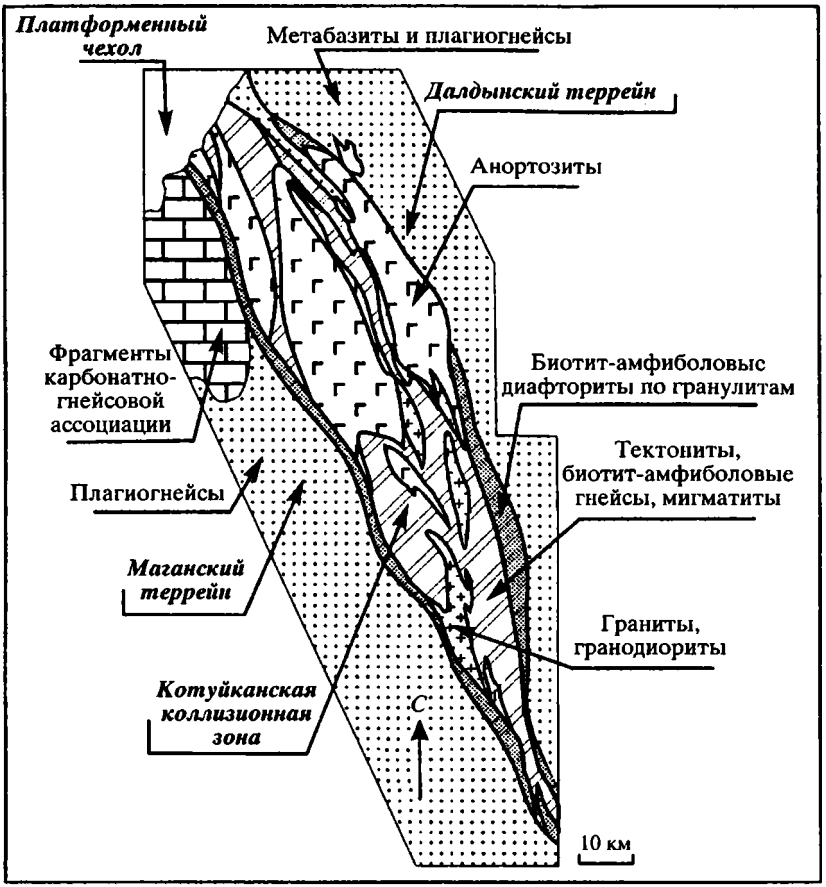


Рис. 3.2.11. Геологическая схема Котуйканской шовной зоны на северо-востоке Анабарского щита

настоящее время гранулитовыми метавулканитами верхнеанабарской серии. На крайнем юге террейна, в кимберлитовой трубке Мир, модельный возраст амфиболитового ксенолита ($T(DM)$Nd = 3,0 млрд лет [Неймарк и др., 1992]) характеризует возраст фундамента террейна. По-видимому, именно этот фундамент выступал как источник обломочного материала осадков и как контаминант (или альтернативно – исходный субстрат) для магмы вулканитов. Величины $\varepsilon Nd(T) = -0{,}9 \div -4{,}2$ (T = 2,4 млрд лет) для всех изученных пород свидетельствуют о значительной изотопной эволюции основания ко времени накопления вулканогенно-осадочного комплекса (табл. 3.2.3).

Далдынский террейн. U–Pb изотопные исследования призматических, предположительно первично-магматогенных, цирконов из плагиогнейса верховьев р. Большая Куонамка (устье р. Далдын) дают верхнее пересечение дискордии с конкордией около 3,0 ± 0,02 млрд лет по различным фракциям циркона, извлеченным из плагиогнейса–метаандезита [Бибикова и др., 1988; Розен и др., 1991], тогда как изотопным микрозондовым анализом на масс-спектрометре SHRIMP выявлено зональное строение этих цирконов и установлен возраст в 3,32 ± 0,1 млрд лет [Бибикова и др., 1988]. В среднем течении р. Большая Куонамка (устье р. Сербиян) по четырем фракциям циркона из 2Px–Pl–Q–метабазита

Таблица 3.2.2. Изохронный Sm–Nd возраст (T) гранулитового метаморфизма северо-востока Сибирского кратона

Террейн	№ обр.	Исследованные минеральные фазы и породы	Параметры изохроны		
			Возраст, T, млн лет	εNd(T)	СКВО
Далдынский	АН-14	WR, Pl, Ga, Mnz-1, Mnz-2, Mnz-3, Mnz-4;	1938 ± 30	–10,8 ± 0,5	0,97
	АН-61	WR, Pl, Px, Ap, Ilm;	1905 ± 70	–0,4 ± 0,8	0,98
	Н-2/113	по: [Неймарк и др., 1992]	1884 ± 5	–	–
Биректинский	АН-82	WR, Pl, Ga;	1916 ± 3	+0,3 ± 0,1	0,06
	АН-91	WR, Pl, Ga, Ap, Mnz	1906 ± 14	–0,6 ± 0,3	0,34
Мархинский	У-2030а	по: [Неймарк и др., 1992]	1756 ± 6	–	–

Примечания: 1. Отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ определялись относительно стандарта La Jolla: $^{143}Nd/^{144}Nd$ = = 0,511838 ± 15. Ошибка определения $^{147}Sm/^{144}Nd$ не хуже 0,2 отн.% (2σ), ошибка определения концентраций Sm и Nd ±1–2 отн.% (для монацита погрешность может возрастать до 5–10 отн.% за счет ошибки взвешивания). 2. Здесь и далее – обозначения минералов: Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Scap – скаполит, Kfsp – калишпат, Cpx – клинопироксен, Opx – ортопироксен, Bi – биотит, Hb – роговая обманка, Amph – амфибол, Ga – гранат, Ca – кальцит, Dl – доломит, Ap – апатит, Mt – магнетит, Ilm – ильменит, Ti – титанит, Mnz – монацит, Px – пироксен, WR – порода в целом. 3. Средневзвешенная величина возраста метаморфизма гранулитов, обнаженных на Анабарском щите в пределах Далдынского террейна (обр. АН-14, АН-61) и Биректинского террейна (обр. АН-82, АН-91) составляет T (млн лет) = 1,916 ± 24 (λ = 95%), а на его продолжении, в 300 км к юго-востоку, в коровых включениях кимберлитов Далдынского террейна возраст метаморфизма датируется как 1884 млн лет и Мархинского террейна – 1756 млн лет. 4. Места отбора образцов (см. рис. 3.2.9, 3.2.10): АН-14 – гранатовый гнейс, верховья р. Котуйкан; Н2/113 – трубка Новинка, Мунское кимберлитовое поле [Неймарк и др., 1992]; АН-61 – эндербит, верховья р. Налим-Рассоха, АН-82, АН-91 – гранатовые гнейсы, среднее течение р. Налим-Рассоха; У-2030а – трубка Удачная, Далдынское кимберлитовое поле [Неймарк и др., 1992].

Таблица 3.2.3. Величина модельного Sm–Nd возраста $T(DM)$ и ε Nd(T) для гранулитового и анортозитового комплексов северо-востока Сибирского кратона

№ обр.	Порода	Минеральный состав	$T(DM)$, млрд лет	εNd(T)*
		ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС		
		Маганский террейн		
		(для εNd(T) принято T = 2,4 млрд лет)		
331.5	Кальцифир	Ca–Scap–Cpx–Ti	2,84	–1,6
3320.2	"	То же	2,94	–3,0
336.1	"	"	2,90	–2,6
3261.1	Ga-гнейс	Q–Pl–Ga–Bi–Mt	3,00	–4,2
3262.4	"	Q–Pl–Ga–Opx–Mt	2,85	–2,8
3320.5	"	То же	3,09	–2,5
3320.3	2Px-метабазальт	Pl–Cpx–Opx–Ti	3,01	–3,6
3320.7	2Px-метаандезит	Pl–Q–Opx–Cpx–Ti	2,80	–0,9
М-4	Амфиболит	Pl–Cpx–Hb–Ga	3,01	–3,3
		Далдынский террейн		
		(для εNd(T) принято T = 3,1 млрд лет)		
АН-14	Ga-гнейс	Q–Pl–Kfsp–Bi–Ga–Mt	3,00	+4,8
АН-16	Кальцифир	Ca–Dl–Cpx	3,13	+2,9
АН-17	Кварцит	Q–Opx–Pl–Mt	3,19	+2,3

Таблица 3.2.3 (окончание)

№ обр.	Порода	Минеральный состав	*T*(*DM*), млрд лет	εNd(*T*)*
АН-22	Эндербит	Q–Kfsp–Pl–CPx–Opx–Mt	3,16	+2,4
АН-61	"	То же	2,18	+2,4
Н-2/113	Амфиболит	Pl–Cpx–Hb–Ga	2,92	+4,9
ЗП-12/230	Ga–2Px–Pl-гнейс	Pl–Opx–Cpx–Hb–Ga–Q	3,12	+2,9
ЗП-12/289	То же	То же	3,27	+1,3
ЗП-15/340	"	"	2,90	+6,7
		Биректинский террейн		
		(для εNd(*T*) принято *T* = 2,1 млрд лет)		
АН-82	Ga-гнейс	Q–Kfsp–Pl–Cpx–Bi–Mt	2,32	+2,4
АН-91	"	То же	2,41	+1,4
АН-92	Cpx–Scap–метакарбонат	Ca–Dl–Cpx–Scap–Ti	2,41	+1,4
АН-101	Кальцифир	Dl–Pl–Cpx–Ti	2,44	+1,1
		Мархинский террейн		
		(для εNd(*T*) принято *T* = 2,4 млрд лет)		
У-2030а	Ga–2Px–Pl–гнейс	Pl–Opx–Cpx–Hb–Ga–Q	2,52	+4,5
У-2295	То же	То же	2,48	+4,5
		АНОРТОЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС		
		(для εNd(*T*) принято *T* = 2,55 млрд лет)		
884-1	Анортозит	Pl–Opx–Mt	3,18	–2,7
884-2P	Норит	Pl–Opx–Cpx–Mt	2,99	–2,7
884-3	Габбро-норит	Opx–Pl–Mt	3,16	–2,5
884-6	Пироксенит	Opx–Cpx–Pl–Mt	3,42	–2,3
885-3	Габбро-норит	Pl–Opx–Cpx–Ap	3,12	–2,7
885-4	"	То же	4,18	–2,9
885-5	"	"	3,23	–2,6
885-6	"	"	3,2	–2,5
885-7	"	"	3,08	–2,4
783-1	Анортозит	"	3,24	–2,8
885-2	Долерит	Pl–Cpx–Opx	2,01	+5,5*

* Для εNd(*T*) принято *T* = 1,97 млрд лет по времени начала коллизии.

Примечания: 1. Принятые при расчетах параметры деплетированной мантии (*DM*): $^{147}Sm/^{144}Nd$ = = 0,21365; $^{143}SNd^{144}Nd$ = 0,513151. 2. Средний модельный возраст субстрата Маганского террейна составляет 2,94 ± 0,09 млрд лет, Далдынского террейна – 3,08 ± 0,12 млрд лет, Биректинского и Мархинского террейнов – 2,4–2,5 млрд лет. 3. Геологическое положение и места отбора образцов. Гранулитовый комплекс Анабарского щита в пределах Маганского террейна: обр. 331.5; 3320.2; 336.1; 3261.1; 3262.4; 3320.5; 3320.3; 3320.7 – вюрбюрская серия, бассейн р. Вюрбюр; в пределах Далдынского террейна: обр. АН-14, АН-16, АН-17, АН-22 – далдынская серия, верховья р. Котуйкан [Журавлев, Розен, 1991] (обр. АН-61, верховья р. Налим-Рассоха, характеризует более поздние интрузии и не входит в древний субстрат Далдынского террейна); в пределах Биректинского террейна: обр. АН-82, АН-91, АН-92, АН-101 – хапчанская серия, среднее течение р. Налим-Рассоха [Журавлев, Розен, 1991]. Коровые включения в кимберлитах [Неймарк и др., 1992]: Мирнинского кимберлитового поля – обр. М-4 – трубка Мир; Мунского кимберлитового поля – обр. Н-2/113 – трубка Новинка, обр. ЗП-12/230, ЗП-12/289, ЗП-15/340 – трубка Заполярная; Далдынского кимберлитового поля: обр. У-2030а, У-2295 – трубка Удачная. Анортозитовый комплекс: массив Восточный, среднее течение р. Котуйкан.

получено значение 3,35 ± 0,4 млрд лет (верхнее пересечение дискордии с конкордией) [Степанюк и др., 1993] (используемые здесь и далее буквенные обозначения см. табл. 3.2.2).

Sm–Nd изохрона пород по восьми валовым пробам первично-магматических плагиогнейсов и метабазитов (SiO_2 – 46–60%) из среднего течения р. Котуйкан на западе террейна дает значение 3,1 ± 0,08 млрд лет при ε (Nd)T = +3,1 ± 1,5 [Спиридонов и др.,1993]. Модельные значения возраста $T(DM)$Nd магматогенных пород, полученные в последнее время по обнажениям на Анабарском щите, так же, как и опубликованные ранее по коровым включениям в кимберлитах на юге террейна (см. табл. 3.2.3), составляют 2,90–3,27 млрд лет, а для седиментогенных пород (кварциты, метаграувакки и кальцифиры) – 3,00–3,19 млрд лет, что свидетельствует о совпадающем возрасте осадочных отложений и размываемых пород.

Наиболее вероятный возраст массового формирования магматических пород в пределах Далдынского террейна составляет 3,1 млрд лет. Близкие значения возраста терригенной примеси в ассоциированных седиментогенных породах указывают на то, что магматические породы сразу подвергались размыву и весь этот древний комплекс сложен единой вулканогенно-осадочной толщей. Величина $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношения (средневзвешенная по объемам пород) составляет около 0,12, что соответствует среднему значению для зрелой континентальной коры [Taylor, McLennan, 1985]. Более древняя величина возраста, около 3,3 млрд лет, возможно, характеризует локальные более древние проявления процесса формирования континентальной коры, значение и масштабы которого еще предстоит установить.

Наиболее ранние процессы гранулитового метаморфизма в Далдынском террейне датируются в 2,76 ± 0,02 млрд лет по изометричному метаморфогенному циркону из метадацитов верхнего течения р. Большая Куонамка (верхнее пересечение дискордии с конкордией [Розен и др., 1991]). С этим этапом, по-видимому, связано выплавление анортозитов из нижней коры Далдынского террейна – изохронный (по валовым пробам) Sm–Nd возраст анортозитового расплава около 2,55 млрд лет, а позднее – растяжение коры в тыловой зоне террейна, сопровождавшееся внедрением даек долеритов во время коллизии, 2,01 млрд лет назад (данные М.А. Суханова и Д.З. Журавлева).

Датировки этого раннего гранулитового события сохранились лишь местами, тогда как ареальные возрастные оценки оказываются существенно моложе. Проведенные Sm–Nd исследования в юго-западной и центральной частях террейна (на Анабарском щите) показывают, что равновесие изотопных систем минералов гранулитовой фации установилось 1,9–1,94 млрд лет назад (см. табл. 3.2.2). Вероятно, этот процесс метаморфизма был достаточно длительным или возобновился позднее, поскольку в среднем течении р. Большая Куонамка минеральная изохрона для двупироксен-плагиоклазового мафитового гранулита дает возраст гранулитового метаморфизма 1,8 ± 0,02 млрд лет (четыре точки, Ga–Cpx–Pl–WR [Степанюк и др., 1993]), что согласуется с изохронным возрастом метаморфизма амфиболита 1,88 ± 0,05 млрд лет (пять точек, Ga–Amph–Pl_1–Pl_2–WR) из корового ксенолита в трубке Новинка Мунского кимберлитового поля на юге террейна [Неймарк и др.,1992].

Биректинский террейн. Для этого террейна нижний предел возраста пород гранит-зеленокаменного основания оценивается по модельному возрасту продуктов размыва этого основания, находящихся в терригенном компоненте гранатовых гнейсов – метаграувакк и метакарбонатов Хапчанского пояса, $T(DM)$Nd = 2,32 + 2,44 млрд лет [Журавлев, Розен, 1991] (см. табл. 3.2.3). Эти седиментогенные отложения были метаморфизованы в гранулитовой фации 1,97 млрд лет назад (см. ниже). Для пород Эекитского складчатого пояса мы рас-

полагаем только K–Ar датировками: 1,98 млрд лет для метаморфических слюд из зеленосланцевых кислых вулканитов [Крылов и др., 1963] и 1,85–2,08 млрд лет для прорывающих гранитов [Мокшанцев, 1979]. Эти данные в целом позволяют приблизительно, с допуском ±100 млн лет, оценить наиболее вероятный возраст осадочных отложений Хапчанского и Эекитского складчатых поясов в 2,1 млрд лет.

Мархинский террейн. Причленен с юга к Далдынскому террейну. Здесь наряду с базитами выявлены гнейсы и гранитоиды, террейн отличается нелинейным, мозаичным геофизическим полем и, по-видимому, представляет собой гранит-зеленокаменную область. В коровых включениях из кимберлитов трубки Удачная выявлены мафитовые гранулиты с геохимическими характеристиками типа MORB, свидетельствующими о деплетированном мантийном источнике [Shatsky et al., 1990]. Модельный Sm–Nd возраст 2Px–Ga–Hb–Pl–Q амфиболитов составляет $T(DM)$Nd = 2,48÷2,52 млрд лет, тогда как время изотопного уравновешивания пары Cpx–Ga оценивается величиной 1,76 ± 0,01 млрд лет [Неймарк и др., 1992]. В целом возраст формирования фундамента террейна можно приблизительно оценить в интервале 2,3–2,5 млрд лет, т.е. примерно 2,4 млрд лет.

Существенно иные датировки установлены в коллизионных разломных зонах (швах).

Котуйканская коллизионная зона. Расположена в среднем течении р. Котуйкан на севере Анабарского щита содержит синтектонические мигматиты с монацитами, возраст которых U–Pb методом определяется по верхнему пересечению дискордии с конкордией в 1,92 ± 0,1 млрд лет, а Pb–Pb возраст соседствующих уранинитов составляет 1,90–2,00 млрд лет [Степанов, 1974]. Наиболее молодыми здесь, по-видимому, являются коллизионные жильные биотитовые граниты с цирконами, возраст которых по верхнему пересечению дискордии с конкордией около 1,87–1,84 млрд лет [Степанов, 1974]. На юге Анабарского щита, у ручья Князева, в бассейне р. Большая Куонамка, в восточном, надвинутом борту Котуйканской зоны, жильные микроклиновые граниты, залегающие среди гранулитов Далдынского террейна, датируются по цирконам в 1,84 ± 0,02 млрд лет (четыре фракции циркона, верхнее пересечение дискордии с конкордией, [Степанюк и др., 1993]). Флюидные включения в мигматитах, образованных по тектонитам Котуйканской зоны, при микрозонодовых исследованиях обнаруживают фрагменты автохтонного гранитного расплава, затвердевшего с образованием идиоморфной структуры. Появление такого расплава объясняется парциальным плавлением тектонитов [Rosen et al., 1990]. Эволюция P–T параметров соседствующих газово-жидких включений (рис. 3.2.12) указывает на постепенный подъем коллизионного горного сооружения от глубин порядка 20 км до глубин 2–3 км, который, очевидно, был обусловлен эрозией коллизионного горного сооружения после прекращения субдукционного сжатия.

Билляхская коллизионная зона. Датируется временем гранулитового метаморфизма Хапчанского пояса в ее надвинутом восточном борту, на севере Анабарского щита, где из Bi–Ga–Pl-гнейсов (метаграувакк) извлечены округлые, блестящие метаморфогенные цирконы, возраст которых определен по конкордантным U–Pb значениям как 1,97 ± 0,02 млрд лет [Бибикова и др., 1988]. Субщелочные порфировидные гранодиориты Билляхского массива в междуречье рек Налим–Рассоха и Большая Куонамка показывают более молодые значения, 1,80–1,81 млрд лет (K–Ar метод [Крылов и др., 1963]).

Рассмотренные данные в целом показывают, что Сибирский кратон в своей северо-восточной части сформировался в позднем палеопротерозое, 2,0–1,8 млрд лет назад, в результате аккреции архейских микроконтинентов, представленных в раннепротерозойской структуре гранулит-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными террейнами, сопряженными по коллизионным зонам. Ювенильное вещество

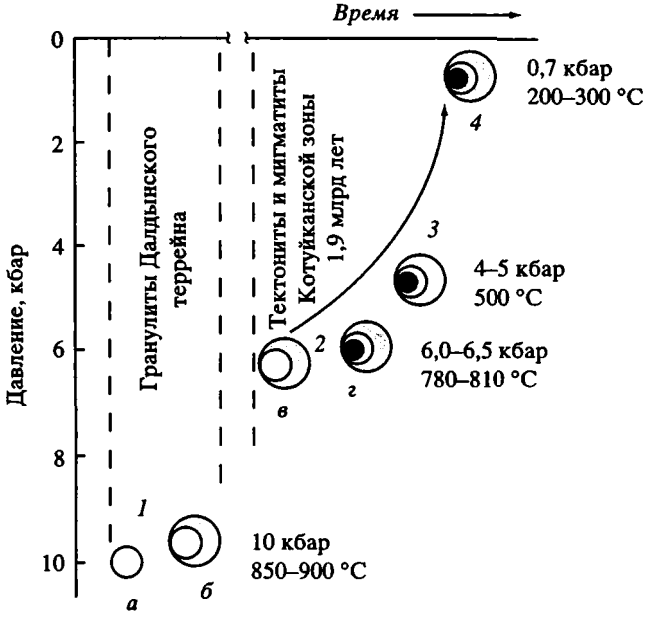


Рис. 3.2.12. Эволюция температуры и давления при формировании Котуйканской шовной зоны (по данным изучения флюидных включений)

1 – монофазные включения жидкой CO_2 (*а*) и содержащие пузырек H_2O (*б*) в гранулитах; *2* – комплексные включения жидкой CO_2 и H_2O (*в*) и включения, содержащие те же фазы с пузырьком газа (*г*), в породах амфиболитовой фации; *3* – включения того же состава, что и предыдущие, в породах эпидот-амфиболитовой фации; *4* – существенно H_2O-содержащие включения в поздних кварцевых жилах среди тектонитов зеленосланцевой фации

гранулит-гнейсовых террейнов (Маганского и Далдынского) отделилось от истощенной мантии 3,1 млрд лет назад, а гранит-зеленокаменных (Биректинского и Мархинского) – 2,5–2,4 млрд лет назад (рис. 3.2.13). Развивавшиеся на их фундаменте вулканогенно-осадочные комплексы формировались 2,4 млрд лет назад (вюрбюрская серия гранулитов Маганского террейна) и 2,1 млрд лет назад (Хапчанский гранулитовый и Эекитский зеленосланцевый складчатые пояса Биректинского террейна).

Коллизионные разломные зоны кратона формировались, как и в известных фанерозойских коллизионных системах (Гималаи и др. [Добрецов, Кирдяшкин, 1994]), по крайней мере в два этапа. В результате датирования процессов метаморфизма и автохтонного гранитообразования возраст первого этапа может быть определен как 1,9 млрд лет, а второго – 1,8 млрд лет. Локальный метаморфизм и гранитообразование внутри коллизионных зон в присутствии водного флюида на каждом из этапов сопровождались синхронным ареальным гранулитовым "сухим" метаморфизмом в соседних террейнах, что свидетельствует о достаточно однородном поле повышенных температур и давлений внутри коры, утолщенной вследствие коллизионного надвигания террейнов. Поступление ювенильного мантийного вещества в связи с этими процессами, за незначительными исключениями, практически отсутствовало, а гранитоиды формировались за счет парциального плавления древнего вещества коры.

Финальным результатом латеральной аккреции Сибирского суперконтинента из разнородных микроконтинентов (террейнов) было, по-видимому, возникновение около 1,8 млрд лет назад гигантского коллизионного горного сооружения гималайского типа, в верхней части которого сосредоточились выплавленные при

коллизии гранитоиды, занимавшие свою позицию уже в процессе вертикальной аккреции. Подпираемая корой повышенной мощности, эта горная область была эродирована в течение последующих 150 млн лет, когда верхний гранитный слой коры был почти полностью размыт, по крайней мере в пределах Анабарского щита. На образовавшемся пенеплене 1,65 млрд лет назад начал накапливаться полого залегающий рифейский платформенный чехол [Семихатов, 1993]. По-видимому, именно к началу рифея кора Сибирского кратона обрела мощность, близкую к современной (в среднем около 40 км), которая типична для изостатически равновесных древних платформ.

Подведем некоторые итоги, вытекающие из рассмотренного выше материала.

В земной коре активных горных сооружений существуют квазистационарные расплавные горизонты, установленные в последнее время геофизическими, главным образом сейсмическими, методами. Они залегают на глубине 10–15 км, имеют мощность примерно 10 км при ширине до 250 км (Гималаи и Кавказ).

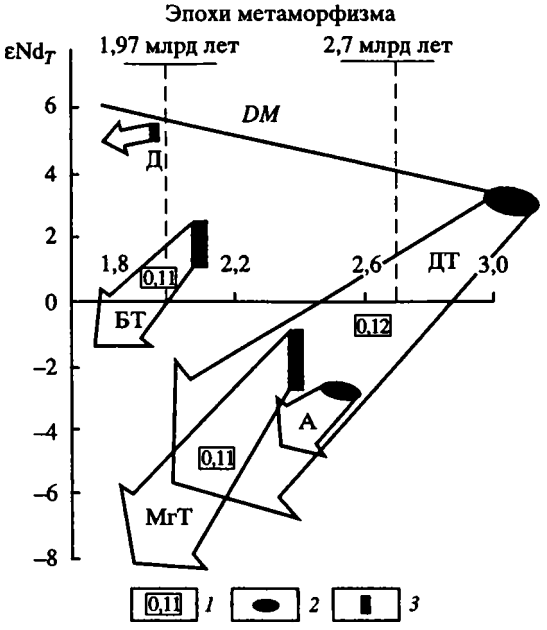


Рис. 3.2.13. Диаграмма Sm–Nd изотопной эволюции пород Северо-Востока Сибирского кратона

1 – средние значения отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ для пород соответствующих комплексов; *2, 3* – возраст, определенный по: *2* – валовым Sm–Nd изохронам, *3* – U–Pb методом по цирконам или по согласованным косвенным данным. *DM* – эволюционная линия деплетированной мантии, А – анортозиты, Д – дайка долерита в анортозитах Котуйканской зоны (А, Д – данные М.А. Суханова и Д.З. Журавлева (1998 г.). Остальные буквенные обозначения см. на рис. 3.2.9

По своим физическим свойствам они отвечают граниту в субликвидусном состоянии. Причиной их появления является парциальное плавление вещества коры вследствие коллизионного разогрева, обусловленного сложением радиогенной (коровой) составляющей теплового потока в ансамблях надвинутых пластин. Этот термальный источник является вполне достаточным, как показывают исследования Гималайской коллизии, однако не меньшее значение может иметь еще и теплота трения между пластинами. Два других источника тепла, возможно, вызывающие парциальное плавление и гранитообразование – подстилающая перегретая (аномальная) мантия или базитовые интрузии в основании коры – по существу не обязательно связаны с коллизией, и возникающие при этом гранитоиды не образуют обширных гнейсово-купольных ареалов, а реализуются в виде локальных интрузий, нередко многочисленных.

Возникающий в разогретой области коры гранитный расплав поднимается вверх до тех пор, пока не будут достигнуты условия изостатического (плотностного) равновесия с вмещающими породами. На этом уровне происходит накопление гранитного вещества в виде расплавного горизонта, локализации которого способствуют ослабленные субгоризонтальные поверхности срыва (деколлементы). Подъем гранитного материала вызывает обогащение верхних горизонтов коры литофильными элементами и, как показали результаты расчетного геохимического моделирования, в подстилающих горизонтах нижней коры происходит компле-

ментарное истощение этими элементами (базификация). Таким образом, возникает геохимическая расслоенность континентальной коры на верхнюю – существенно гранитную и нижнюю – гранулито-базитовую.

Слою гранитного материала, разогретому до субликвидусных температур, свойственны конвективные перемещения масс (внутрислоевая конвекция) вследствие естественных неоднородностей теплового поля. Это является причиной формирования определенного типа структурных ансамблей, связанных с купольным тектогенезом. Наблюдаемые в эродированных коллизионных зонах гранито-гнейсовые ареалы имеют именно такое строение.

При прекращении субдукции и приостановке коллизионного поддвигания одной сиалической плиты под другую достаточно быстро (в течение 30 млн лет, по некоторым оценкам) происходит эрозия верхних складчатых комплексов возникшего при коллизии горного сооружения. В первую очередь на поверхность выходит накопившийся существенно гранитный (гнейсово-купольный) слой. Его изначальная мощность, как сейчас установлено, составляет примерно 10 км, что соответствует мощности верхней коры изостатически уравновешенных (пенепленизированных) древних щитов. Именно здесь, на огромных площадях древних кратонов, преобладают гнейсово-купольные ансамбли. Очевидно, что по крайней мере часть этих ансамблей возникла вследствие процессов коллизии сиалических масс, и, вероятно, что эти процессы повторялись неоднократно.

Древние кратоны позволяют наблюдать также и более глубокие срезы коллизионных областей, демонстрирующие комплексы нижней коры (северо-восток Сибирского кратона). В этих ситуациях (требующих для своей расшифровки достаточно трудоемких изотопно-геохимических и гехронологических исследований) на поверхности оказываются древние террейны, сочлененные по коллизионным (сутурным) швам. Для каждого отдельного террейна ювенильное, поступившее из мантийных источников в кору, вещество оказывается разновозрастным и различным по своим геохимическим характеристикам.

Сравнительно узкие сутурные швы (коллизионные разломные зоны) между террейнами оказываются на этом уровне глубинности единственным вместилищем для гранитоидов. Очевидно, эти швы представляли собой каналы подъема выплавлявшихся из нижней коры гранитных расплавов и поступления их в верхнюю кору. Последняя была полностью эродирована позднее, после прекращения коллизионного сжатия. Фундаментальным свойством этой нижнекоровой системы в условиях коллизии оказывается одновременность, синхронность гранитообразования и локального метаморфизма внутри сутурных швов и ареального (последнего) метаморфизма в террейнах. Единственным объяснением этой синхронности представляется однородное повышенное тепловое поле в глубоких сечениях коллизионного горного сооружения, когда метаморфизму одновременно подвергалось как вещество террейнов, так и вещество, выполнявшее сутурные швы.

Формирование гранито-гнейсовых ареалов, как показывает приведенный материал, связано с коллизионной геодинамикой и импульсами гранитного процесса, генерированными в недрах нижней коры. Становление же самих гранито-гнейсовых ареалов происходит уже в верхней коре. Структурное выражение процесса на этом уровне – купольный тектогенез. Основные закономерности локализации, строения и эволюции гранито-гнейсовых ареалов, изученные на примере коллизионной системы Ольхонского региона Центральной Азии, имеют, по-видимому, более общее значение. Они таковы:

1. Формирование тектонической расслоенности верхней коры. Это – одно из главных условий куполообразования, а соответственно и локализации гранито-гнейсового ареала. В нашем примере возникновение такой расслоенности документируется ранними эпизодами фронтальной коллизиии типа "дуга–террейн" и

обдукцией на древнюю континентальную кору палеозойских островодужных и океанических аллохтонов. Обдукция сопровождается подъемом теплового фронта и многоэтапной синметаморфической деформацией покровных аллохтоных пластин. Формирование гранито-гнейсового ареала начинается еще до окончания покровного тектогенеза. Судя по имеющимся определениям возраста, весь интервал времени от начала магматизма в условиях островной дуги (530 млн лет) до последовавших затем коллизии, обдукции, метаморфизма, складчатости, куполообразования (480–490 млн лет) и формирования жильных синметаморфических гранитов (449 млн лет) занял около 80 млн лет. Несомненно, что формирование собственно гранито-гнейсового ареала и куполообразование были менее продолжительными.

2. Кровля слоя гранито-гнейсовых ядер растущих куполов бронируется (экранируется) подошвой пакетов покровных аллохтонных пластин. Это и определяет морфологию верхней топологической поверхности формирующегося гранито-гнейсового ареала. Вместе с тем купольный тектогенез не ограничивается только рамками собственно гранито-гнейсового слоя. Купольные структуры, но уже без гранито-гнейсов, развиваются и в вышележащей части коры, в коллизионных аллохтонах, деформируя пакеты более ранних покровных складок. По-видимому, в этом заключена специфика купольного тектогенеза: возникающие купольные структуры развиты гораздо шире, чем собственно гранито-гнейсовые ареалы, давшие импульс их развитию. Если гранито-гнейсовые ядра куполов ограничены в своем развитии вверх подошвой покровных аллохтонов, то купольный тектогенез не считается с этой границей и охватывает не только те уровни коры, которые заняты гранито-гнейсами, но и значительные ее объемы, расположенные непосредственно над гранито-гнейсовыми ареалами. Там же нередко локализованы и жильные граниты. Формирование гранито-гнейсов происходило в субликвидусных условиях и сопровождалось возникновением локальной гранитной жидкости, свидетельством чего и являются жильные граниты, секущие структуры куполов.

3. Купола и межкупольные синформы формируют структурные ансамбли сложной морфологии. Как правило они составляют многоэтажные композиции, деформируют в процессе своего роста не только вышележащую оболочку, но и друг друга. Купольный тектогенез сопровождается возникновением структурного несоответствия ядра и обрамления, связанного с реализацией тепловой конвекции вещества и формированием интерференционных структур в ядрах куполов. Кроме того, одновременное проявление последних эпизодов покровных деформаций и начальных этапов куполообразования завершается формированием и других специфических интерференционных композиций, линеаризацией растущих куполов.

4. Ресурсы гранитообразования на этапе фронтальной коллизии типа дуга–террейн оказываются практически исчерпанными. Но становление коллизионной системы еще не закончилось. Последние эпизоды коллизионной геодинамики связаны со столкновением типа террейн–континент, которое происходит в режиме косой коллизии и тотального проявления сдвигового тектогенеза. Последние эпизоды купольного тектогенеза совпадают с регрессивной ветвью регионального метаморфизма и начальными событиями сдвигового характера, что снова приводит к возникновению интерференционных структур. Поздние синметаморфические сдвиговые деформации накладываются на все более ранние, в том числе и на купольные структуры, полностью искажая присущую им морфологию.

5. Концентрация гранитного материала в пределах верхней коры – один из основных результатов коллизионной геодинамики. Вместе с тем на формирование гранито-гнейсовых ареалов гранитно-метаморфического слоя, как показывает приведенный материал, "работает" вся мощность земной коры. Локализованные только в верхней коре, эти ареалы и присущий им купольный тектогенез на самом

деле являются следствием коллизионной геодинамики нижней коры. Свойственный гранито-гнейсовым ареалам купольный тектогенез проявляется на протяжении всей геологической истории и может рассматриваться как прямой структурный индикатор коллизии.

6. Предлагаемая модель не противоречит концепции вертикальной аккреции [Леонов и др., 2000]. Какими бы ни были причины плавления вещества коры в коллизионных системах, само такое плавление охватывает сначала нижние горизонты земной коры, откуда возникающие граниты перемещаются в верхнюю кору, где они и концентрируются, участвуя в строении так называемого гранитного слоя. Нижняя кора, лишенная гранитной составляющей, может рассматриваться, таким образом, как рестит по граниту (гранулит-базитовый слой). Иными словами, верхняя кора формируется в результате аккреции, приращения гранитного материала к некоему "менее гранитному" субстрату, существовавшему до коллизии. Хотя гранитный материал мигрирует из нижней коры в верхнюю кору по пологонаклонным деколлементам, сопровождающим коллизионный тектогенез, в целом такое перемещение происходит снизу вверх, и вертикальная амплитуда оказывается весьма значительной. Можно заключить, следовательно, что и само расслоение коры, возникающее в результате перераспределения гранитного материала, в итоге отражает процесс вертикальной аккреции, является ее прямым свидетельством.

По-видимому, в целом вертикальное аккретирование вначале происходит за счет утолщения коры, в результате которого возникает "слоеный пирог" из разнородных слоев, и только после этого – в результате взаимодействия (термического, вещественного) между собой этих оболочек, а также и при подъеме геоизотерм включаются процессы массового гранитообразования, отражающие собственно вертикальную аккрецию гранитно-метаморфического слоя континентальной коры (следы этого процесса можно наблюдать и в нижних горизонтах аллохтонного чехла, охарактеризованных в гл. 3.1, где рассмотрены процессы гранитообразования в зонах активных континентальных окраин).

Глава 3.3

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГОРНЫХ МАСС В ПРОЦЕССЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ АККРЕЦИИ ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В большинстве разделов этой книги – идет ли речь об океанических базальтовых плато или о формировании гранитных плутонов – подчеркивается тесная связь структурных и вещественных преобразований горных масс. Однако структурный фактор выступает как бы в опосредованной роли. В то же время имеются наблюдения и факты, указывающие на ведущую роль процессов деформации при вещественных трансформациях горных пород. В частности, наряду с разнообразными формами образования гранитно-метаморфического слоя весьма существенным является аспект, связанный со структурно-вещественной переработкой горных масс в зоне взаимодействия ранее консолидированного слоя земной коры и перекрывающей его осадочной оболочки, а также в пределах самой осадочной оболочки.

Во вводной главе было показано, что главной тенденцией при образовании гранитно-метаморфического слоя является петрогенетическая тенденция к обога-

щению пород гранитофильными элементами. Но в структурно-тектоническом отношении не менее важным критерием вхождения пород в состав консолидированного слоя являются реологические свойства горных масс, отражающие их способность к объемному тектоническому течению в твердом состоянии или к "реидной деформации", так как именно объемное тектоническое течение есть основная и наиболее характерная форма реализации тектонической жизни консолидированной коры, к тому же тесно связанная с процессами ее вещественной трансформации [Леонов М., 1988; Леонов М., Кожухарова, 1990; Леонов М. и др., 1995а]. Наша задача – на конкретных примерах показать геологическое выражение и роль некоторых процессов структурно-вещественной переработки пород кристаллического фундамента и чехольного комплекса, направленных на приобретение ими общих петроструктурно-реологических характеристик и приводящих в результате к вертикальному наращиванию консолидированного корового слоя, т.е. к его вертикальной аккреции.

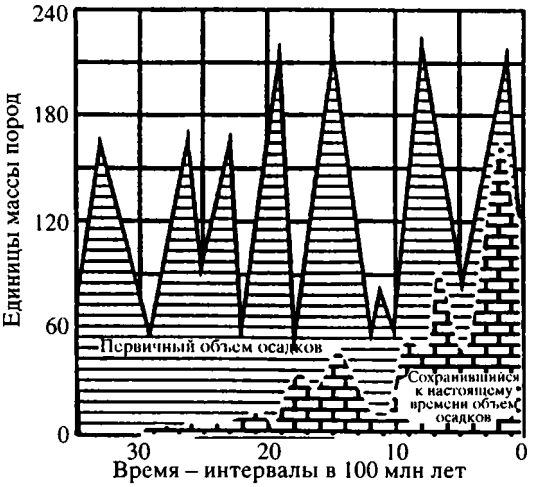


Рис. 3.3.1. Общий объем осадочного материала и зависимость сохранившейся массы осадочных пород от их возраста, по: [Гаррелс, Маккензи, 1974], упрощено

Формирование чехольных отложений напрямую связано с вулканогенно-осадочными процессами, роль которых частично рассмотрена в предыдущих главах. Роль осадочного процесса в трансформации и создании корового слоя можно проиллюстрировать на следующем примере. На графике (рис. 3.3.1) изображены две кривые: верхняя отражает объем отлогавшихся в разные эпохи осадков и, соответственно, общий объем образовавшихся за историю Земли осадочного материала, нижняя – объем осадков, сохранившихся к настоящему времени. Расшифровка графика (рис. 3.3.2) показывает [Гаррелс, Маккензи, 1974], что около четырех пятых

Общее количество поступающего с материков материала ≅ $250 \cdot 10^{14}$ Г*/год

Суммарная масса осадочно-вулканогенных отложений ≅ $32000 \cdot 10^{20}$ Г

Из них образовались:
в докембрии ≅ $18000 \cdot 10^{20}$ Г
в фанерозое ≅ $14000 \cdot 10^{20}$ Г

За все геологическое время на Земле образовалась масса осадков, в 4–6 раз большая, чем существует в настоящее время!

⇓

Это означает, что всего $160\,000 \cdot 10^{20}$ Г, т.е. около 2/3 массы всей земной коры и 4/5 осадочного вещества затрачено на формирование литосферного (корового) слоя

*Г – микрогеограмм, равен весу куба льда с ребром 0,5 км.

Рис. 3.3.2. Распределение массы осадочного материала во времени и объем осадочной массы, перешедшей в консолидированную земную кору, по: [Гаррелс, Маккензи, 1974]

объема осадочных пород, образовавшихся за историю Земли, к настоящему времени в своем первозданном виде не сохранились – они преобразованы и вошли в состав корового слоя континентов.

Возникает вопрос, за счет действия каких процессов и механизмов происходит трансформация вулканогенно-осадочных пород и их вхождение в состав гранитно-метаморфического слоя. На этот вопрос мы пытаемся найти ответы в разных главах этой книги. В этой главе мы вычленим лишь один, но весьма существенный аспект, связанный со структурно-вещественной переработкой горных масс в зоне взаимодействия ранее консолидированного слоя земной коры и перекрывающей его осадочно-вулканогенной оболочки, а также в пределах самой осадочной оболочки вдоль граничных зон – разделов вещественно и реологически расслоеной среды. Будут рассмотрены примеры проявления процессов вертикальной аккреции в пределах фанерозойских покровно-складчатых систем (Южный Тянь-Шань, Срединно-Камчатский массив) и ряда участков Балтийского щита Восточно-Европейской платформы (Карельский массив, Мурманский блок). Эти примеры не являются случайной подборкой, а характеризует отдельные, возможно последовательные, а зачастую и независимые звенья прогрессивного развития консолидированного корового слоя. Подробно материалы этого раздела изложены в монографии "Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект" [Леонов М. и др., 2000]. Этому вопросу уделено также внимание в части 5.

Вертикальная аккреция коры покровно-складчатых зон

Южный Тянь-Шань

В пределах Южного Тянь-Шаня изучены зоны плоскостного тектонического течения, связанные с широким проявлением зеленосланцевого метаморфизма (Ганза-Чимтаргинский массив, Сугутский блок, Нуратау-Курганакская шовная зона) (рис. 3.3.3).

Ганза-Чимтаргинский массив. Подробные сведения о геологическом строении массива и его палеотектонической эволюции содержатся в ряде работ: [Бакиров, 1978; Довжиков и др., 1984; Леонов М., 1988; Минаев, 1978; Федоров, 1982; Шванов, 1983; и др.]. Массив соответствует центральному участку Зеравшано-Гиссарской тектонической зоны Южного Тянь-Шаня (см. рис. 3.3.3, I) и представляет собой крупную (20 × 40 км) синформу с пологим днищем, образованную системой тектонических чешуй и покровов с интенсивным внутренним структурным расслоением разреза и масштабным проявлением зеленосланцевого метаморфизма. Тектонические элементы массива сложены тремя литостратиграфическими комплексами, составляющими единую последовательность напластования: нижний терригенно-вулканогенный метаморфизованный ($O(?)$–S_1); средний карбонатный (S_2–D_2); верхний кремнисто-терригенный (D_2–C_1). Рассмотрим главные особенности структурно-вещественных преобразований в породах нижнего литостратиграфического комплекса.

На основании структурно-вещественного парагенетического анализа (по методике В.Н. Шванова [1983]), в пределах нижнего литостратиграфического комплекса выделены три ступени структурно-вещественных преобразований горных пород [Леонов М., 1988]. В основу анализа положены следующие критерии: качественная оценка величины деформации (интенсивность будинажа, степень рассланцованности и делимости, степень удлиненности минеральных зерен и включений),

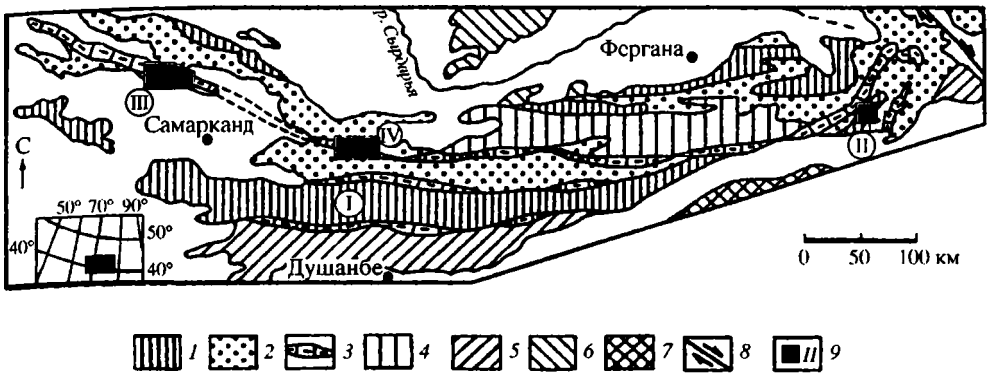


Рис. 3.3.3. Схема основных тектонических элементов Южного Тянь-Шаня

1–4 – области выхода пород: *1* – океанических вулканических поднятий (в автохтонном и аллохтонном залегании); *2* – глубоководных прогибов и склонов вулканических поднятий; *3* – рифогенных известняков; *4* – пород миогеосинклинального типа; *5* – Таримский и Южно-Гиссарский массивы; *6* – образования Срединного Тянь-Шаня; *7* – структуры Памира; *8* – Талассо-Ферганский сдвиг; *9* – объекты исследовании (цифры в кружках): I – Ганза-Чимтаргинский массив, II – Сугутский блок, III, IV – Нуратау-Курганакская шовная зона: III – Нуратинский и IV – Курганакский сегменты

минеральные метаморфические парагенезисы, процентное соотношение первичных и метаморфических минералов, степень метаморфической дифференциации, степень преобразования первичных структур и текстур и т.д.

Картирование выделенных ступеней позволило выявить следующие закономерности проявления структурно-метаморфических процессов. Типоморфные метаморфические парагенезы [Федоров, 1982] свидетельствуют, что степень вторичных изменений варьирует в пространстве от начального катагенеза до эпидот-амфиболитовой фации и до высокобарических серий глаукофан-зеленосланцевой фации. Неравномерность вещественных преобразований имеет и количественное выражение: в условном объеме может быть различное (от 0 до 100%) соотношение первичных минералов и минералов метаморфического генезиса. Признаки упорядоченной вертикальной или латеральной метаморфической зональности отсутствуют. Установлена прямая коррелятивная связь между интенсивностью вещественных изменений и величиной пластической деформации. При этом зоны, имеющие разную степень интенсивности структурно-вещественных преобразований, чередуются по латерали и в разрезе, образуя в целом линзовидно-ленточную систему тектонического расслоения в соответствии с общим синформным структурным планом массива. По ряду признаков установлено, что структурно-вещественному расслоению подвержены толщи, залегающие в едином разрезе.

Аналогичные закономерности выявлены и в зеленосланцевых комплексах **Сугутского блока** (см. рис. 3.3.3, II; 3.3.4) [Коныгин, Леонов М., 1987; Леонов М., 1988; Соловьев, 1990].

Изученные объекты имеют непосредственное отношение к формированию метаморфического слоя земной коры и ее вертикальной аккреции и представляют собой синформные зоны, выполненные зеленосланцево-метаморфизованными вулканитами основного состава (базальтоидами) и венчающими разрез мощными толщами рифогенных отложений. Кратко рассмотрим палеотектоническую эволюцию и механизм формирования этих структур [Коныгин, Леонов М., 1987; Леонов, 1988; Шванов, 1983].

На раннем этапе ($Rf?–PZ_1$) на коре океанического типа происходит рост вулканических поднятий (рис. 3.3.5), что фиксируется по петрохимическому составу вулкани-

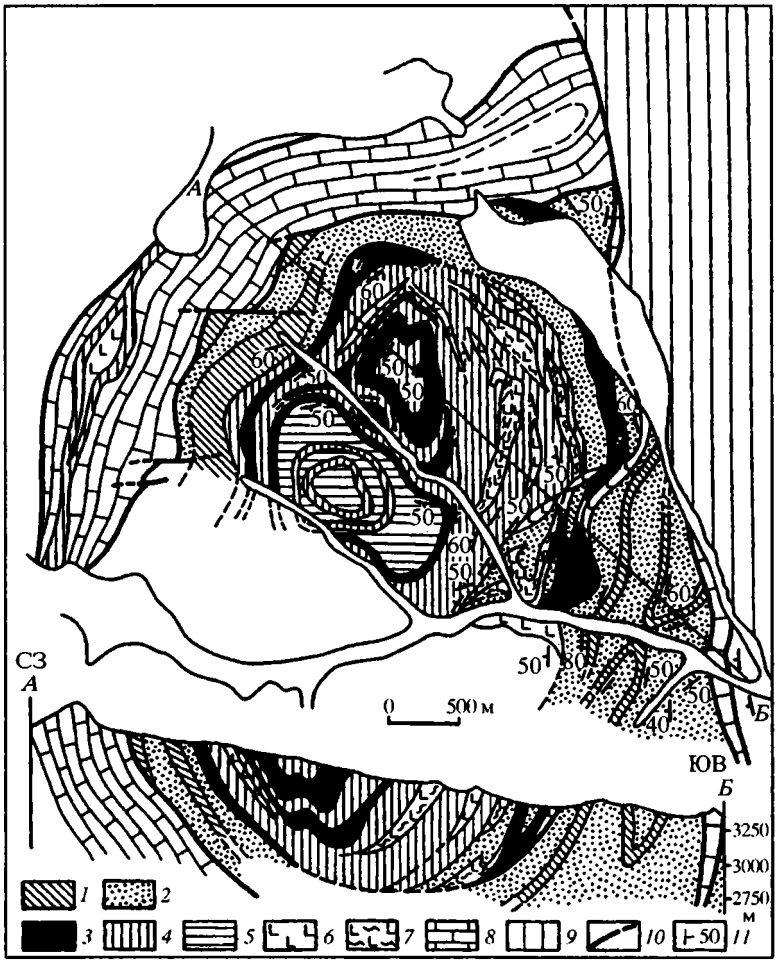


Рис. 3.3.4. Структурно-метаморфическая карта сугутского зеленокаменного комплекса в междуречье Сугут–Тепчи [Соловьев, 1990]

1–7 – сугутская серия (S_2–D_1), кремнисто-терригенная толща (*1, 2*): *1* – кремни и парасланцы кварц-глинисто-гидрослюдистой субфации, *2* – парасланцы кварц-хлорит-альбит-мусковитовой субфации; *3–7* – метавулканическая толща: *3* – ортосланцы альбит-хлорит-эпидот-биотитовый субфации, *4* – ортосланцы альбит-хлоритовой субфации, *5* – зеленокаменно-измененные базальты и туфы базальтовых порфиритов, *6* – диабазовые и базальтовые порфириты, *7* – тальк-карбонат-хлоритовые сланцы; *8* – известняки (D_2–C_1); *9* – породы терекдаванского типа разреза, неметаморфизованные; *10* – разрывные нарушения, достоверные и предполагаемые; *11* – элементы залегания

тов, фациальным особенностям осадконакопления, присутствию гравитационных и вулкано-гравитационных микститов. С силура и до раннего карбона на вершинах вулканических построек в связи с их отмиранием и "проседанием" формируются рифовые постройки, что привело к накоплению более чем 2-километровой толщи рифогенных отложений. Структурные наблюдения свидетельствуют, что проседание вулканических гряд связано с медленным и длительным (60–80 млн лет) процессом пластического течения и метаморфизма, гравитационного расплющивания, тектонического расслоения и латерального расползания "базальтоидного фундамента" рифовых построек. Постепенно в результате горизонтального перераспределения масс и связанного с этим погружения на уровень проявления зеленосланцевого метаморфизма приходят все новые и новые более высокие горизонты по-

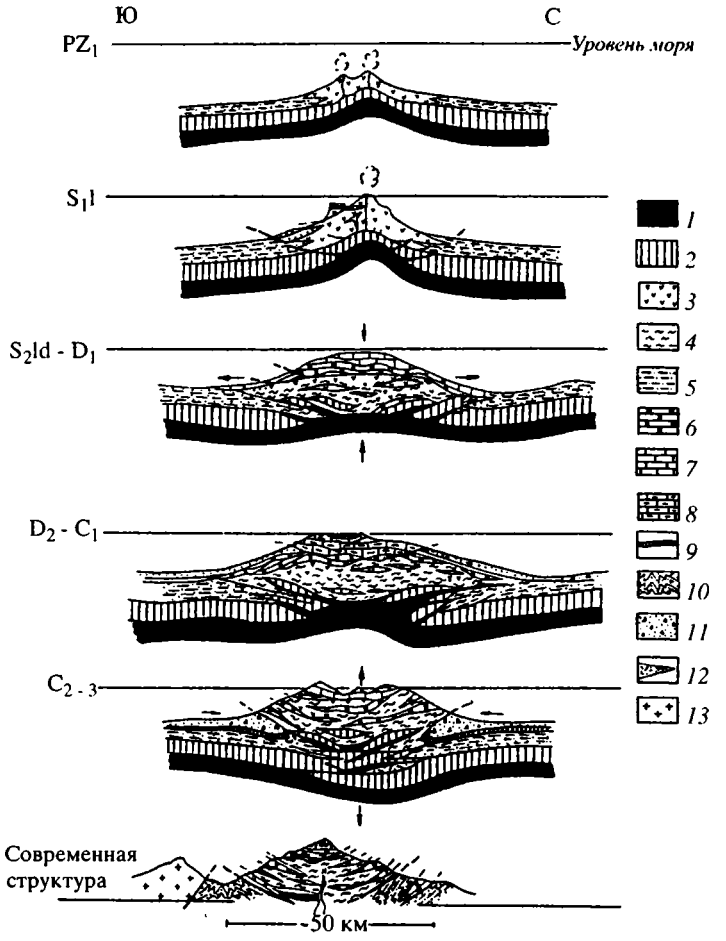


Рис. 3.3.5. Схема палеотектонической эволюции вулканогенно-рифовых построек (Ганза-Чимтаргинский массив)

1 – ультрабазиты; *2* – габбро и базальты (аналоги второго и третьего слоев океанической коры); *3* – основные вулканиты; *4* – основные вулканиты, кремнистые и терригенные породы, рассланцованные и метаморфизованные в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях; *5–10* – осадочные комплексы: *5* – кремнисто-глинисто-карбонатные (ордовик–силур), *6–8* – рифовые известняки: силура (*6*), девона (*7*), силура и девона, нерасчлененных (*8*), *9* – кремни и тонкослоистые известняки (девон–карбон), *10* – флиш; *11* – тектоно-гравитационные микститы (средний–верхний карбон); *12* – области возникновения кислых расплавов; *13* – граниты и гранодиориты

род, что приводит к увеличению объема метаморфических образований в основании вулканических построек.

Поскольку процессы метаморфизма осуществляются в условиях взаимодействия с морской водой, усиленного флюидного режима и тектонического перемешивания измененных базальтов с кремнисто-терригенными и пелитовыми породами океанского дна, то в результате на коре океанического типа за счет структурно-вещественной переработки вулканогенно-осадочного чехла образуются объемы метаморфических пород с резко повышенным содержанием калия, щелочей и кремния [Коссовская и др., 1981а, б], т.е. формируется некий "минингуклеар" – объем метаморфических пород, валовый химический состав и минеральные комплексы которого имеют повышенное (в сравнении с исходными породами) содержание "сиалических" элементов. Таким образом, структурно-метаморфическая эволюция

пород основания подводных вулканических гор приводит к наращиванию корового слоя Туркестанского палеоокеана за счет сиализации исходных базальтовых пород и – это очень важно – в результате приобретения породами новых реологических свойств, а именно способности к объемной реидной деформации. Интенсивность процесса "дебазификации" ("сиализации") напрямую коррелируется с интенсивностью процесса деформации, которая фиксируется методом полуколичественной оценки в процентах. Там, где нет деформации, нет метаморфизма и нет соответствующих проявлений структурно-вещественной трансформации горных пород.

Базальтовый вулканизм, связанный с мантийной дифференциацией, уже является фактором не только формирования корового слоя, но и его сиализации относительно первичного мантийного (внекорового) вещества. Различия в химическом составе между базальтовыми выплавками и перидотитовым остатком весьма велики. Сравнивая средние составы этих пород, приводимые Полдерваартом, В.М. Синицин [1972] указал на увеличение содержаний ряда породообразующих компонентов в базальтах: SiO_2 – на 6–7%, Al_2O_3 – на 10–12%, CaO – в 2–3 раза, Na_2O – в 5–6 раз, K_2O – в 4–5 раз при параллельном уменьшении содержаний MgO с 40 до 7–6% и FeO с 10 до 6,5%. За основной показатель сиализации, по мнению В.М. Синицина, может быть принято отношение SiO_2/MgO, которое для вещества мантии равно 1,5, для перидотитового остатка – 1, для базальтовых выплавок – 9. По его же данным, метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций по термодинамическим условиям благоприятен для вхождения сиалических компонентов в решетки силикатов, что способствует сиализации вещества. Сиалические компоненты концентрируются в составе гидроксилсодержащих минералов (мусковит, эпидот), минералов с повышенным содержанием щелочей (калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, слюды, щелочные амфиболы) и минералов с повышенным содержанием SiO_2 (кварц, полевые шпаты)[1].

Напомним, что, рассматривая оканические базальтовые плато современных океанов и палеоокеанов и трапповые формации континентов, мы подчеркивали, что при соблюдении определенных условий они могут стать (а докембрийские базальтовые плато в значительных объемах и стали!) объектом вещественной трансформации (сиализации). Одним из таких условий является проявление реидной деформации или деформации твердопластического течения.

Нуратау-Курганакская шовная зона. Зона субширотно протягивается от района гор Южные Нуратау на западе до Восточно-Алайского хребта на востоке (см. рис. 3.3.3, III, IV). Протяженность зоны более 400 км, средняя ширина 12–15 км. Зона представляет собой линейную структуру, резко обособленную в палеотектоническом и структурном отношении. Нуратау-Курганакская зона с лудловского времени и до середины карбона была приподнятым над общим уровнем морского дна участком типа карбонатной платформы [Коныгин и др, 1988]. В среднем карбоне в условиях поперечного сжатия в теле платформы и ее краевых частях формировались надвиги и покровы [Колодяжный и др., 1991; Коныгин и др., 1988]. Второй этап деформаций связан с расплющиванием структур в субвертикальной плоскости, с развитием сдвиговых перемещений и продольного хрупко-пластического течения горных масс, которое возобновляется и в период новейшей активизации.

Западная часть Нуратау-Курганакской зоны (Нуратинский сегмент). Здесь зона приурочена к осевой части хребта Южный Нуратау (см. рис. 3.3.3, III; рис. 3.3.6) и отличается интенсивными структурно-вещест-

[1] Далее в главе будут употребляться следующие обозначения минералов: Chl – хлорит, Ser – серицит, Q – кварц, Ab – альбит, Grf – графит, Cc – кальцит, St – ставролит, Alm – альмандин, Bi – биотит, Olg – олигоклаз, Mu – мусковит, Act – актинолит, Ep – эпидот, Mikr – микроклин, Hb – роговая обманка, Pl – плагиоклаз, Ap – апатит, Kfs – калиевый полевой шпат, Amf – амфибол.

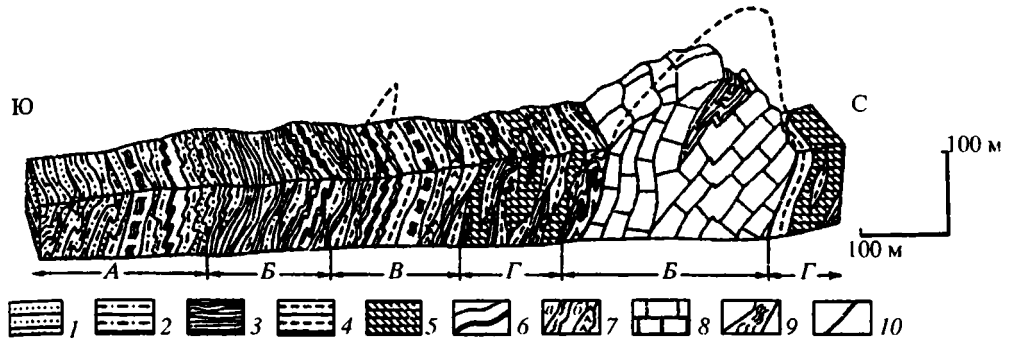


Рис. 3.3.6. Геолого-петрографический разрез метаморфических образований аллохтонного и параавтохтонного комплексов хребта Южный Нуратау

1–7 – образования кембрийско-нижнесилурийского аллохтонного комплекса: *1* – метагенетически измененные терригенные отложения, *2* – серицит-хлоритовые, серицит-хлорит-кварцевые микросланцы, *3* – биотитсодержащие филлиты, *4* – гранатсодержащие слюдяные сланцы, *5* – ставролит-гранатовые кристаллические и слюдяные сланцы, *6* – маркирующий горизонт кремнекварцитов и граптолитовых графит-кварцевых сланцев (S_2–C_2), *7* – метабазиты, преобразованные в зеленые сланцы (*а*) и амфиболиты (*б*); *8* – мраморы (S_2–C_2) параавтохтонного комплекса; *9* – зоны интенсивного развития кливажа; *10* – разрывные нарушения. Буквенные обозначения – субфации метаморфизма: *А* – мусковит-хлоритовая, *Б* – биотит-хлоритовая, *В* – гранат-хлоритовая, *Г* – ставролит-хлоритовая

венными преобразованиями [Колодяжный и др., 1991; Колодяжный, 1993, 1996]. Современная структура Нуратинского сегмента определяется линзовидно-петельчатой системой субвертикально ориентированных зон продольного тектонического течения, наложенных на более раннюю покровно-надвиговую структуру. В пределах этих зон на поверхность выжаты в виде будинировнных ядер антиформных складок отложения параавтохтонного комплекса, представленные карбонатной (S_2–C_2) и терригенно-флишевой (C_2m) формациями, а также интенсивно тектонизированные и метаморфизованные кембро-силурийские терригенные отложения, слагающие нижние структурные уровни аллохтонного комплекса.

Выявлены две стадии метаморфизма. Образования первой стадии метаморфизма кианит-силлиманитового типа составляют основной вещественный фон областей тектонического течения. Отмечаются элементы структурно обусловленной метаморфической зональности, выраженной в общем нарастании степени вторичных преобразований по мере приближения к поверхностям шарьирования (см. рис. 3.3.6). Такое же распределение имеет и интенсивность пластических деформаций, что в целом подчеркивает пространственную и генетическую связь структурно-вещественных преобразований с процессами формирования покровов.

Выделенные в нижней части аллохтона зоны метаморфизма представляют собой петельчато-линзовидное чередование "струй–полос", сложенных породами разного фациального уровня метаморфизма (см. рис. 3.3.6). В строении каждой из зон метаморфических пород участвуют одновозрастные пачки аллохтонного комплекса, метаморфизованные в различной степени, что доказывается наличием маркирующего горизонта граптолитовых сланцев (S_1l_{1-2}). Переходы между породами различных фаций метаморфизма постепенные, что не позволяет интерпретировать мозаичный характер метаморфизма как следствие тектонического меланжирования.

При изучении разреза, представленного на рис. 3.3.6, выявлены ступени прогрессивных вторичных преобразований горных пород, связанные с процессами пластической деформации [Колодяжный, 1993, 1996]. На стадии метагенеза в глинистых сланцах и пелитах преобладают гидрослюдистые минералы без четкой пространственной ориентировки. Переход от ступени метагенеза к мусковит-хлоритовой субфации осуществляется через постепенное исчезновение первичных

пород основания подводных вулканических гор приводит к наращиванию корового слоя Туркестанского палеоокеана за счет сиализации исходных базальтовых пород и – это очень важно – в результате приобретения породами новых реологических свойств, а именно способности к объемной реидной деформации. Интенсивность процесса "дебазификации" ("сиализации") напрямую коррелируется с интенсивностью процесса деформации, которая фиксируется методом полуколичественной оценки в процентах. Там, где нет деформации, нет метаморфизма и нет соответствующих проявлений структурно-вещественной трансформации горных пород.

Базальтовый вулканизм, связанный с мантийной дифференциацией, уже является фактором не только формирования корового слоя, но и его сиализации относительно первичного мантийного (внекорового) вещества. Различия в химическом составе между базальтовыми выплавками и перидотитовым остатком весьма велики. Сравнивая средние составы этих пород, приводимые Полдерваартом, В.М. Синицин [1972] указал на увеличение содержаний ряда породообразующих компонентов в базальтах: SiO_2 – на 6–7%, Al_2O_3 – на 10–12%, CaO – в 2–3 раза, Na_2O – в 5–6 раз, K_2O – в 4–5 раз при параллельном уменьшении содержаний MgO с 40 до 7–6% и FeO с 10 до 6,5%. За основной показатель сиализации, по мнению В.М. Синицина, может быть принято отношение SiO_2/MgO, которое для вещества мантии равно 1,5, для перидотитового остатка – 1, для базальтовых выплавок – 9. По его же данным, метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций по термодинамическим условиям благоприятен для вхождения сиалических компонентов в решетки силикатов, что способствует сиализации вещества. Сиалические компоненты концентрируются в составе гидроксилсодержащих минералов (мусковит, эпидот), минералов с повышенным содержанием щелочей (калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, слюды, щелочные амфиболы) и минералов с повышенным содержанием SiO_2 (кварц, полевые шпаты)[1].

Напомним, что, рассматривая оканические базальтовые плато современных океанов и палеоокеанов и трапповые формации континентов, мы подчеркивали, что при соблюдении определенных условий они могут стать (а докембрийские базальтовые плато в значительных объемах и стали!) объектом вещественной трансформации (сиализации). Одним из таких условий является проявление реидной деформации или деформации твердопластического течения.

Нуратау-Курганакская шовная зона. Зона субширотно протягивается от района гор Южные Нуратау на западе до Восточно-Алайского хребта на востоке (см. рис. 3.3.3, III, IV). Протяженность зоны более 400 км, средняя ширина 12–15 км. Зона представляет собой линейную структуру, резко обособленную в палеотектоническом и структурном отношении. Нуратау-Курганакская зона с лудловского времени и до середины карбона была приподнятым над общим уровнем морского дна участком типа карбонатной платформы [Коныгин и др, 1988]. В среднем карбоне в условиях поперечного сжатия в теле платформы и ее краевых частях формировались надвиги и покровы [Колодяжный и др., 1991; Коныгин и др., 1988]. Второй этап деформаций связан с расплющиванием структур в субвертикальной плоскости, с развитием сдвиговых перемещений и продольного хрупко-пластического течения горных масс, которое возобновляется и в период новейшей активизации.

Западная часть Нуратау-Курганакской зоны (Нуратинский сегмент). Здесь зона приурочена к осевой части хребта Южный Нуратау (см. рис. 3.3.3, III; рис. 3.3.6) и отличается интенсивными структурно-вещест-

---

[1] Далее в главе будут употребляться следующие обозначения минералов: Chl – хлорит, Ser – серицит, Q – кварц, Ab – альбит, Grf – графит, Cc – кальцит, St – ставролит, Alm – альмандин, Bi – биотит, Olg – олигоклаз, Mu – мусковит, Act – актинолит, Ep – эпидот, Mikr – микроклин, Hb – роговая обманка, Pl – плагиоклаз, Ap – апатит, Kfs – калиевый полевой шпат, Amf – амфибол.

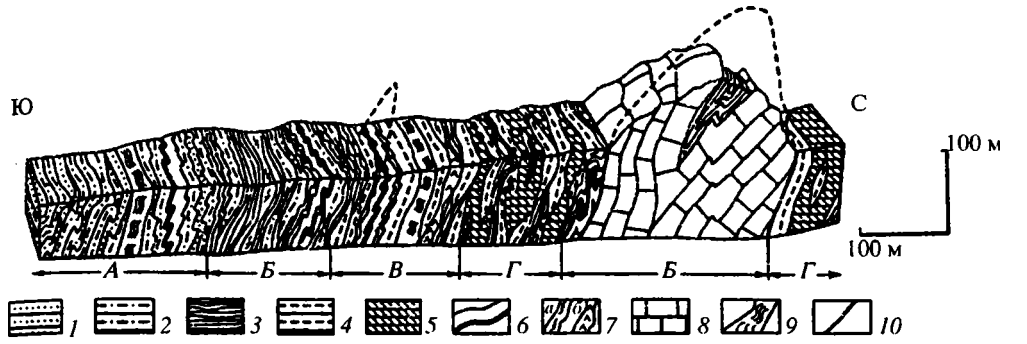


Рис. 3.3.6. Геолого-петрографический разрез метаморфических образований аллохтонного и параавтохтонного комплексов хребта Южный Нуратау

1–7 – образования кембрийско-нижнесилурийского аллохтонного комплекса: *1* – метагенетически измененные терригенные отложения, *2* – серицит-хлоритовые, серицит-хлорит-кварцевые микросланцы, *3* – биотитсодержащие филлиты, *4* – гранатсодержащие слюдяные сланцы, *5* – ставролит-гранатовые кристаллические и слюдяные сланцы, *6* – маркирующий горизонт кремнекварцитов и граптолитовых графит-кварцевых сланцев (S_2–C_2), *7* – метабазиты, преобразованные в зеленые сланцы (*а*) и амфиболиты (*б*); *8* – мраморы (S_2–C_2) параавтохтонного комплекса; *9* – зоны интенсивного развития кливажа; *10* – разрывные нарушения. Буквенные обозначения – субфации метаморфизма: *А* – мусковит-хлоритовая, *Б* – биотит-хлоритовая, *В* – гранат-хлоритовая, *Г* – ставролит-хлоритовая

венными преобразованиями [Колодяжный и др., 1991; Колодяжный, 1993, 1996]. Современная структура Нуратинского сегмента определяется линзовидно-петельчатой системой субвертикально ориентированных зон продольного тектонического течения, наложенных на более раннюю покровно-надвиговую структуру. В пределах этих зон на поверхность выжаты в виде будинировнных ядер антиформных складок отложения параавтохтонного комплекса, представленные карбонатной (S_2–C_2) и терригенно-флишевой (C_2m) формациями, а также интенсивно тектонизированные и метаморфизованные кембро-силурийские терригенные отложения, слагающие нижние структурные уровни аллохтонного комплекса.

Выявлены две стадии метаморфизма. Образования первой стадии метаморфизма кианит-силлиманитового типа составляют основной вещественный фон областей тектонического течения. Отмечаются элементы структурно обусловленной метаморфической зональности, выраженной в общем нарастании степени вторичных преобразований по мере приближения к поверхностям шарьирования (см. рис. 3.3.6). Такое же распределение имеет и интенсивность пластических деформаций, что в целом подчеркивает пространственную и генетическую связь структурно-вещественных преобразований с процессами формирования покровов.

Выделенные в нижней части аллохтона зоны метаморфизма представляют собой петельчато-линзовидное чередование "струй–полос", сложенных породами разного фациального уровня метаморфизма (см. рис. 3.3.6). В строении каждой из зон метаморфических пород участвуют одновозрастные пачки аллохтонного комплекса, метаморфизованные в различной степени, что доказывается наличием маркирующего горизонта граптолитовых сланцев (S_1l_{1-2}). Переходы между породами различных фаций метаморфизма постепенные, что не позволяет интерпретировать мозаичный характер метаморфизма как следствие тектонического меланжирования.

При изучении разреза, представленного на рис. 3.3.6, выявлены ступени прогрессивных вторичных преобразований горных пород, связанные с процессами пластической деформации [Колодяжный, 1993, 1996]. На стадии метагенеза в глинистых сланцах и пелитах преобладают гидрослюдистые минералы без четкой пространственной ориентировки. Переход от ступени метагенеза к мусковит-хлоритовой субфации осуществляется через постепенное исчезновение первичных

структур, перекристаллизацию и появление метаморфогенной ассоциации Chl–Ser–Q–Ab. Эти изменения напрямую связаны с развитием микросдвиговых дислокаций S_1. Развивается метаморфическая дифференциация: вдоль плоскостей скольжения концентрируются Ser, Grf, Chl с одновременным растворением и переотложением в областях геодинамических убежищ Q, Cc, Ab, которые кристаллизуются в межсдвиговых микролитонах и образуют дворики давления, вытянутые в плоскости S_1. Появляется минерализационная сланцеватость. Наиболее яркая черта мусковит-хлоритовой зоны – неравномерность структурных и вещественных преобразований, их парагенетическая зависимость и непостоянство процентного соотношения седиментогенных и метаморфогенных минералов.

Переход к биотит-хлоритовой зоне фиксируется появлением стильпномелана и коричнево-зеленого биотита вдоль зонок сдвигового скольжения, а затем в виде оторочек вокруг кварц-серицит-хлоритовых стяжений. Последние постепенно разрастаются и сливаются в слойки, появляется метаморфическая полосчатость S_1. Интенсивность пластических деформаций в зоне биотит-хлорита возрастает. Стрессовые микроструктуры достигают высокой степени совершенства: микроскладки приобретают морфологию структур течения, усиливаются будинаж, перекристаллизация, двойникование и вращение минеральных зерен.

Граница гранат-хлоритовой зоны определяется появлением пойкилобластических метастабильных выделений альмандина, развивающихся за счет собирательной перекристаллизации. Перекристаллизация в основной массе неравномерна. Деформация реализуется за счет направленной кристаллизации минералов, перекристаллизации, растворения и переотложения вещества, развития стрессовых микроструктур, формирования складок течения, будинирования и т.д.

Переход к породам ставролит-хлоритовой зоны фиксируется появлением пойкилобластов ставролита. Характерен парагенез: St–Alm–Bi–Chl–Q–Qlg. Интенсивная метаморфическая дифференциация выражена в появлении полосчатости, лейкосомовых птигматитовых жилок, в минеральной линейности, порфиробластезе. Элементы стратификации в данном случае полностью отсутствуют и породы представляют собой типичные тектониты.

В западной части Нуратау-Курганакской зоны локализованы конкордантные гранитоидные массивы (C_3), имеющие признаки синкинематического формирования в процессе общего расплющивания. Эти массивы контролируют метаморфическую зональность второго этапа метаморфизма. Наиболее крупный интрузив этого типа – Актауский, он развит в центральной части хр. Южный Нуратау. В его строении участвуют два разновозрастных комплекса: 1) гранито-гнейсы (292 ± 6 млн лет); 2) граниты-адамеллиты (269 ± 16 млн лет) [Юдалевич, 1985]. Гранито-гнейсы слагают периферийные части массива и имеют конформную вмещающим толщам структуру. В экзоконтактовой зоне гранито-гнейсов в полосе шириной 50–100 м отмечается постепенный переход к вмещающим метасланцам. Прогрессивное наращивание метаморфической зональности по мере приближения к интрузиву проявляется в последовательной, но быстрой смене редуцированных зон хлорита, биотита, андалузита и силлиманита. В пределах последней в метатерригенных породах появляются порфиробластические вростки олигоклаза (зона плагиогранитизации), а ближе к массиву отмечается зона калишпатизации. Последовательная импрегнация метасланцев сиалическими минералами приводит к гранитизации вмещающих пород. Граниты–адамеллиты слагают центральные части Актауского батолита и имеют признаки формирования из расплава.

Рассмотрим особенности структурно-вещественных преобразований в западной части Нуратау-Курганакской зоны [Колодяжный, 1993, 1996]. Ранние процессы метаморфизма носили изохимический характер и определялись в основном структурным фактором: отмечается прямая корреляционная связь между степе-

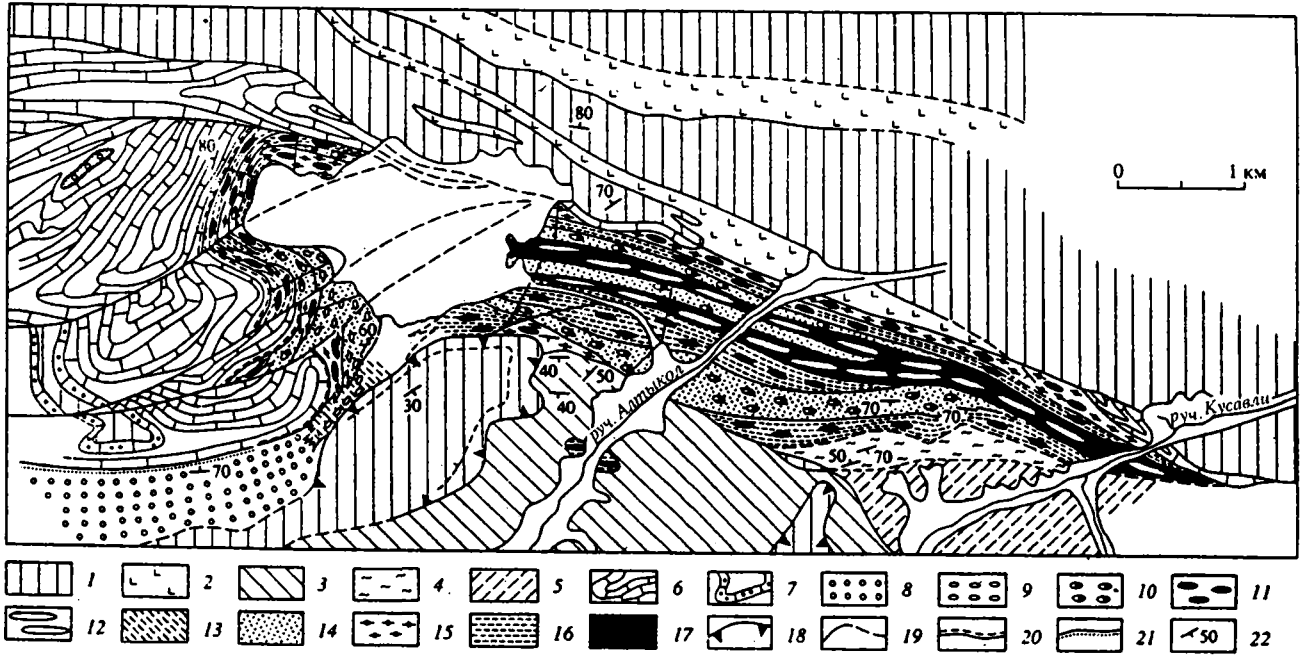


Рис. 3.3.7. Схема распределения интенсивности пластической деформации и метаморфизма в зоне хрупкопластического течения Нуратау-Курганакской шовной зоны

1 – терригенные отложения силура Туркестано-Алайской, Курганакской и Туркестано-Зеравшанской зон; *2* – дайки и силлы диабазов; *3–12* – палеозойские отложения Курганакской зоны: *3, 4* – терригенные отложения кембрия, неметаморфизованные (*3*) и метаморфизованные в зеленосланцевой фации (*4*); *5–7* – отложения: *5* – терригенные среднего–верхнего карбона, *6* – карбонатные девона–нижнего карбона, *7* – глинисто-карбонатные верхнего силура; *8–12* – верхнепалеозойские конгломераты и интенсивность их деформации: *8* – недеформированные, *9–12* – интенсивность деформации, %: *9* – 0–120, *10* – 120–200, *11* – 200–500, *12* – более 500; *13–17* – степень и интенсивность метаморфизма верхнепалеозойских конгломератов: *13–16* – мусковит-хлоритовая субфация с содержанием метаморфических минералов, %: *13* – до 25, *14* – от 25 до 75, *15* – от 50 до 75, *16* – от 75 до 100; *17* – биотит-хлоритовая субфация; *18* – надвиги; *19* – взбросо-сдвиги; *20* – срыв по стратиграфическому контакту; *21* – стратиграфический трансгрессивный контакт; *22* – элементы залегания

нью метаморфических преобразований и интенсивностью пластической деформации.

Метаморфические преобразования второго этапа – закономерный итог предыдущей стадии. Они проходили в условиях более активного флюидного режима, с участием процессов метасоматоза и гранитизации. Благоприятными факторами активного перемещения флюидов явились формирование проницаемых субвертикальных зон тектонического течения, эффекты тектонической компрессии и декомпрессии. Преобразование метасланцев в экзоконтактовые метасоматиты и гнейсы Актауского массива происходило за счет привноса SiO_2 (до 10%), Na_2O (2–3%) и выноса оснований (FeO – 1%; Fe_2O_3 – 2,3%; MgO – 0,8%; MnO – 0,06%). Ряд породообразующих элементов новообразованных гранитоидов был заимствован из вмещающих пород (K_2O, CaO). Увеличение содержаний воды более чем в 2 раза свидетельствует о существенно водном составе флюидной фазы. Последующее снижение тектонических нагрузок (декомпрессия) было благоприятным фактором плавления и формирования палингенных гранитов–адамеллитов, при развитии которых отмеченная выше тенденция перераспределения компонентов стала еще более контрастной.

Таким образом, ряд генетически взаимосвязанных факторов – пластическая деформация, процессы метаморфической рекристаллизации и дифференциации, метасоматоз и гранитизация – важная составляющая преобразования гетерогенных пород осадочного чехла в относительно гомогенные породы кристаллического фундамента. Данный пример иллюстрирует отдельные звенья последовательной цепи событий, приводящих к формированию консолидированного слоя. Высшей точкой развития этих процессов является общая гомогенизация массива пород в результате плавления и формирования автохтонных гранитов.

К у р г а н а к с к и й с е г м е н т. В пределах данного сегмента Нуратау-Курганакская зона отвечает коллизионному шву, разделяющему Туркестано-Алайскую и Туркестано-Зеравшанскую структурно-формационные зоны, и представляет собой область хрупко-пластического объемного сдвига (см. рис. 3.3.3, IV; рис. 3.3.7) [Коныгин и др., 1988; Леонов М. и др., 1995а]. По методике А.В. Лукьянова [1980] проведены замеры величины деформации в конгломератовой толще (C_3–P_1). Выделены четыре ступени структурно-вещественых преобразований конгломератов. В основу выделения ступеней положены: интенсивность деформации, минеральные парагенезы, процентное соотношение метаморфических и первичных минералов. Пространственное распределение ступеней структурно-вещественных преобразований и интенсивности деформации отражены на рис. 3.3.7.

Первая ступень (E = 0÷120%; M = 0÷50%) (*E* – величина деформации, *M* – процент метаморфогенных минералов). В наименее деформированных породах (*E* = 0÷20%) стадии метагенеза отсутствуют элементы тектонической ориентировки. С увеличением интенсивности деформации до 20–120% в цементе появляются элементы рассланцевания. Среди галек наиболее интенсивно преобразованы карбонатные породы, подверженные рассланцеванию и перекристаллизации. В гальках вулканитов вторичные изменения фиксируются лишь в краевых частях с появлением Chl, Ser, Cc, Ab. Отмечаются стрессовые микроструктуры: дворики давления, сложенные волокнистым кальцитом, преобладающая ориентировка деформированных зерен, галек и новообразованных метаморфогенных минералов в плоскости общего рассланцевания.

Вторая ступень (E = 120÷200%; M = 50÷75%). В деформированных карбонатных гальках перекристаллизация почти полная. Зерна новообразованного кальцита образуют гранобластовую структуру с зубчатыми, реже полигональными сочленениями. Гальки песчаников и вулканитов изменены неравномерно. Обломочные зерна кварца, кварцитов, полевых шпатов раздавлены и ориентированы в одной плоскости. Их деформация сопровождается регенерацией,

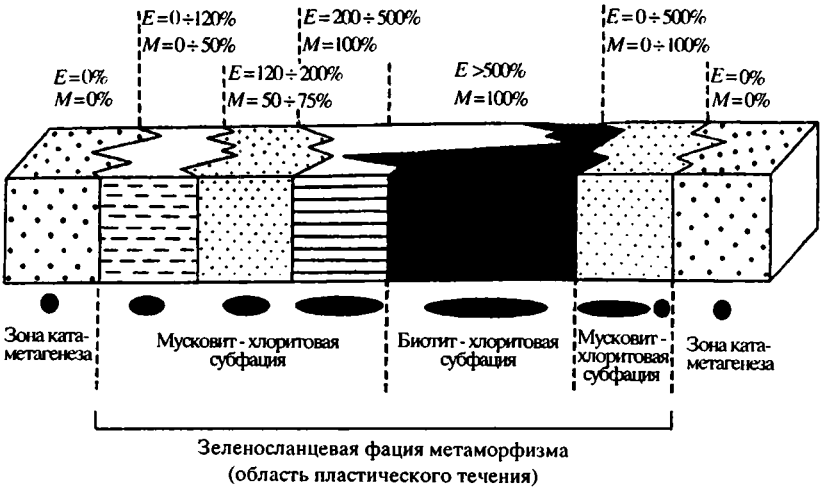


Рис. 3.3.8. Схема, отражающая прогрессивное нарастание структурно-вещественных преобразований горных пород в зоне пластического течения и парагенетическое единство структурных и вещественных (метаморфизм) превращений (Курганакская зона Южного Тянь-Шаня)

E – относительная величина пластической деформации; *M* – относительное содержание метаморфических минеральных фаз в условном объеме горной породы; внизу – графическое изображение относительной деформации галек в конгломератах

перекристаллизацией и грануляцией. Наблюдаются структуры "снежного кома" – результат вращения зерен полевых шпатов при их замещении серицит-альбитовым агрегатом. В цементирующей массе процесс идет за счет расширения зонок рассланцевания, в пределах которых цемент замещается Q–Ser–Chl–Ab. Стрессовые микроструктуры выражены в почти полной линеаризации включений в соответствии с плоскостью рассланцевания.

Третья ступень (E = 200÷500%; M = 100%). Породы почти или полностью превращены в зеленые сланцы мусковит-хлоритовой субфации с линзовидно-полосчатыми, сланцеватыми и свилеватыми текстурами и полнокристаллической лепидогранобластовой структурой. Цемент в значительной степени перекристаллизован и подвержен метаморфической дифференциации. Вещественные преобразования в гальках и цементе идентичны. Гальки перекристаллизованы и представлены растекшимися, резко удлиненными линзочками кварцитов, мраморов, филлитов и зеленых сланцев. Характерно появление линзовидных включений метаморфогенного карбоната.

Четвертая ступень (E > 500%; M = 100%). Образования данного уровня структурно-вещественных изменений соответствуют биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма с парагенезисами: Bi + Chl + Mu + Olg + + Ab + Cc + Q; Chl + Cc + Ser + Ab + Q + Bi + Act + Ep. Максимально измененные породы представляют собой линзовидно-полосчатые кристаллические сланцы. Первично-осадочные структуры и текстуры исчезают. Конгломератовая природа сланцев восстанавливается по латеральным переходам в менее метаморфизованные породы и по присутствию галек, "выключенных" из деформации.

Эти данные свидетельствуют, что между величиной пластической деформации и степенью метаморфических преобразований существует прямая корреляционная связь. Количество новообразованных метаморфогенных минералов возрастает по мере увеличения деформации с конечным переходом к формированию минеральных парагенезов более высоких субфаций метаморфизма (рис. 3.3.8). Пластическая

деформация и метаморфизм проявлены неравномерно, имеют струйчато-мозаичный характер без каких-либо признаков единой вертикальной или латеральной метаморфической зональности (см. рис. 3.3.7).

Приведенный пример показывает реальную связь формирования новых объемов метаморфических пород с реологическими свойствами, соответствующими породам фундамента, и деформационного фактора. Эти объемы могут возникать внутри осадочного разреза в зонах пластического течения и служить в последующем центрами, вокруг которых происходит разрастание гранитно-метаморфического слоя.

Срединно-Камчатский массив

Рассмотрим теперь особенности структурно-вещественных преобразований вдоль границ кристаллических массивов с латерально аккретированными осадочно-вулканогенными комплексами на примере Срединно-Камчатского массива. Описываемые ниже процессы составляют следующее звено в единой цепи событий разрастания кристаллических ядер в полно развитый гранитно-метаморфический слой. Приведенные ниже материалы, базирующиеся на статье С.Ю. Колодяжного с соавторами [1996], здесь изложены в краткой форме.

Срединно-Камчатский массив состоит из двух главных тектонических элементов: мигматит-гнейсового колпаковского комплекса и залегающей на нем с несогласием малкинской серии, имеющей ранне-позднемеловой (докампанский) возраст [Зинкевич и др., 1994; Рихтер, 1995; Ханчук, 1985]. В пределах северо-восточной части массива обнажаются образования малкинской серии – филлиты и зеленые сланцы, составляющие субгоризонтально тектонически расслоенный параавтохтоный комплекс верхних структурных уровней массива. На метаморфитах с размывом залегают континентальные грубообломочные отложения барабской свиты кампанского возраста [Зинкевич и др., 1994; Шапиро и др., 1986]. С востока параавтохтон тектонически перекрыт аллохтонными пластинами (хозгонский, ирунейский и кирганикский покровы), сложенными верхнемеловыми неметаморфизованными образованиями (рис. 3.3.9). На границе параавтохтонного и аллохтонного комплексов развиты мощные зоны субгоризонтального сдвигового течения, наложенные на различные комплексы, но прежде всего – на параавтохтонные образования барабской свиты.

Толща барабских конгломератов осложнена многочисленными пологими зонами вязко-пластического течения, захватывающими иногда почти весь ее объем. В результате течения обломки в конгломератах переориентируются и расплющиваются в субгоризонтальной плоскости, и породы превращаются в тектониты с закономерно ориентированными стрессовыми структурами. При изучении структурно-вещественных преобразований барабских конгломератов были выделены четыре ступени эволюции пород. Каждая ступень характеризуется определенным парагенезом структур и уровнем вещественных преобразований [Колодяжный и др., 1996].

Первая ступень ($E = 0\%$, $M < 30\%$). В конгломератах данной ступени, которая отражает этап досдвиговых преобразований, широко распространены деформационные структуры, развивающиеся в слаболитифицированных осадках. На микроуровне, при практически полном отсутствии структурных изменений, отмечается перекристаллизация и развитие метаморфических минералов зеленосланцевой фации в объеме пород, не превышающем 30%, что подчеркивает незавершенность метаморфических процессов.

Вторая ступень ($E < 100\%$, $M = 30\div70\%$). В конгломератах данной ступени эволюции широко распространены структуры, связанные с хрупкой (во включениях)

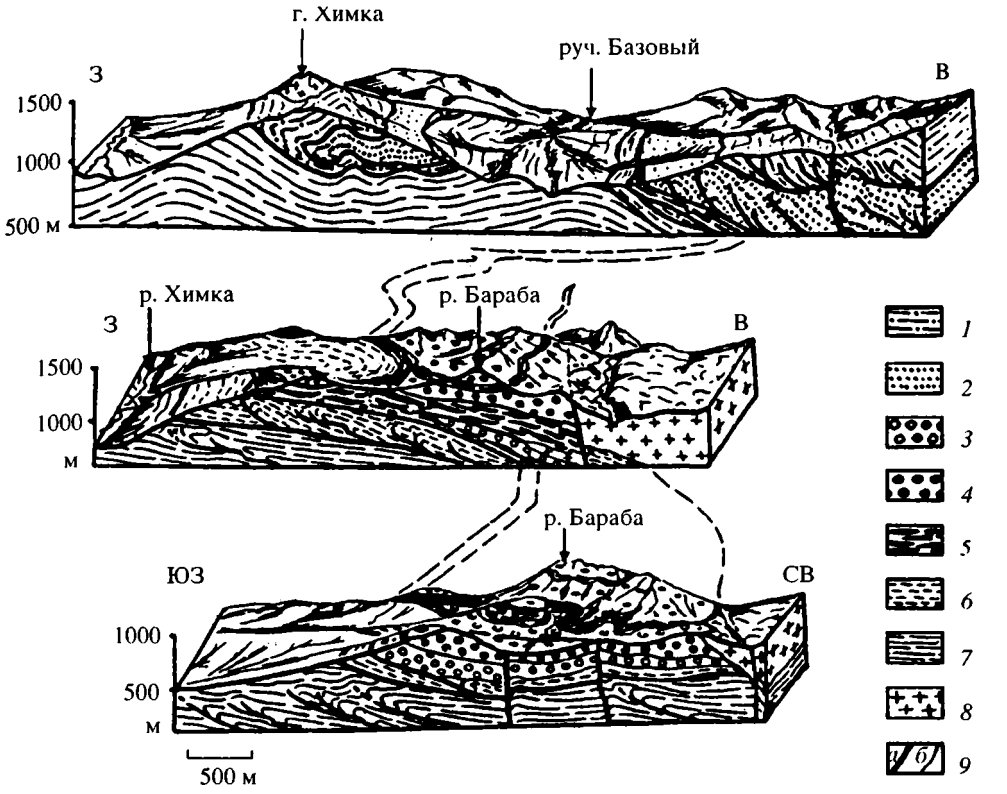


Рис. 3.3.9. Геологические разрезы в междуречье Ича–Облуковина (Камчатка)

1, 2 – аллохтонные образования: *1* – глинисто-кремнисто-туфогенные отложения ирунейского комплекса, *2* – терригенные отложения хозгонской свиты; *3–7* – параавтохтон: *3* – вулканомиктовые конгломераты нижней части барабской толщи, *4* – полимиктовые конгломераты верхней части барабской толщи, *5* – деформированные барабские конгломераты в зонах субгоризонтального сдвигового течения, *6* – зеленые сланцы химкинской свиты, *7* – филлиты хейванской свиты; *8* – миоценовые гранитоиды; *9* – тектонические (*а*) и стратиграфические (*б*) границы

и пластической (в цементе) деформацией. Появляются элементы предпочтительной ориентировки галек. В цементе конгломератов в связи с развитием сланцеватости перекристаллизация охватывает 30–70% объема породы с появлением ассоциации серицит-хлоритовой ступени метаморфизма.

Третья ступень (E = 100÷250%, M = 70÷90%). Широко развиты процессы пластической деформации, затрагивающие цементирующее вещество и обломки. Развиваются стрессовые структуры, выраженные в закономерном положении линейности растяжения галек, шарниров асимметричных складок, плойчатости и сланцеватости, "двориков давления", стилолитов, образующих в совокупности единый парагенез сдвигового течения. Явления пластической деформации сопровождаются внутрикристаллическим трансляционным скольжением: в обломочных зернах кварца появляются деформационные домены, а в плагиоклазах возникают механические двойники.

Четвертая ступень (E =250÷500% и более, M = 100%). Конгломераты этой ступени, на которой пластическая деформация проявлена наиболее сильно, трансформируются в метаморфические сланцы с линзовидно-полосчатой текстурой. Широко развиты дисгармоничные и птигматитовые складки течения, будинаж-структуры, минерализационная сланцеватость и линейность, иногда, метаморфо-

генная полосчатость. Метаморфические минералы составляют 100% объема пород и представлены ассоциациями мусковит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфаций метаморфизма. Метаморфическая дифференциация обусловливает общую гомогенизацию пород.

Конгломераты "досдвиговой" ступени образуют пологозалегающий слабодислоцированный чехол метаморфического массива в "теневых" участках сдвиговых зон. Образования второй, третьей и четвертой ступеней характеризуют структурно-вещественный парагенез зон сдвигового течения и отражают их эволюцию от хрупкой, через хрупко-пластическую, к пластической деформации. Зоны сдвигового течения имеют дискретное строение: отмечается линзовидно-полосчатое чередование с постепенными и резкими переходами между породами разной степени структурно-вещественной переработки.

Намечается следующая схема эволюции барабских конгломератов. При осадконакоплении отложения барабской свиты претерпели конседиментационные изменения, связанные с начальной стадией аккретирования верхнемеловых комплексов. Наличие "меток" метаморфизма в конгломератах "досдвиговой" стадии свидетельствует о некотором термическом эффекте, связанном, вероятно, с экранирующим воздействием чехла. Незавершенность метаморфических реакций свидетельствует о слабом и непродолжительном воздействии термального агента метаморфизма. Латеральное аккретирование верхнемеловых комплексов и их надвигание на параавтохтон привели к формированию в основании пластин мощных зон сдвигового течения. В силу наличия двух реологически контрастных сред (метаморфический фундамент и осадочный чехол) тектонические напряжения и их релаксация концентрировались вдоль их границы. Барабская свита, занимающая граничное положение между метаморфитами и аллохтонными пластинами, являясь, в свою очередь, также реологически гетерогенной средой, представляла собой наиболее благоприятный объем пород для концентрации и последующей разрядки напряжений сдвига. Амплитуда горизонтального перемещения тектонически сорванных со своего основания фрагментов барабской свиты крайне незначительна [Колодяжный и др., 1996].

Таким образом, структурно-вещественные преобразования барабских конгломератов связаны не с их перемещением, а с развитием зон сдвигового объемного течения – структурами концентрации и релаксации напряженного состояния. Выделенные ступени структурно-вещественных преобразований горных пород отражают коррелятивную связь между интенсивностью пластической деформации и метаморфизмом. Можно сделать вывод, что здесь, как и в зеленосланцевых зонах Южного Тянь-Шаня, пластическая деформация и вызванные ею механохимические эффекты оказывают существенное влияние на ход метаморфических реакций и формирование новых объемов метаморфического слоя земной коры.

Тектоно-метаморфические преобразования, связанные с надвиганием верхнемеловых комплексов, охватили также и кристаллическое основание Срединно-Камчатского массива. Это подтверждено и данными изотопной геохронологии, определяющими возраст метаморфизма верхней части параавтохтона в широких пределах – 70–50 и 55–50 млн лет [Бондаренко и др., 1993; Виноградов и др., 1988]. Данный факт предполагает чрезвычайно длительную тектонометаморфическую эволюцию и неоднократную ремобилизацию метаморфического ядра массива. При этом наряду с его наращиванием в краевых частях за счет переработки обрамляющих и перекрывающих его осадков происходит синхронное прогрессивное изменение самого массива в сторону его гомогенизации и приближения по составу к типичному гранитно-метаморфическому слою.

* * *

Таким образом, на примере Ганза-Чимтаргинского массива и Сугутского блока, представляющих собой в палеотектоническом отношении вулканогенно-рифовые постройки с тектонически субгоризонтально расслоенным основанием, была показана возможность формирования ранних "эпицентров метаморфизма" – метаморфических ядер (мининуклеаров) – на коре океанического типа. В Нуратау-Курганакской зоне описано возникновение объемов метаморфического слоя и явление гранитизации в зонах субгоризонтального и субвертикального пластического течения. И в том и другом случаях формируются вещественно и реологически обособленные метаморфические тела. Геологическая среда, включающая такого рода структуры, обладает значительной реологической контрастностью, а также возможностью проявления механохимических преобразований на границе гетерогенных тел. Здесь имеют значение такие явления, как граничная концентрация напряжений и их релаксация за счет пластической деформации и метаморфической рекристаллизации, "стресс-метасоматоз", локальное повышение температуры за счет экранирующих эффектов и механохимических процессов.

Наличие ранних метаморфических ядер и общей гетерогенности геологической среды является важнейшим фактором, осложняющим чисто механическое скучивание горных масс и приводящим к релаксации тектонических напряжений за счет структурно-вещественных преобразований. Последующая эволюция этих ядер, возможно, отражена в аккреционных процессах Срединно-Камчатского кристаллического массива. Их совокупность обусловливает дальнейшую гомогенизацию геологической среды и ее эволюцию в сторону полно развитого гранитно-метаморфического слоя. Во всяком случае необходимо подчеркнуть, что в описанных примерах мы наблюдаем: 1) тесную парагенетическую связь процессов деформации и метаморфизма; 2) взаимодействие петрографически и структурно-реологически контрастных сред (основание–чехол) и их последующую гомогенизацию.

Вертикальная аккреция коры древних платформ

Карельский массив

В настоящее время установлено, что фундамент и чехол платформенных областей весьма подвижны и подвержены общим структурно-вещественным преобразованиям, обусловливающим их реологическую гомогенизацию и частичное объединение в составе "единого" гранитно-метаморфического слоя [Бероуш, 1991; Леонов М., 1993, 1997; Леонов, и др., 1995а, 1996; Паталаха, 1971; и др.]. Новообразованные за счет чехла объемы консолидированной коры не могут быть отнесены в чистом виде ни к фундаменту (мешают геоисторические условия его формирования), ни к чехлу (он приобретает реологические свойства фундамента), что дает основания рассматривать их как самостоятельный комплекс, связанный с процессами сиализации (кратонизации) древних пород и их последующего вертикального аккретирования за счет переработки нижних горизонтов проточехольного комплекса. Эти процессы мы рассмотрим на примере Балтийского щита, а именно, на примерах архей-нижнепротерозойских образований Карельского массива и архейских толщ Кольского блока.

Проблеме взаимоотношений архейского фундамента и нижнепротерозойского проточехла Карельского массива уделяли внимание многие исследователи [Коросов, 1991; Корякин, 1970; Кратц, 1963; Лобач-Жученко, Пинаева, 1961; Миллер,

1988; Московченко, Турченко, 1975; Свириденко, 1980; Сыстра, 1991; Травин 1996; и др.]. Фиксировались три главных типа взаимоотношений: 1) нормальный стратиграфический контакт с базальной корой выветривания; 2) тектонический срыв (зона хрупко-пластического течения) в области контакта фундамент–чехол и коры выветривания; 3) постепенный переход через зону гранитизации. Нами изучены различные типы взаимоотношений пород фундамента и проточехольных образований в северном Прионежье и в Северо-Карельской зоне, которые дополняют имеющийся в литературе материал. Рассмотрим процессы вертикального аккретирования корового слоя в последовательности от начальной ступени преобразований к стадии практически полной гранитизации и гомогенизации фундамента и чехла.

Северное Прионежье. К западу от Повенецкого залива Онежского озера расположен крупный гранитогнейсовый Уницкий купол – выступ архейского фундамента Карельского массива. Купол обрамлен выходами отложений нижнепротерозойского проточехла: андезито-базальтами сумия, конгломератами сариолия, терригенно-вулканогенными и карбонатными отложениями ятулия. Севернее купола данные комплексы слагают субширотную Кумсинскую зону дислокаций, имеющую общий синклинальный облик. В современной структуре зоны обособлены центральное антиклинальное поднятие с выходами сумийско-сариолийских толщ и цепочками небольших гранитоидных куполов, а также краевые синклинали, выполненные отложениями ятулия. Вдоль северного борта структуры развита продольная широкая зона интенсивного рассланцевания и динамометаморфизма.

Особый интерес в нашем случае представляют небольшие (ширина – первые сотни метров, протяженность 2–5 км) куполообразные структуры центрального антиклинального поднятия Кумсинской зоны. Один из хорошо обнаженных куполов расположен на дороге Петрозаводск–Мурманск в 0,5 км южнее р. Кумса [Леонов М. и др., 1996].

В ядре куполообразной структуры обнажаются архейские граниты и гранодиориты, пронизанные пегматоидными жилами. С гранитоидами через маломощную зону гранитной дресвы по крутопадающей поверхности контактирует пласт (10 м) глыбово-галечного конгломерата хаотичного строения с обломками гранитоидов, аналогичных по составу подстилающим. Глыбы и обломки чаще угловатые, реже слабо окатаны, много обломков ромбоэдрической формы. Заполняющее вещество представлено бластомилонитами по гранитному дресвянику. Выше по разрезу залегает крутопадающая толща (более 50 м) деформированных сариолийских метаконгломератов с обломками гранитоидов, кварцитов и вулканитов основного состава, заключенными в зеленосланцево-измененный первично-туффитовый цементирующий матрикс. По удалению от гранитоидного купола зеленосланцевые преобразования в обрамляющих протерозойских комплексах сходят на нет.

Очевидно, что конгломераты отлагались непосредственно на гранитоидах, представленных в ядре купола, и являются продуктом их размыва. В данном случае вызывает интерес пликативная купольная форма поверхности досариолийского пенеплена, а также наличие горизонта метаморфических пород (зеленых сланцев по конгломератам) в нижней части разреза проточехла.

Характер структурно-вещественных преобразований гранитоидов фундамента в ядре купола и обрамляющих осадков несколько отличается. Гранитоиды представляют собой тектоническую брекчию – продукт деформации хрупко-пластического типа. Об этом свидетельствуют: общая дезинтеграция пород по веерообразной системе сколов, нарезающих массив на разновеликие ромбовидные блоки; относительное перемещение этих блоков; изгиб и будинаж пегматоидных жил; наличие линзовидно-петельчатых систем зон рассланцевания и бластомилонитизации, тектонических линз с двориками давления и многочисленных зеркал скольжения.

Общая форма купола и внутренняя веерообразная структура массива позволяют думать, что он имеет каплевидную форму – результат выжимания снизу вверх.

Петрографически выделен ряд структурно-вещественных преобразований гранитоидов от слабоизмененных гранитов и гранодиоритов, развитых в "теневых" областях деформации, до апогранитных бластокатаклазитов и бластомилонитов зон скалывания и рассланцевания [Леонов М. и др., 1996]. Этот ряд включает ранние слабо выраженные метасоматические преобразования, последовательное нарастание степени совершенства микрострессовых структур и напрямую связанных с ними вещественных трансформаций, и, в качестве конечного члена, зеленосланцево-измененные гранитоиды с минеральной ассоциацией Q–Ab–Chl–Bi–Mu.

В толще конгломератов преобладают пластические деформации. Здесь отчетливо развита минеральная сланцеватость, обтекающая гальки и образующая линзовидно-петельчатую субпослойную систему. Деформированные гальки и глыбы гранитов изменены аналогично гранитам ядерной части купола. Гальки вулканитов превращены в зеленые сланцы, расплющены с максимальным удлинением в плоскости слоистости параллельно крутопадающему контакту с гранитоидами. Аналогичную ориентировку имеют "дворики давления", развитые вокруг обломков. В конгломератах выявлены две стадии минеральных преобразований: 1) ранние термально-метасоматические процессы альбитизации; 2) наложенный динамометаморфизм зеленосланцевой фации.

Полученные данные позволяют предложить следующую схему эволюции горных пород. В сариолийское время на коре выветривания раннеархейских гранитоидов были отложены делювиальные гранитные конгломератобрекчии и полимиктовые конгломераты. Структурно-вещественные преобразования пород фундамента и чехла разделяются на два этапа: термально-метасоматический и динамометаморфический.

Первый этап проходил в статической обстановке с развитием неориентированных метасоматических структур. Метасоматоз имел натровый профиль (альбитизация) и был выражен преимущественно в нижней части разреза конгломератов. Наиболее вероятно, что локальное развитие альбитизации определяется составом вмещающих пород, а локализация термального воздействия обусловлена "эффектом цоколя" [Сомин, 1971; Сомин, Видяпин, 1987]. Суть последнего сводится к воздействию "теплового экрана", роль которого выполняет осадочный чехол.

Второй этап связан со становлением купольной структуры. В гранитах развиваются пластически-хрупкие деформации, а в сариолийских конгломератах – пластические. В последних динамометаморфизм проявлен более равномерно, что отражает их способность концентрировать и релаксировать тектонические напряжения. Различия в реологии сред отражаются в появлении срывов на границе фундамент–чехол и развитии дисгармоничных структурно-вещественных преобразований. Этот факт подтверждается на примере древних кор выветривания в Карельском регионе, которые часто превращены в зеленые сланцы в результате развития тектонического срыва на границе фундамента и чехла [Корякин, 1970].

Рассмотренный пример иллюстрирует ряд факторов, обусловливающих развитие метаморфических пород на границе фундамент–чехол: 1) термально-метасоматическое воздействие, в результате "эффекта цоколя"; 2) структурный фактор, который связан: с развитием куполообразных структур; с различной реологией фундамента и чехла; с процессом хрупко-пластического течения в нижних горизонтах протоплатформенного чехла и формированием срыва-отделителя. Их сочетание приводит к наращиванию метаморфического основания и смещению физической границы консолидированной коры вверх по разрезу. Рассмотренный пример отражает начальную стадию процесса формирования новообразованного гранитно-метаморфического (в данном случае, метаморфического) слоя. Его дальнейшее

1988; Московченко, Турченко, 1975; Свириденко, 1980; Сыстра, 1991; Травин 1996; и др.]. Фиксировались три главных типа взаимоотношений: 1) нормальный стратиграфический контакт с базальной корой выветривания; 2) тектонический срыв (зона хрупко-пластического течения) в области контакта фундамент–чехол и коры выветривания; 3) постепенный переход через зону гранитизации. Нами изучены различные типы взаимоотношений пород фундамента и проточехольных образований в северном Прионежье и в Северо-Карельской зоне, которые дополняют имеющийся в литературе материал. Рассмотрим процессы вертикального аккретирования корового слоя в последовательности от начальной ступени преобразований к стадии практически полной гранитизации и гомогенизации фундамента и чехла.

Северное Прионежье. К западу от Повенецкого залива Онежского озера расположен крупный гранитогнейсовый Уницкий купол – выступ архейского фундамента Карельского массива. Купол обрамлен выходами отложений нижнепротерозойского проточехла: андезито-базальтами сумия, конгломератами сариолия, терригенно-вулканогенными и карбонатными отложениями ятулия. Севернее купола данные комплексы слагают субширотную Кумсинскую зону дислокаций, имеющую общий синклинальный облик. В современной структуре зоны обособлены центральное антиклинальное поднятие с выходами сумийско-сариолийских толщ и цепочками небольших гранитоидных куполов, а также краевые синклинали, выполненные отложениями ятулия. Вдоль северного борта структуры развита продольная широкая зона интенсивного рассланцевания и динамометаморфизма.

Особый интерес в нашем случае представляют небольшие (ширина – первые сотни метров, протяженность 2–5 км) куполообразные структуры центрального антиклинального поднятия Кумсинской зоны. Один из хорошо обнаженных куполов расположен на дороге Петрозаводск–Мурманск в 0,5 км южнее р. Кумса [Леонов М. и др., 1996].

В ядре куполообразной структуры обнажаются архейские граниты и гранодиориты, пронизанные пегматоидными жилами. С гранитоидами через маломощную зону гранитной дресвы по крутопадающей поверхности контактирует пласт (10 м) глыбово-галечного конгломерата хаотичного строения с обломками гранитоидов, аналогичных по составу подстилающим. Глыбы и обломки чаще угловатые, реже слабо окатаны, много обломков ромбоэдрической формы. Заполняющее вещество представлено бластомилонитами по гранитному дресвянику. Выше по разрезу залегает крутопадающая толща (более 50 м) деформированных сариолийских метаконгломератов с обломками гранитоидов, кварцитов и вулканитов основного состава, заключенными в зеленосланцево-измененный первично-туффитовый цементирующий матрикс. По удалению от гранитоидного купола зеленосланцевые преобразования в обрамляющих протерозойских комплексах сходят на нет.

Очевидно, что конгломераты отлагались непосредственно на гранитоидах, представленных в ядре купола, и являются продуктом их размыва. В данном случае вызывает интерес пликативная купольная форма поверхности досариолийского пенеплена, а также наличие горизонта метаморфических пород (зеленых сланцев по конгломератам) в нижней части разреза проточехла.

Характер структурно-вещественных преобразований гранитоидов фундамента в ядре купола и обрамляющих осадков несколько отличается. Гранитоиды представляют собой тектоническую брекчию – продукт деформации хрупко-пластического типа. Об этом свидетельствуют: общая дезинтеграция пород по веерообразной системе сколов, нарезающих массив на разновеликие ромбовидные блоки; относительное перемещение этих блоков; изгиб и будинаж пегматоидных жил; наличие линзовидно-петельчатых систем зон рассланцевания и бластомилонитизации, тектонических линз с двориками давления и многочисленных зеркал скольжения.

Общая форма купола и внутренняя веерообразная структура массива позволяют думать, что он имеет каплевидную форму – результат выжимания снизу вверх.

Петрографически выделен ряд структурно-вещественных преобразований гранитоидов от слабоизмененных гранитов и гранодиоритов, развитых в "теневых" областях деформации, до апогранитных бластокатаклазитов и бластомилонитов зон скалывания и рассланцевания [Леонов М. и др., 1996]. Этот ряд включает ранние слабо выраженные метасоматические преобразования, последовательное нарастание степени совершенства микрострессовых структур и напрямую связанных с ними вещественных трансформаций, и, в качестве конечного члена, зеленосланцево-измененные гранитоиды с минеральной ассоциацией Q–Ab–Chl–Bi–Mu.

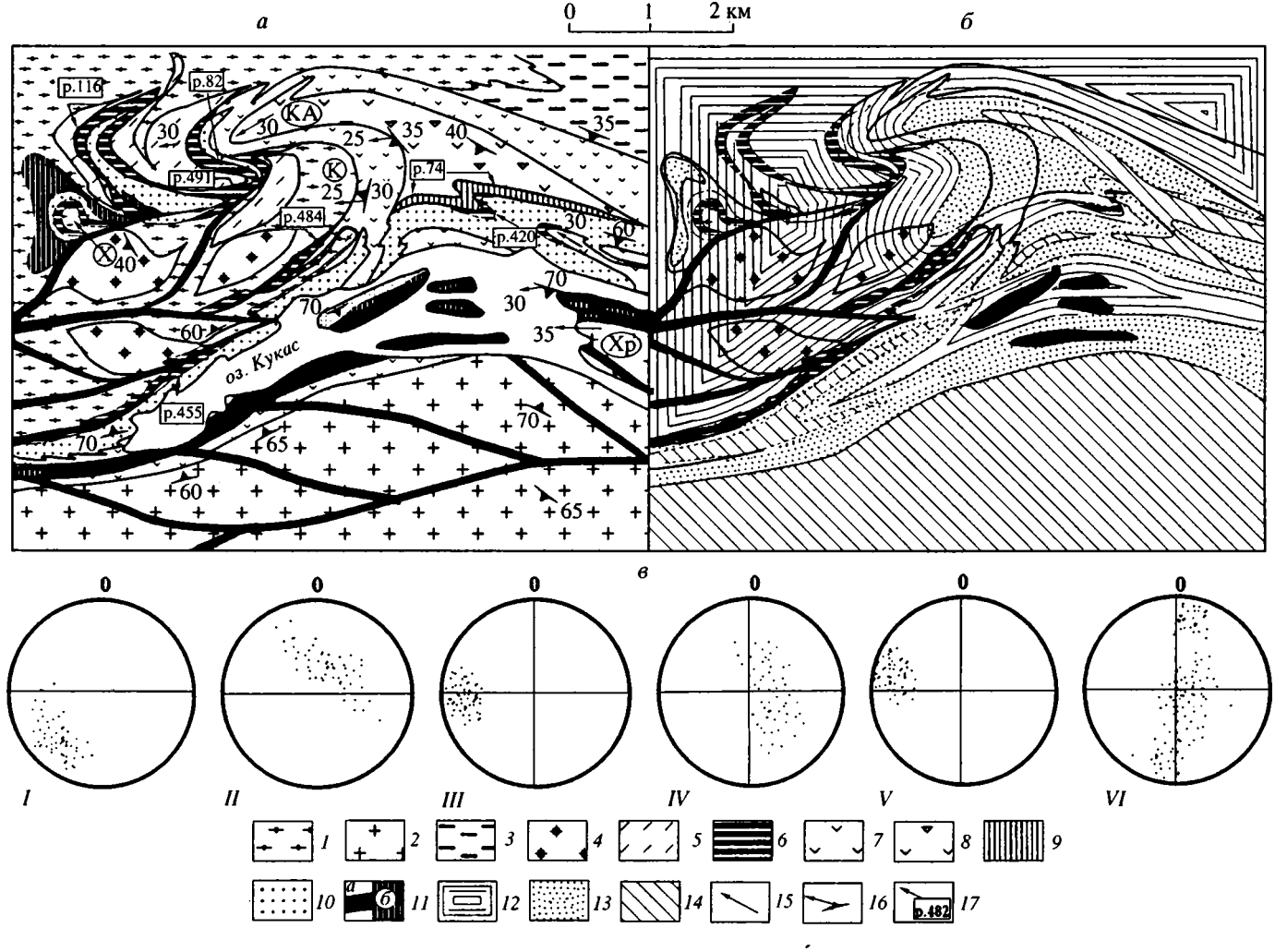
В толще конгломератов преобладают пластические деформации. Здесь отчетливо развита минеральная сланцеватость, обтекающая гальки и образующая линзовидно-петельчатую субпослойную систему. Деформированные гальки и глыбы гранитов изменены аналогично гранитам ядерной части купола. Гальки вулканитов превращены в зеленые сланцы, расплющены с максимальным удлинением в плоскости слоистости параллельно крутопадающему контакту с гранитоидами. Аналогичную ориентировку имеют "дворики давления", развитые вокруг обломков. В конгломератах выявлены две стадии минеральных преобразований: 1) ранние термально-метасоматические процессы альбитизации; 2) наложенный динамометаморфизм зеленосланцевой фации.

Полученные данные позволяют предложить следующую схему эволюции горных пород. В сариолийское время на коре выветривания раннеархейских гранитоидов были отложены делювиальные гранитные конгломератобрекчии и полимиктовые конгломераты. Структурно-вещественные преобразования пород фундамента и чехла разделяются на два этапа: термально-метасоматический и динамометаморфический.

Первый этап проходил в статической обстановке с развитием неориентированных метасоматических структур. Метасоматоз имел натровый профиль (альбитизация) и был выражен преимущественно в нижней части разреза конгломератов. Наиболее вероятно, что локальное развитие альбитизации определяется составом вмещающих пород, а локализация термального воздействия обусловлена "эффектом цоколя" [Сомин, 1971; Сомин, Видяпин, 1987]. Суть последнего сводится к воздействию "теплового экрана", роль которого выполняет осадочный чехол.

Второй этап связан со становлением купольной структуры. В гранитах развиваются пластически-хрупкие деформации, а в сариолийских конгломератах – пластические. В последних динамометаморфизм проявлен более равномерно, что отражает их способность концентрировать и релаксировать тектонические напряжения. Различия в реологии сред отражаются в появлении срывов на границе фундамент–чехол и развитии дисгармоничных структурно-вещественных преобразований. Этот факт подтверждается на примере древних кор выветривания в Карельском регионе, которые часто превращены в зеленые сланцы в результате развития тектонического срыва на границе фундамента и чехла [Корякин, 1970].

Рассмотренный пример иллюстрирует ряд факторов, обусловливающих развитие метаморфических пород на границе фундамент–чехол: 1) термально-метасоматическое воздействие, в результате "эффекта цоколя"; 2) структурный фактор, который связан: с развитием куполообразных структур; с различной реологией фундамента и чехла; с процессом хрупко-пластического течения в нижних горизонтах протоплатформенного чехла и формированием срыва-отделителя. Их сочетание приводит к наращиванию метаморфического основания и смещению физической границы консолидированной коры вверх по разрезу. Рассмотренный пример отражает начальную стадию процесса формирования новообразованного гранитно-метаморфического (в данном случае, метаморфического) слоя. Его дальнейшее


а
0 1 2 км
б
р.116
р.82
р.491
р.484
р.74
р.420
р.455
КА
К
Хр
оз. Кукас
в
I
II
III
IV
V
VI
р.482

развитие в зависимости от внешних условий может сопровождаться явлениями гранитизации, что будет показано на примере Северо-Карельской зоны.

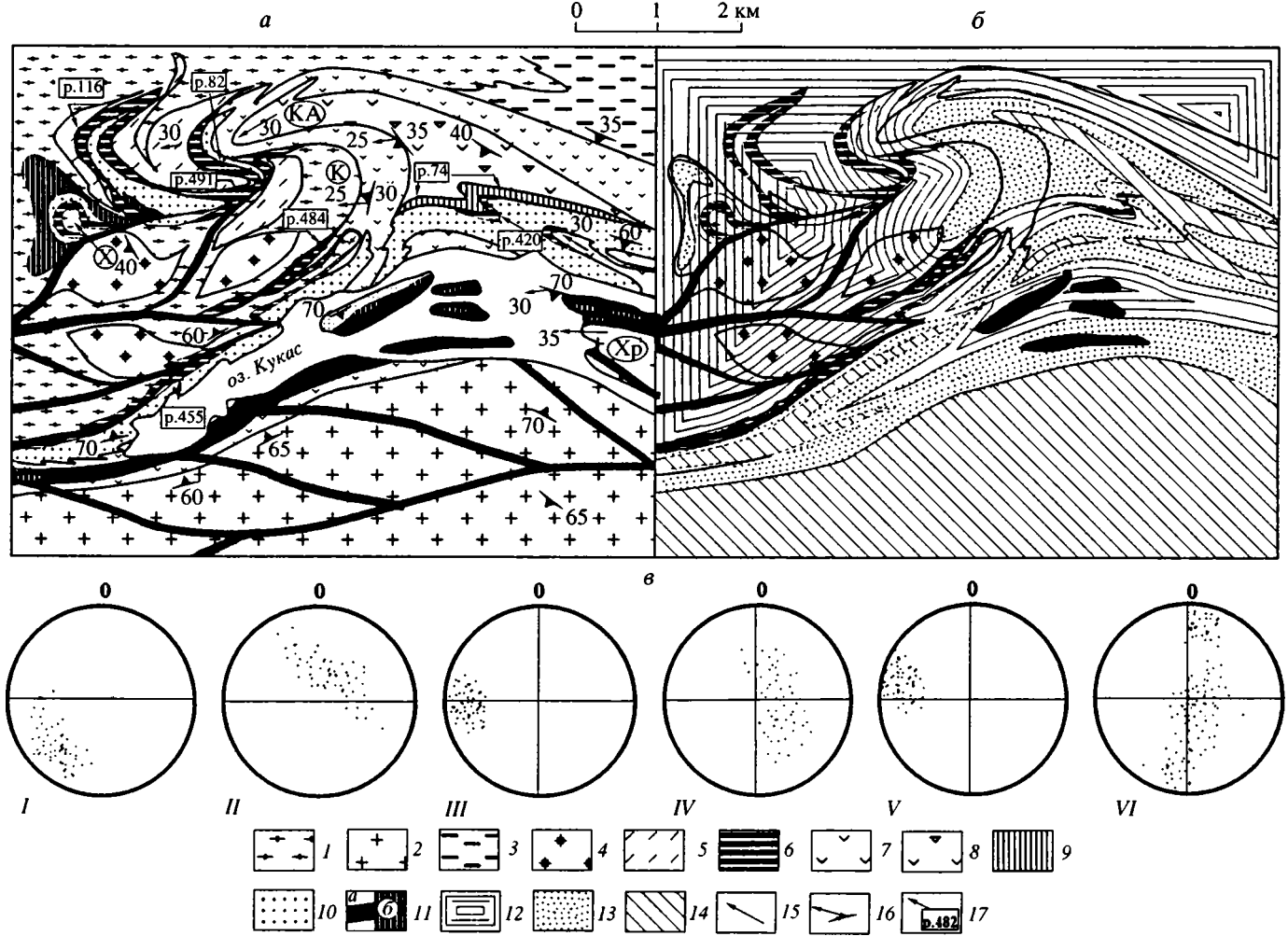
Северо-Карельская зона. Здесь мы рассмотрим явления вертикальной аккреции более развитых форм на примере Кукасозерского сегмента Северо-Карельской внутриплитной шовной зоны. На данном участке были проведены картировочные работы с применением структурно-парагенетического анализа [Колодяжный, 1998, 1999].

Северо-Карельская зона (СК) локализована в области перехода от Карельского массива к Беломорскому подвижному поясу [Колодяжный, 1998, 1999; Leonov et al., 1996]. Она отличается контрастным проявлением деформаций, метаморфизма и магматизма, связанных с раннепротерозойским протоплатформенным этапом развития Балтийского щита. В современной структуре зона трассируется разобщенными синклиналями, сложенными в разной степени дислоцированными и метаморфизованными нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными толщами. В их составе обособлены сумийские андезито-базальты, сариолийские конгломераты и ятулийские терригенно-вулканогенные комплексы [Сыстра, 1991]. Синклинальные структуры разделены антиклинальными и купольными поднятиями архейского фундамента. Реального петрофизического раздела между беломорскими и карельскими образованиями в пределах СК зоны не отмечается; существует зона постепенного перехода в рамках метаморфической зональности, нарастающей в целом к северу [Глебовицкий и др., 1996; Геохронологические..., 1972; Миллер, Милькевич, 1995; Сыстра, 1991, Травин, 1996].

В пределах Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны развита одноименная протерозойская синклиналь, интенсивно раздавленная и запрокинутая к северу (рис. 3.3.10). Тектонический облик Кукасозерской структуры определяется существованием относительно узкой (1–3 км) осевой части, интенсивно дислоцированной и превращенной в шовную зону, и обширных, без четких ограничений, областей обрамления. Шовная часть зоны характеризуется высокой степенью линеаризованности и интенсивным сплющиванием структур в субвертикальной плоскости. Тектоническая структура областей обрамления отличается менее линеаризованным стилем и сложной виргацией протерозойских складчатых структур. В фундаменте отчетливо обособлены линзовидные домены, ограниченные субвертикальными зонами тектонического течения. Центральные части доменов нередко имеют купольно-покровно-складчатое строение, образуют асимметричные купола, переходящие в гранито-гнейсовые покровы, шарьированные вдоль оси удлинения линзовидных доменов. Протерозойские комплексы образуют складчатые структуры, конформные структурам фундамента.

Рис. 3.3.10. Схема геологического строения (*а*) и метаморфической зональности (*б*) Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны

1 – амфибол-биотитовые гранито-гнейсы беломорского комплекса (AR_1); *2* – гранито-гнейсы и гнейсограниты Карельского массива (AR_1); *3* – лопийский осадочно-вулканогенный комплекс (AR_2); *4, 5* – области интенсивной мигматизации свекофеннского этапа: *4* – мигматиты пропитывания (эмбрехиты), *5* – послойные мигматиты; *6* – мигматизированные и гранитизированные нижнепротерозойские породы; *7* – метаандезито-базальты сумия; 8 – метаморфизованные лавобрекчии сумия; *9* – полимиктовые конгломераты сариолия; *10* – кварцито-песчаники ятулия; *11* – зоны интенсивного вертикально-плоскостного тектонического течения, рассланцевания и проявления диафтореза (*а*), нижнепротерозойские габбро-ультрабазиты (*б*); *12–14* – фациальные зоны метаморфизма: амфиболитовая (*12*), эпидот-амфиболитовая (*13*) и зеленосланцевая (*14*) фации; *15, 16* – элементы залегания: *15* – шарниры складок, *16* – сланцеватость и линейность; *17* – местоположение микропетрографических разрезов и их номера. *I–VI* – стереографические проекции на нижнюю полусферу структурных элементов (*в*): *I, III, V* – минеральный и структурный виды линейности в архейских и протерозойских породах; *II, IV, VI* – полюса гнейсовидности и сланцеватости в архейских и протерозойских комплексах; *I, II* – замеры в западной части Кужъярвинской антиформы, *III, IV* – Кужъярвинский покров, *V, VI* – домен Хирвинаволок. Буквенные обозначения (в кружках): КА – Кужъярвинская антиформа, К – Кужъярвинский покров, Х – покров Ханкусъярви, Хр – домен Хирвинаволок


а
б
в
0 1 2 км
р.116
р.82
р.491
р.74
р.484
р.420
р.455
оз. Кукас
КА
К
Х
Хр
I
II
III
IV
V
VI
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
р.482

развитие в зависимости от внешних условий может сопровождаться явлениями гранитизации, что будет показано на примере Северо-Карельской зоны.

Северо-Карельская зона. Здесь мы рассмотрим явления вертикальной аккреции более развитых форм на примере Кукасозерского сегмента Северо-Карельской внутриплитной шовной зоны. На данном участке были проведены картировочные работы с применением структурно-парагенетического анализа [Колодяжный, 1998, 1999].

Северо-Карельская зона (СК) локализована в области перехода от Карельского массива к Беломорскому подвижному поясу [Колодяжный, 1998, 1999; Leonov et al., 1996]. Она отличается контрастным проявлением деформаций, метаморфизма и магматизма, связанных с раннепротерозойским протоплатформенным этапом развития Балтийского щита. В современной структуре зона трассируется разобщенными синклиналями, сложенными в разной степени дислоцированными и метаморфизованными нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными толщами. В их составе обособлены сумийские андезито-базальты, сариолийские конгломераты и ятулийские терригенно-вулканогенные комплексы [Сыстра, 1991]. Синклинальные структуры разделены антиклинальными и купольными поднятиями архейского фундамента. Реального петрофизического раздела между беломорскими и карельскими образованиями в пределах СК зоны не отмечается; существует зона постепенного перехода в рамках метаморфической зональности, нарастающей в целом к северу [Глебовицкий и др., 1996; Геохронологические..., 1972; Миллер, Милькевич, 1995; Сыстра, 1991, Травин, 1996].

В пределах Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны развита одноименная протерозойская синклиналь, интенсивно раздавленная и запрокинутая к северу (рис. 3.3.10). Тектонический облик Кукасозерской структуры определяется существованием относительно узкой (1–3 км) осевой части, интенсивно дислоцированной и превращенной в шовную зону, и обширных, без четких ограничений, областей обрамления. Шовная часть зоны характеризуется высокой степенью линеаризованности и интенсивным сплющиванием структур в субвертикальной плоскости. Тектоническая структура областей обрамления отличается менее линеаризованным стилем и сложной виргацией протерозойских складчатых структур. В фундаменте отчетливо обособлены линзовидные домены, ограниченные субвертикальными зонами тектонического течения. Центральные части доменов нередко имеют купольно-покровно-складчатое строение, образуют асимметричные купола, переходящие в гранито-гнейсовые покровы, шарьированные вдоль оси удлинения линзовидных доменов. Протерозойские комплексы образуют складчатые структуры, конформные структурам фундамента.

Рис. 3.3.10. Схема геологического строения (*а*) и метаморфической зональности (*б*) Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны

1 – амфибол-биотитовые гранито-гнейсы беломорского комплекса (AR_1); *2* – гранито-гнейсы и гнейсограниты Карельского массива (AR_1); *3* – лопийский осадочно-вулканогенный комплекс (AR_2); *4, 5* – области интенсивной мигматизации свекофеннского этапа: *4* – мигматиты пропитывания (эмбрехиты), *5* – послойные мигматиты; *6* – мигматизированные и гранитизированные нижнепротерозойские породы; *7* – метаандезито-базальты сумия; 8 – метаморфизованные лавобрекчии сумия; *9* – полимиктовые конгломераты сариолия; *10* – кварцито-песчаники ятулия; *11* – зоны интенсивного вертикально-плоскостного тектонического течения, рассланцевания и проявления диафтореза (*а*), нижнепротерозойские габбро-ультрабазиты (*б*); *12–14* – фациальные зоны метаморфизма: амфиболитовая (*12*), эпидот-амфиболитовая (*13*) и зеленосланцевая (*14*) фации; *15, 16* – элементы залегания: *15* – шарниры складок, *16* – сланцеватость и линейность; *17* – местоположение микропетрографических разрезов и их номера. *I–VI* – стереографические проекции на нижнюю полусферу структурных элементов (*в*): *I, III, V* – минеральный и структурный виды линейности в архейских и протерозойских породах; *II, IV, VI* – полюса гнейсовидности и сланцеватости в архейских и протерозойских комплексах; *I, II* – замеры в западной части Кужъярвинской антиформы. *III, IV* – Кужъярвинский покров, *V, VI* – домен Хирвинаволок. Буквенные обозначения (в кружках): КА – Кужъярвинская антиформа, К – Кужъярвинский покров, Х – покров Ханкусъярви, Хр – домен Хирвинаволок

Геологическому строению Кукасозерского сегмента свойственны следующие черты: 1) в породах фундамента и проточехла отмечаются единые коррелирующиеся друг с другом структурно-вещественные парагенезы, имеющие сходные тектонические ориентировки (см. рис. 3.3.10, *I–VI*); 2) широко развита *B*-линейность различных видов, имеющая пологую ориентировку вдоль простирания зоны, что свидетельствует об интенсивном продольном сдвиговом течении горных масс; 3) в породах комплекса основания и проточехла отмечается единая метаморфическая зональность [Московченко, Турченко, 1975; Петров, Волошина, 1987; Травин, 1996] (см. рис. 3.3.10, *б*); 4) установлены два этапа метаморфизма: раннего прогрессивного (1850–1950 млн лет) и более поздних регрессивных преобразований (1800–1600 млн лет) [Геохронологические..., 1972; Петров, Волошина, 1987].

В архейских комплексах выявлены два типа мигматитов: 1) послойные мигматиты-артериты, связанные с зонами сдвигового тектонического течения; 2) порфиробластические мигматиты объемного пропитывания (эмбрехиты), приуроченные к центральным частям куполообразных линзовидных доменов фундамента (см. рис. 3.3.10, *а*). Мигматиты проникают в нижнепротерозойские комплексы, что свидетельствует об их свекофеннском возрасте. Рассмотрим более детально ряд процессов, связанных с проблемой.

В пределах западного периклинального замыкания Кужъярвинской антиформы нижнепротерозойские образования по тектонически сорванному контакту полого погружаются под архейские гранитогнейсы (см. рис. 3.3.10, *а*, разрез № 82).

Снизу вверх по разрезу здесь обнажаются образования ятулия (горизонт 1), сумия (горизонты 2–6) и архея (горизонт 7) (рис. 3.3.11).

Горизонт 1. Чередование кварцитов, биотит-кварцевых и актинолитсодержащих сланцев ятулия с субслойными жилами гранит-аплитов и пегматоидов. Вмещающие метатерригенные породы ятулия неравномерно микроклинизированы, окварцованы, через гибридные разности связаны постепенными переходами с гранитоидами аплитовидного облика. Отмечается несколько минерально-структурных генераций: 1) лепидогранобластовый ориентированный агрегат Act + Bi + Olg + Q, соответствующий ранним метаморфическим преобразованиям; 2) линзовидные метасоматические выделения Mikr + Mu + Bi + Q; 3) зонки бластомилонитов с Ab + Mu + Cc + Chl + Q; 4) псевдоморфные минеральные замещения: Olg → Ep, Cc или Ab; Bi → Mu или Chl; Act → Cc или Ep; 5) прожилковые гидротермально-метасоматические образования (Q, Ep, Cc). Микроклинизация второй стадии проявлена неравномерно: процесс начинается с развития антипертитов; с увеличением интенсивности процесса микроклин развивается в интерстициях и образует псевдоморфозы по плагиоклазу. Конечным продуктом этих преобразований являются биотитсодержащие аплитовидные граниты.

Горизонт 2. Чередование линз и слоев в разной степени микроклинизированных гранатовых амфиболитов и гранат-биотит-амфиболовых сланцев. Отмечаются следующие минерально-структурные генерации: 1) реликты линейно ориентированной роговой обманки чармакитового ряда в ассоциации с Alm, Bi, Olg; 2) метастабильные минеральные псевдоморфозы микроклина по плагиоклазу, мусковита по биотиту и роговой обманке, межзерновые выделения кварца; 3) лепидогранобластовый агрегат Bi + Ab + Ep + Q, генерированный при развитии сланцеватости и биотитизации; 4) идиоморфные выделения и землистые агрегаты эпидота и кальцита, радиально-лучистые и волокнистые агрегаты пластинчатого альбита; 5) кварц-эпидотовые жилки. Содержание метасоматического микроклина в породах варьирует от 1 до 15%.

Горизонт 3. Мигматизированные и биотитизированные амфиболиты с реликтовой агломератовой текстурой. Последовательность минералообразования аналогична горизонту 2.

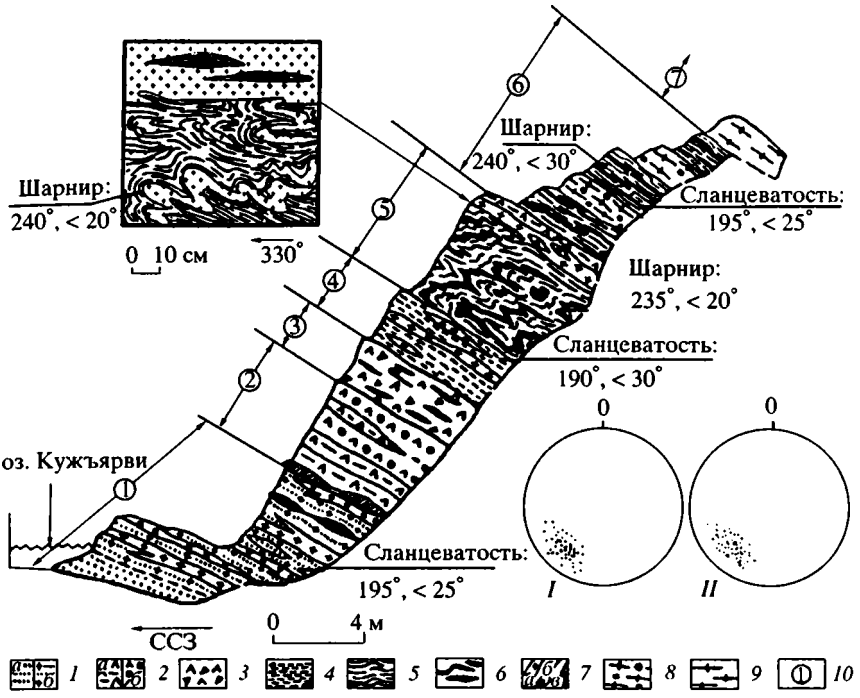


Рис. 3.3.11. Разрез зоны контакта мигматизированных нижнепротерозойских пород и архейских гранито-гнейсов в западной части оз. Кужъярви

1 – ятулийские кварцито-песчаники: *а* – слабо измененные, *б* – интенсивно микроклинизированные и гранитизированные; *2* – микроклинизированные и гранитизированные сумийские амфиболиты (*а*), гранатовые амфиболиты (*б*); *3* – микроклинизированные амфиболиты с реликтовыми лавобрекчиевыми текстурами; *4* – кварциты; *5* – биотитовые бластомилониты; *6* – послойные мигматитовые жилы; *7* – жилы: *а* – аплитов, *б* – пегматоидов, *в* – кварца; *8* – гранатсодержащие плагиогранито-гнейсы; *9* – гранито-гнейсы; *10* – номера горизонтов. *I, II* – стереографические проекции на нижнюю полусферу минеральной и структурной линейности в протерозойских (*I*) и архейских (*II*) образованиях

Горизонт 4. Биотитсодержащие вторичные кварциты с тонкими послойными жилками и будинами гранит-аплитов.

Горизонт 5. Биотитизированные амфиболиты с многочисленными птигматитовыми и субслойными жилами мигматитов, аналогичные горизонту 2, но более интенсивно биотитизированные и гранитизированные. В пределах горизонта отмечается нарастание интенсивности пластической деформации, выраженной в развитии дисгармоничных складок течения, каплевидных структур и оторванных замков складок.

Горизонт 6. Интенсивно биотитизированные и мигматизированные амфиболиты и биотитовые сланцы с крупными линзами гранат-биотитовых плагиогранито-гнейсов. В амфиболитах процессы минералообразования отличаются от описанных выше отсутствием микроклина, вместо которого развит альбит. По отношению к горизонту 5 интенсивность деформаций еще более нарастает.

Горизонт 7. Биотит-амфиболовые альбитизированные гранито-гнейсы архея с минеральными генерациями следующих типов: 1) ранний метаморфизм – Hb + Bi + Olg + Q, локальная биотитизация; 2) развитие метасоматических процессов альбитизации, амфиболитизации, реже микроклинизации; 3) динамометаморфизм и диафторез: Chl + Ep + Mu + Ab + Q; 4) кварц-эпидотовые метасоматиты; 5) жильный кварц. В этих породах отмечаются процессы биотитизации и амфиболитизации вдоль контактов с сумием. По удалению от контакта в составе

архейского фундамента начинают преобладать плагиомикроклиновые гранитогнейсы.

Приведенный разрез характеризует область интенсивной структурно-вещественной переработки вдоль границы архейского фундамента и нижнепротерозойских образований. В видимой части разреза протерозойские породы подвержены интенсивным деформациям, метаморфизму амфиболитовой фации, мигматизации и объемной микроклинизации, либо альбитизации, суммарным эффектом которых является общая гранитизация пород и выравнивание их петроструктурных свойств с кристаллическим фундаментом (рис. 3.3.10, *I*, *II*).

По разрезу отмечены некоторые закономерности развития процессов гранитизации. С нарастанием деформаций новообразованные гранитоиды приобретают преимущественно плагиоклазовый (альбит) состав (горизонт 6); при этом микроклин, имея общую тенденцию концентрироваться вдоль границы фундамент–чехол, перераспределяется в области относительной динамической разгрузки (горизонты 1–3, 5). Калиевый профиль высокотемпературного метасоматоза отмечается по всему разрезу, но меняются минералы, концентрирующие йон калия: в зонах интенсивных деформаций это стрессовые минералы (в понимании А.И. Чередниченко [1964]) – биотит и мусковит, образующие тектониты; в областях относительной разгрузки – калиевый полевой шпат. Это явление можно объяснить тем, что натрий, имея меньший ионный радиус, более устойчив в условиях стрессовых нагрузок в кристаллической решетке каркасных силикатов, чем калий [Чередниченко, 1964]. Развитие минерально-структурных генераций подчиняется тем же правилам. Намеченная схема характеризует циклическое проявление интенсивных деформаций с кристаллизацией устойчивых к стрессу минералов (генерации 1 и 3) и активизацией ряда компонентов, находящихся в качестве активной фазы до последующего снижения тектонических напряжений, и развитием метасоматических процессов (генерации 2 и 4).

Чередование в разрезе биотитизированных высокотемпературных бластомилонитов (тектонитов) и микроклинизированных пород – распространенное в данном районе явление. В соответствии с рассмотренными выше принципами биотитизация развивается в основном на участках концентрации тектонических напряжений – вдоль контактов тел разной вязкости, по удалению от которых проявляется преимущественно микроклинизация. Аналогичные структурно-вещественные преобразования отмечаются не только вдоль крутопадающих зон рассланцевания, но и в покровно-надвиговых структурах, например, в основании Ханкусъярвинского гранитогнейсового покрова (см. рис. 3.3.10, *а*).

В ряде случаев была выявлена структурно-вещественная зональность вторичных преобразований на участках, где зона контакта гранитоидного фундамента и вулканогенно-осадочного проточехла совпадает с зоной интенсивных деформаций (рис. 3.3.12). Вещественный состав и характер размещения этих зон позволяют сделать следующие выводы. Во-первых, явления гранитизации на границе фундамент–чехол проявляются в условиях интенсивных деформаций вдоль зон рассланцевания. Во-вторых, в областях максимально интенсивной тектонической переработки преобладают метасоматические преобразования натриевого профиля с тенденцией к плагиогранитизации. Высокотемпературный метасоматоз калиевого типа приурочен к бортам зон рассланцевания, являющихся областями разгрузки калия.

Аналогичные процессы динамически обусловленного перераспределения компонентов отмечаются на разных масштабных уровнях, в частности, для гранитных галек конгломератов, заключенных в амфиболитовый либо зеленосланцевый матрикс. Было отмечено, что по мере нарастания деформаций в гальках они преобразуются в эллипсоиды и обогащаются биотитом (до 30% и более) в краевых частях, появляется новообразованная гнейсовидность, сингенетичная сланцеватости

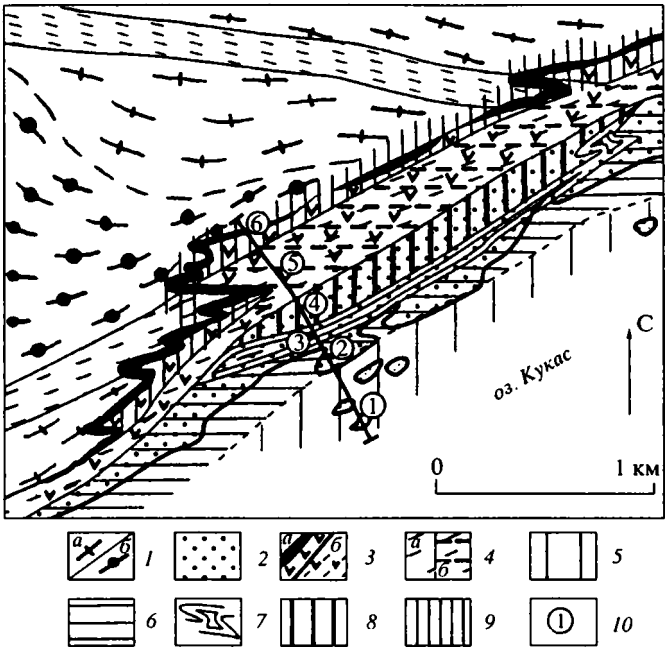


Рис. 3.3.12. Схема зональности вторичных преобразований в западной части оз. Кукас

1 – гранито-гнейсы (*а*) и мигматизированные гранито-гнейсы (*б*) архея; *2* – ятулийские кварцито-песчаники; *3* – сумийские метавулканиты с корой выветривания в основании (черное): *а* – метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации, *б* – интенсивно рассланцованные и мигматизированные; *4* – зоны интенсивного рассланцевания (*а*) и сопутствующего проявления плагиогранитизации (*б*); *5, 6* – зоны метаморфизма: *5* – зона мусковита–хлорита, *6* – зона биотита–хлорита; *7–9* – зоны высокотемпературного метасоматоза: *7* – зона микроклинизации и эпидотизации, *8* – зона микроклин-мусковита, *9* – зона микроклинизации и мигматизации; *10* – номера структурно-вещественных зон (пояснения см. в тексте)

вмещающего матрикса. Также часто отмечаются локальные процессы биотитизации и микроклинизации внутри нижнепротерозойской призмы вулканогенно-осадочных пород, связь с мигматизированными гранитогнейсами фундамента здесь отсутствует. Можно предположить, что источник вещества, приводящий к преобразованиям такого рода, в частности калий, имеет не глубинное происхождение, а связан с вмещающими породами. Перераспределение компонентов определяется геодинамическими факторами, отражающими процесс мегаметаморфической дифференциации [Добрецов и др., 1970].

Активные тектоно-метаморфические преобразования свекофеннского этапа в Северо-Карельской зоне привели к становлению единой для всех комплексов структурно-метаморфической зональности [Загордный, Радченко, 1988; Московченко, Турченко, 1975; и др.]. При этом образования кристаллического цоколя были подвижны и подвержены структурным преобразованиям не менее, чем осадочно-вулканогенный чехол. Результатом высокой тектонической мобильности горных масс в пределах шовной области явилось формирование объемов нового складчато-метаморфического слоя, объединяющего тектонически переработанные гранитогнейсы первичного архейского фундамента и складчатые метапороды протерозойского чехла. Часть новообразованного слоя, сформировавшаяся за счет чехла, составляет реальное реологическое приращение кристаллического фундамента за счет процессов вертикальной аккреции.

Приведенные выше данные позволяют наметить главные факторы процесса вертикальной аккреции в Северо-Карельском регионе.

1. *Структурные преобразования в виде пластической деформации.* В ходе свекофеннской тектонической эволюции в результате интенсивных пластических деформаций в породах фундамента и чехла сформировались единые структурные парагенезы, отражающие их структурную гомогенизацию.

2. *Региональный динамотермальный метаморфизм.* Преобразования пород выражаются в их перекристаллизации, метаморфической микродифференциации и превращении осадочно-вулканогенных комплексов чехла в кристаллические породы. В ходе процесса породы фундамента и чехла выравниваются по степени кристалличности, но их валовый состав остается практически неизменным – сохраняется неравновесная вещественная неоднородность первичного фундамента и вновь образованных объемов кристаллических масс.

3. *Высокотемпературные аллохимический метаморфизм и щелочной метасоматоз.* Приводят к гранитизации и мигматизации пород фундамента и чехла, обусловливают их полную структурную и вещественную гомогенизацию.

В рассмотренных примерах нужно подчеркнуть тесную связь вещественных и структурных преобразований. Также существенно, что во многих случаях источником вещества для метасоматических преобразований являлись вмещающие породы, а характер перераспределения компонентов часто определялся структурным и литолого-реологическим факторами.

Мурманский блок

Мы рассмотрели явления структурно-вещественной гомогенизации пород на постпроточехольной стадии развития региона. Но огромные объемы горных масс Балтийского щита испытали более раннюю гранитизацию (кратонизацию), закономерности проявления которой представляют значительный интерес в рамках рассматриваемой проблемы. Здесь приведены данные о процессах гранитизации, захвативших породы Мурманского блока [Минц и др., 1996; Леонов М. и др., 2000].

Мурманский блок обнажается полосой протяженностью 600 км вдоль баренцеворского побережья Кольского полуострова. Его юго-западным ограничением служит Титовско-Кейвская шовная зона (рис. 3.3.13). Вещественные комплексы Мурманского блока были глубоко переработаны позднеархейской–раннепротерозойской гранитизацией, сопровождавшейся куполообразованием. Возраст гранитизации в центральной части пояса составляет 2,8–2,7 млрд лет; в юго-восточном направлении отмечается снижение геохронологических датировок до 2,6–2,4 млрд лет [Минц и др., 1982].



Рис. 3.3.13. Схема расположения участков детальных работ в пределах Мурманского блока
Римские цифры в кружках – участки работ: *I* – Лумбовский, *II* – Ара-Губа, *III* – Порт-Артур, *IV* – Средний, *V* – Дальние Зеленцы, *VI* – Полярный

В строении первичного субстрата принимали участие два комплекса. Первый комплекс (баренцевоморская толща): двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, пироксенсодержащие амфиболиты и эндербиты (метабазиты гранулитовой фации, испытавшие регрессивный метаморфизм). Породы этого комплекса наиболее широко распространены и рассматриваются как раннеархейские, их возраст превышает 2800 млн лет [Минц и др., 1996]. Второй комплекс (качаловская толща): амфиболиты и эпидотовые амфиболиты прогрессивной амфиболитовой фации метаморфизма, имеющие ограниченное распространение. Их возраст определяется как позднеархейский–раннепротерозойский – 2500 ± 160 млн лет [Минц и др., 1982].

Структурный рисунок Мурманского блока определяется широким развитием глубоко эродированных каплевидных и грибообразных гранитогнейсовых куполов, округлые своды которых были срезаны эрозией. Формирование куполов сопровождалось "расплыванием" их верхних частей с развитием дугообразных взбросо-надвигов, имеющих центриклинальный наклон [Минц и др., 1996].

Позднеархейская–раннепротерозойская гранитизация проходила в две стадии: "плагиоклазовую" и "микроклиновую". Породы "плагиоклазовой" стадии слагают небольшие реликтовые участки среди замещающих их пород "микроклиновой" стадии и наиболее характерны для полосы, прилегающей к Титовско-Кейвской шовной зоне. Процессы, связанные с микроклинизацией, обнаруживают структурную избирательность: размещение плагиомикроклиновых гранитов контролируется купольными структурами, в пределах которых они часто приурочены к лежачим крыльям дугообразных разломов.

На территории Мурманского блока выделяются несколько типов гранитизации. При одинаковой направленности процесса образующиеся гранитоиды различаются по структурным особенностям и составу. Наиболее древний возраст имеет гранитизация териберского типа (2700–2800 млн лет), развитая только по метабазитам баренцевоморской толщи в центральной части территории. С ней связано формирование порфиробластических крупнозернистых плагио- и плагиомикроклиновых гранитоидов, слагающих как крупные тела с нечеткими границами, так и неосому мигматитов. Другой тип гранитизации – иокангский (2420–2370 млн лет) – имеет более широкое распространение и накладывается на породы баренцевоморской и качаловской толщ. При гранитизации этого типа образуются разнозернистые мелко-среднезернистые биотитовые плагиограниты и граниты.

Ниже рассматриваются процессы гранитизации иокангского типа по двупироксен-плагиоклазовым породам, пироксенсодержащим и роговообманковым амфиболитам и биотитовым гнейсам.

Участок Лумбовский (см. рис. 3.3.13, *1*). На данном участке наблюдается гранитизация амфиболитов, содержащих моноклинный пироксен. Участок расположен в зоне нарушений северо-западного простирания, подрезающих северную часть крупной куполообразной структуры. Наиболее гранитизированые породы развиты во внутренней части купола, в краевых его частях сохранилось много скиалитов субстрата с признаками гранулитовой фации. Среди пород разной степени гранитизированности развиты линзообразные, пластообразные с агматитовой текстурой скиалиты амфиболитов (рис. 3.3.14). В одних случаях они образуют зоны сгущения шириной 0,5–30 м, в других – встречаются в виде отдельных тел размером 2–50 см. Ориентировка длинных осей скиалитов совпадает с ориентировкой директивных структур гранитоидов. Вокруг скиалитов преобладают слабогранитизированные разности, затем идет зона с преобладанием плагиогранитов, далее отмечается чередование полос плагиогранитного и гранитного составов.

Рассмотрим ряд последовательных стадий и этапов минеральных преобразований. Породы субстрата представлены пироксенсодержащими амфиболитами.

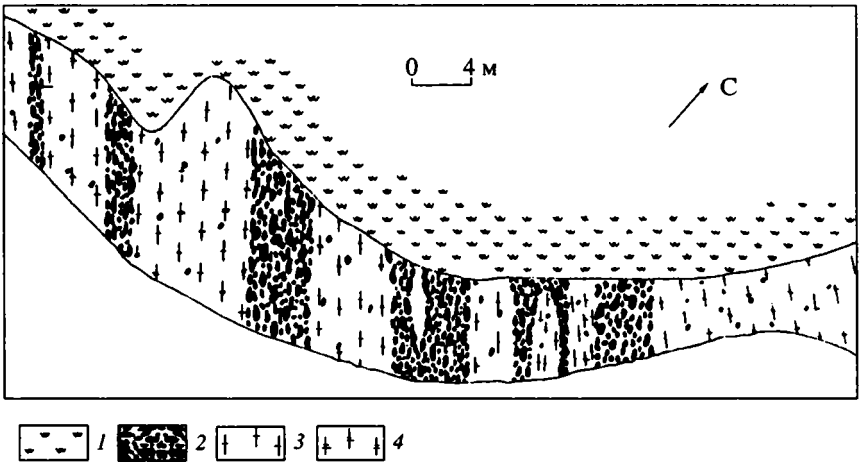


Рис. 3.3.14. Строение толщи гранитизированных раннеархейских пироксенсодержащих амфиболитов участка Лумбовский

1 – четвертичные отложения; *2* – скиалиты амфиболитов; *3* – плагиограниты; *4* – микроклин-плагиоклазовые граниты

Моноклинный пироксен частично замещен роговой обманкой. Плагиоклаз, преимущественно андезин № 38–40, имеет двойниковое строение, иногда слабо выраженную прямую зональность.

А. Плагиоклазовая стадия.

Первый этап. Гранитизация амфиболитов начинается с их перекристаллизации, при которой увеличивается размер зерен. Изменений в минеральном составе не происходит. Отмечено редкое появление мельчайших (1 мм) участков с тонким гранофировым срастанием кварца и плагиоклаза, похожих на раскристаллизованные эвтектические смеси.

Второй этап. Происходит существенное изменение минерального состава пород. Постепенно уменьшается количество пироксена и роговой обманки. При этом возрастает содержание биотита (до 20%), кварца (до 20%), в виде единичных зерен появляется калишпат с характерными мирмекитами в смежных зернах плагиоклаза (рис. 3.3.15, *а*, *б*). Цвет биотита по мере развития процесса меняется от коричневого до коричневато-зеленого. Падает содержание рудного минерала, тогда как количество акцессориев увеличивается: появляются рутил и циркон. В разностях пород, отвечающих самому началу этого этапа, появляются участки тонкозернистого кварц-плагиоклазового материала (рис. 3.3.15, *в*). По мере развития гранитизации укрупняется зернистость этого материала, а его количество возрастает до 15–30%. К концу этапа формируется структура с закономерным разделением на "фракции" по размеру зерен. Первая фракция (1–3 мм) представлена в основном плагиоклазом. Вторая фракция (0,2–0,4 мм) сложена кварцем и биотитом. Третья фракция (0,01–0,1 мм) состоит из кварца и плагиоклаза. В химическом составе отмечается тенденция уменьшения содержания TiO_2, Fe_2O_3, FeO, CaO, $A1_2O_3$ и увеличения – SiO_2, Na_2O и K_2O. К концу этапа формируются разнозернистые породы, содержащие кварц (15%), плагиоклаз (65%), биотит (20%).

Третий этап. При постоянном содержании плагиоклаза (60%) количество кварца возрастает до 25–27%, а биотита снижается до 10%. Происходит постепенное выравнивание структуры в сторону равномернозернистой; гипидиоморфных структур, свойственных магматическим породам, не отмечается. К концу этапа породы достигают плагиогранитного состава: Q (27%), Pl (60%), Bi (11%), Mikr (до 2%).

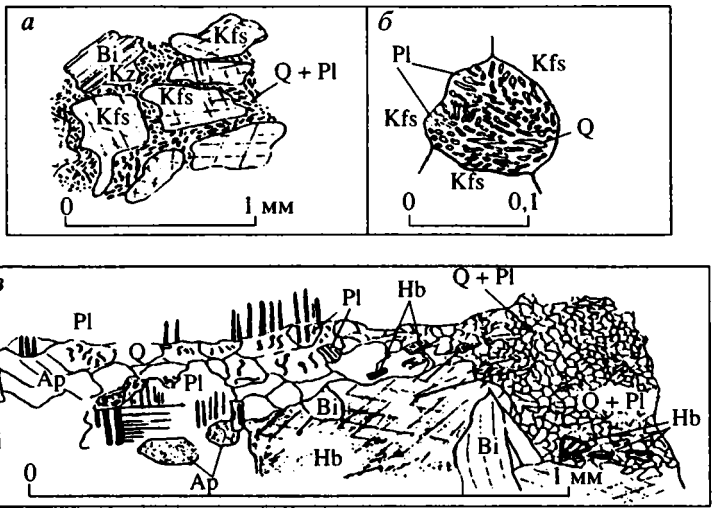


Рис. 3.3.15. Слабогранитизированный амфиболит

а, б – мирмекиты в зернах плагиоклаза вдоль границ с выделениями микроклина; *в* – в тонкозернистом кварц-полевошпатовом агрегате находятся зерна – "ксенолиты" плагиоклаза и роговой обманки

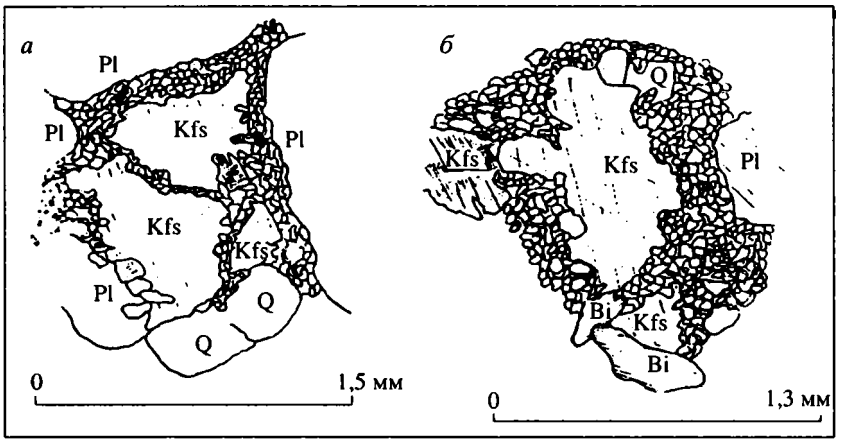


Рис. 3.3.16. Микроклин-плагиоклазовый гранит

а – тонкозернистый агрегат (кварц + мирмекит + калишпат) корродирует порфиробласт калишпата; *б* – часть калишпата оторвана и слегка развернута тонкозернистым агрегатом (кварц+мирмекит+калишпат)

Б. Микроклиновая стадия.

Четвертый этап. Микроклин появляется в виде тонких вростков внутри зерен плагиоклаза или оторочек по их краям на границах с кварцем. Постепенно количество микроклина увеличивается и появляются более крупные (до 0,6 мм) интерстиционные зерна. При дальнейшем увеличении его количества формируется тонкозернистый материал – Q + Pl + Mikr, который корродирует крупные зерна плагиоклаза и микроклина (рис. 3.3.16). Развитие тонкозернистого материала снова обусловливает появление разнозернистой структуры пород.

Пятый этап. В процессе перехода от микроклин-плагиоклазовых составов к гранитным микроклин развивается в виде различных форм – пертитовые выделения, крупные порфиробласты, которые окружены каймами мирмекитов. Отмеча-

ются взаимокоррозионные соотношения калишпата и плагиоклаза. По мере увеличения содержания калишпата происходит уменьшение количества плагиоклаза и биотита. Окраска биотита приобретает грязно-зеленый цвет. Немного возрастает содержание кварца, часто образующего гломерозернистые скопления. Количество акцессорных минералов уменьшается почти до полного исчезновения. Химические преобразования сводятся к увеличению содержаний SiO_2 и K_2O и уменьшению всех мафических элементов, а также CaO, Na_2O и Al_2O_3. К концу этапа породы приобретают гранитный состав: Q (32%), Pl (34%), Mikr (32%), Bi (2%).

С плагиомикроклиновыми гранитами тесно связаны многочисленные послойные и секущие жилки аплитов и пегматоидов, которые секут все разности пород и лишь с гранитами могут иметь постепенные переходы.

Участок "Ара-Губа" (см. рис. 3.3.13). В этом районе субстрат также представлен амфиболитами с моноклинным пироксеном, но процессы гранитизации разделяются на два типа. Один аналогичен Лумбовскому участку. В другом варианте развития процесса при перекристаллизации амфиболитов роговообманковый бластез опережает плагиоклазовый. По мере нарастания преобразований содержание роговой обманки падает до 10–15%, а плагиоклаза – возрастает до 70–75%. Очень медленно растет содержание биотита и кварца. Структура пород вначале разнозернистая, затем постепенно выравнивается. В результате формируются среднезернистые породы диоритового состава: Q (5%) + Pl (70–80%) + Hb (15–20%) + Bi (3–5%). Дальнейшие их изменения направлены в сторону образования плагиогранитов.

Участок Порт-Артур. В пределах этого участка наблюдалась гранитизация двупироксен-плагиоклазовых пород (см. рис. 3.3.13). Характер их преобразований в целом похож на гранитизацию пироксенсодержаших амфиболитов Лумбовского участка. В частности, сходны изменения в структуре пород: гомеогранобластовая структура в породах субстрата, ее перекристаллизация, разрастание участков тонкозернистого кварц-плагиоклазового материала, выравнивание структур в плагиогранитах и снова переход к разнозернистым структурам начальных ступеней микроклиновой стадии, выравнивание структур в гранитах.

Участок Средний (см. рис. 3.3.13). Здесь широко распространены небольшие куполовидные структуры, к центральным частям которых приурочены плагиограниты и граниты, а к их периферии – полосы слабоизмененных амфиболитов. Одна из таких полос, прослеженная на несколько километров, в северо-западной части участка "тает", распадаясь на отдельные линзообразные тела скиалитов. Исчезают слабогранитизированные разности, а скиалиты амфиболитов располагаются среди пород плагиогранитного–гранитного состава. Выделенные здесь этапы минерально-структурных преобразований хорошо параллелизуются с этапами участков Лумбовский и Порт-Артур.

Участок Дальние Зеленцы (см. рис. 3.3.13). На данном участке характерна сильная степень проработки пород, при которой не сохранились разности, отвечающие ранним этапам гранитизации. Распределение скиалитов крайне неравномерное: зоны, насыщенные скиалитами амфиболитов, чередуются с широкими (1–2 км) зонами, сложенными линзовидно-полосчатыми разностями плагиогранитного и гранитного состава, содержащими лишь небулитовые "тени" скиалитов. Для этого участка характерно большое количество жил плагиоаплитового, аплитового и пегматоидного типов.

Участок Полярный (см. рис. 3.3.13). Были изучены процессы гранитизации гнейсов Титовско-Кейвской шовной зоны. На участке Полярный данная зона сложена биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами, реже амфиболитами. В отличие от рассмотренных выше случаев здесь преобладают процессы мигматизации. В остальном же тенденции минеральных, химических и структурных преоб-

разований гнейсов весьма схожи с теми, что наблюдались при гранитизации метабазитов Мурманского блока.

Таким образом, в процессе гранитизации различных метабазитов Мурманского блока и гнейсов из зоны его обрамления выделяются две последовательные стадии: плагиоклазовая и микроклиновая. Выделен прогрессивный ряд этапов изменений горных пород: 1) перекристаллизация исходных пород; 2) изменения в минералогическом и химическом составах – замещение роговой обманки и пироксена биотитом, появление кварца; 3) изменение содержаний кварца, плагиоклаза и биотита в сторону плагиогранитных соотношений; 4) развитие микроклина и прогрессивный переход от плагиогранитов к гранитам.

Весь комплекс данных свидетельствует о том, что гранитизация является суммарным результатом процессов метасоматоза, селективного плавления и бластеза, роль которых различна на разных этапах. Процессы бластеза особенно характерны для начального этапа. Важная роль в процессе гранитизации на всех его стадиях принадлежит метасоматозу. Об этом свидетельствуют коррозионные структуры и определенная направленность в изменении минералогического и химического составов. Метасоматическая проработка как бы подготавливает породы к локальному плавлению. Первые проявления межгранулярного плавления, выраженные в развитии гранофировых кварц-плагиоклазовых агрегатов, отмечаются в слабогранитизированных породах первого этапа. Большую роль этот процесс приобретает на втором этапе, участки его развития приобретают аплитовую структуру. Возникающий в породах расплав иногда обособляется, образуя секущие жилы плагиоаплитов. Селективное плавление развивается параллельно с метасоматическими преобразованиями и на микроклиновой стадии. Состав выплавок отвечает тройной эвтектике – Q + Pl + Mikr, а количество межгранулярного расплава достигает 20–30%.

В петрохимическом отношении для процессов гранитизации характерно: возрастание содержаний SiO_2 и K_2O; уменьшение всех мафических элементов и окиси кальция. То есть налицо общая сиализация гранитизируемых объемов коры. Содержание окиси железа падает в процессе плагиогранитизации и несколько увеличивается на микроклиновой стадии (на фоне понижения суммарного содержания железа); и, наоборот, – содержание Al_2O_3 и Na_2O повышается при плагиогранитизации и падает на последних этапах процесса.

Для всех исследованных рядов характерно: покисление плагиоклаза и исчезновение двойников и зональности, свойственных плагиоклазу исходных пород; изменение окраски биотита от коричневой до грязно-зеленой, что отражает понижение титанистости биотита и повышение его железистости; возрастание содержания акцессорных минералов на ранних этапах плагиогранитизации и устойчивое уменьшение их количества в процессе всех дальнейших преобразований; общая тенденция к уменьшению содержаний рудного минерала.

В общем ряду рассматриваемых преобразований, по мнению некоторых исследователей [Минц и др., 1996], несомненна роль глубинных метасоматических флюидов, что как будто подтверждается мантийными характеристиками изотопных соотношений гранитизированных пород, зональным распределением пород разной степени гранитизированности, определенной направленностью в изменении минерального и химического составов горных масс, выраженной в глобальном привносе–выносе мафических и гранитофильных компонетов, тяжелых и легких редкоземельных элементов. Однако неясно, принадлежат ли мантийные характеристики привнесенному веществу или веществу реликтовой природы? Вопрос остается открытым. Остальные же признаки не являются характеристичными только лишь для мантийных флюидов. Некоторые аспекты этой проблемы будут рассмотрены в гл. 4.3 и 4.4.

В заключение следует подчеркнуть, что гранитизация приводит к выравниванию структур и составов пород по сравнению с разнообразием, свойственным первичным вулканогенно-осадочным и метаморфическим породам. Плагиограниты и граниты всех изученных участков, вне зависимости от того, являлись ли первичным субстратом двупироксен-плагиоклазовые породы, различные амфиболиты или гнейсы, чрезвычайно схожи между собой и макро- и микроскопически. Процессы гранитизации с аналогичными тенденциями описаны и для других регионов Балтийского щита [Геохимическая..., 1993].

Изложенные данные по Карельскому массиву и Мурманскому блоку позволяют обратиться также к рассмотрению еще одного вопроса, связанного с процессом гранитизации. Существенное значение в этом явлении имеет различие в характере преобразования пород, которое отвечает двум формам проявления процесса, а именно, собственно гранитизации и мигматизации. Ряд исследователей различают эти два процесса как два пути, которыми может осуществляться приближение самых различных пород к породам гранитного состава и структуры. По мнению Н.Г. Судовикова [1964], под термином "гранитизация" понимается группа процессов, приводящих к превращению твердых пород в породы гранитного состава без прохождения через магматическую стадию. При этом отмечается, что, хотя породы и не проходят через магматическую стадию, некоторое количество расплава, образующееся в результате частичного плавления, всегда присутствует.

В отношении образования мигматитов нет единства взглядов – проблема генезиса мигматитов в значительной степени сводится к вопросу о происхождении жильного материала. Существуют различные гипотезы образования жильного материала: магматическая (плавление на месте или инъекции расплава извне), метасоматическая, метаморфическая. В.С. Шкодзинский [1976] описывает пять механизмов формирования мигматитов. Н.Г. Судовиков [1964] выделяет мигматитообразование как особый процесс, который приводит к возникновению "...смешанной породы, состоящей по меньшей мере из двух частей, макроскопически хорошо различающихся. Одна часть является субстратом, в котором в разнообразной форме располагается вторая часть, представленная жильным материалом". Между явлениями собственно гранитизации и мигматизации, по мнению Н.Г. Судовикова, могут быть сложные взаимоотношения; часто совместное протекание этих двух процессов. Гранитизация может развиваться независимо от мигматизации, но наиболее сильная мигматизация наблюдается обычно там, где субстрат наиболее интенсивно гранитизирован. Цитируемый автор отмечает также, что в процессе гранитизации могут образоваться породы, имеющие почти полное морфологическое сходство с мигматитами, что подтверждено и нашими исследованиями.

Противопоставлять эти две стороны единого процесса гранитизации, по-видимому, нельзя, но можно говорить об объемной (на зерновом уровне) и дискретной (мигматитовой) гранитизации, которые отражают разные стороны (иногда стадии) одного процесса. При этом нами было ранее подчеркнуто [Леонов и др., 2000], что "объемная" гранитизация проявляется в условиях относительно стабильного поля напряжений, а "дискретная" отвечает сложному напряженному состоянию горных масс с перепадами напряжений, с наличием областей декомпрессии и геодинамических убежищ. Сходные связи морфологии мигматитов (типов мигматизации) с деформационными процессами подтверждаются и независимыми наблюдениями [Куклей, 1969; Черноморский, 1987; и др.].

Итак, мы рассмотрели материал, который касается процессов структурно-вещественного преобразования горных масс, приводящих к изменению их состава и реологических свойств, а также к сиализации верхнекорового слоя. Приведенные данные свидетельствуют, что вертикальное аккретирование земной коры за счет комплекса структурно-вещественных преобразований – широко распространен-

ный процесс, отражающий одну из сторон формирования гранитно-метаморфического слоя континентов.

На примере покровно-складчатых сооружений (Тянь-Шань, Камчатка) и различных районов Балтийского щита были рассмотрены закономерности формирования новых объемов складчато-метаморфического и гранитно-метаморфического слоев, возникающих в пограничной зоне фундамент–чехол, а также примеры объемной региональной гранитизации архейских толщ различного состава. В пределах фанерозойских структур изучены начальные стадии континентализации коры мафического профиля и структурно-вещественные преобразования коллизионного этапа. Они не приводят к возникновению зрелой консолидированной коры, но на этих стадиях формируются "зародыши-нуклеары" примитивного метаморфического слоя с небольшими объемами гранитоидного состава. Это в определенной степени перекликается с выводами о формировании сиалических нуклеаров на ранних стадиях развития земной коры [Глуховский и др., 1994; Моралев, 1986]. В пределах областей с уже сформированной базит-метаморфической или "серогнейсовой" корой (Балтийский щит) проявлены процессы локальной и региональной гранитизации архейских и протерозойских комплексов различного состава, в результате которой формируются новые объемы развитого гранитно-метаморфического слоя.

Приведенные в этом разделе данные о структурно-кинематическом аспекте вещественных преобразований позволяют выявить ряд факторов вертикального аккретирования корового слоя, среди которых можно наметить "необязательные" факторы, которые могут влиять на ход процесса, а могут полностью отсутствовать (или – в иных геодинамических обстановках – проявляться самостоятельно, что было показано в предыдущих разделах книги), и "обязательные", без которых процесс петроструктурно-реологических преобразований горных пород невозможен.

К первой группе факторов относятся:

1. *"Эффект цоколя"* [Сомин, 1971; Сомин, Видяпин, 1987], который может проявляться на границе фундамент–чехол и который связан с теплоэкранирующим свойством вулканогенно-осадочных комплексов.

2. *Региональный PT-метаморфизм* [Лукьянова, Лукьянов, 1987] – внешний фактор, связанный с геодинамическими причинами корового и корово-мантийного уровней. *PT*-метаморфизм создает общий фон вещественных преобразований, отраженный в соответствующих минеральных парагенезах. Изменения минерального состава пород в соответствии с существующим *PT*-режимом, сопровождаются перекристаллизаций и приводят к преобразованию первичных вулканогенно-осадочных комплексов в кристаллические без создания директивной структуры.

3. *Щелочной метасоматоз и гранитизация* – фактор, который может иметь место при соблюдении определенных геодинамических условий. Развитие этих процессов приводит к гомогенизации различных по составу лито-петрологических комплексов и формированию пород гранитоидного состава. Гранитизация (если она прошла!) является наиболее развитой (в определенном смысле – конечной) формой структурной и вещественной гомогенизации горных масс. Учитывая изложенные выше данные и материалы других исследователей [Жариков, 1987; Летников и др., 2000], можно отметить, что гранитизация представляет собой процесс, включающий: 1) перекристаллизацию и метаморфическую дифференциацию, обусловливающие расслоение пород на мелано- и лейкосомовую составляющие; 2) локальный метасоматоз и тектоно-метаморфическую дифференциацию; 3) метасоматические преобразования под воздействием гранитизирующих флюидов; 4) возникновение межзернового расплава в результате селективного плавления; 5) отжим межзерновых выплавок с сегрегацией расплава в жилы и прожилки (образование мигматитов); 6) образование тел автохтонных гранитных расплавов и их последующую кристаллизацию.

Данные процессы можно рассматривать как отдельные ступени эволюции горного вещества в сторону гранитоидного состава, но нередко отмечается их субсинхронное и взаимообусловленное развитие. По-видимому, из отмеченных составляющих процесса гранитизации геологические явления, связанные с "эффектом цоколя" и региональным *PT*-метаморфизмом, характеризуют подготовительную субизохимическую стадию, в рамках которой создается новая структура метаморфического комплекса, благоприятная для последующих преобразований: повышается проницаемость пород для флюидов, появляется структурно-вещественная гетерогенность (в частности, расслоенность), необходимая для возникновения сложного напряженного состояния с высокой концентрацией напряжений в одних объемах и декомпрессионными участками – в других. В таких условиях появляется возможность локального селективного плавления и вскипания флюидов в зонах разгрузки, значительно возрастает подвижность компонентов системы, чему способствует появление областей динамического "отжима" и декомпрессионного "всасывания". При этом фоновый температурный режим не достигает точки плавления гранитов и процессы гранитизации ограничены автохтонными преобразованиями среды, основной объем которой находится в субсолидусном состоянии.

В процессе гранитизации выделяются две стадии: плагиоклазовая и микроклиновая. В одних случаях – это временна́я последовательность процесса, когда микроклиновая стадия следует за плагиоклазовой (Мурманский блок), в других – их проявление может быть субсинхронным и геодинамически обусловленным: плагиогранитизация приурочена к зонам (или этапам) сжатия и повышенных напряжений, а калиевый метасоматоз – к зонам (или этапам) декомпрессии (Северо-Карельская зона).

Ко второй группе факторов относятся:

1. *Гетерогенность среды.* Гетерогенность является свойством любой геологической системы, в рассматриваемом случае она (гетерогенность) задается начальной неоднородностью литоформационных комплексов и непрерывно обновляется по мере эволюции геологических тел. Гетерогенность горных масс облегчает проявления в них пластической деформации и связанных с ней *SPT*-метаморфизма [Лукьянова, Лукьянов, 1987] и (или) релаксационного метаморфизма [Леонов и др., 1995а], а совокупное проявление последних приводит к возникновению еще более контрастных неоднородностей – мозаичных объемов и зон структурно-вещественных преобразований, в пределах которых осадочные породы проходят начальные стадии трансформации и приобретают кристалличность и директивную структуру.

2. *Тектоно-метаморфическая дифференциация.* Сводится к локальным динамически обусловленным автометасоматическим (без существенного привноса и выноса вещества) преобразованиям. С одной стороны, это приводит к появлению новых неоднородностей, способствующих последующим преобразованиям, с другой – происходит внутриформационное усреднение литогенетических и петроструктурных различий метаморфических комплексов, в том числе между инфра- и супракомплексами.

3. *Структурные преобразования – пластическая деформация.* В большинстве рассмотренных примеров было отмечено, что в результате интенсивных пластических деформаций в породах фундамента и чехла формируются "сквозные" структурные парагенезы, отвечающие единым для фундамента и чехла геодинамическим условиям. Эта закономерность отражает процесс гомогенизации фундамента и чехла в структурном отношении, что составляет одну из сторон вертикальной аккреции. В то же время пластическая деформация является важнейшим фактором вещественных преобразований, обусловливающих процесс сиализации деформированных объемов корового слоя. В частности, подчеркнем, что неотъемлемой

частью процесса гранитизации, о которой речь шла выше, является способность породных масс к пластическому течению – реидной деформации.

4. *Релаксационный метаморфизм* [Леонов М., Кожухарова, 1990; Леонов и др., 1995а]. Отражает генетическое единство пластической деформации и вещественных преобразований. Проявления релаксационного метаморфизма, суть которого заключается в релаксации напряженного состояния горных пород путем формирования новых минеральных фаз и структуры, обеспечивают не только структурно-вещественные преобразования, но и начальные условия проявления вертикальной аккреции: зарождение ранних "метаморфических ядер", формирование реологических и вещественных неоднородностей, связанных с мозаичным проявлением метаморфизма этого типа.

Приведенный перечень как "обязательных", так и "необязательных" факторов является весьма условным, так как в природе ни один из них не имеет самостоятельного значения и проявляются они чаще всего совместно и в тесном генетическом взаимодействии. Во-первых, метаморфические процессы и явления гранитизации проявляются во взаимодействии с пластическим течением горных масс. Во-вторых, для рассмотренных вещественных преобразований нет четкой грани между изохимическими и метасоматическими процессами, между явлениями "тектоно-метаморфической дифференциации" и тектоническим течением пород. Локальное перераспределение вещества в относительно замкнутой системе и метасоматические преобразования, связанные с массовым поступлением гранитизирующих флюидов (Мурманский блок), часто проявляются совместно. Упоминая снова о процессе гранитизации, отметим существенную роль в нем "механического плавления", при котором породы, не переходя в термодинамический расплав, "будут обладать всеми свойствами квазирасплава и характеризоваться в целом нулевым сопротивлением сдвигу... На этой стадии породы без расплавления переходят в пластичное состояние..., создавая причудливую и трудно поддающуюся структурному анализу всеобщую картину деструктурирования породы" [Летников, 1995, с. 262–263].

Как мы уже говорили, в процессе гранитизации выделяются две стадии: плагиоклазовая и микроклиновая. Однако смысл их может быть двояким. В одних случаях это временная последовательность процесса, как это наблюдается в породах Мурманского и Беломорского блоков. В других случаях, и это важно в контексте излагаемого здесь вопроса, процесс делится как бы на две ветви: плагиогранитизация приурочена к зонам (или этапам) сжатия и повышенных напряжений, а калиевый метасоматоз – к зонам (или этапам) общего растяжения и понижения напряженного состояния горных масс. Можно говорить о натровом и калиевом профилях гранитизации, проявление которых зависит от общей эволюционной направленности процесса, но может контролироваться и типом напряженного состояния горных масс [Иванкин, 1985]. Эта тенденция прослеживается и на структурно-минералогическом материале. Так, при высокотемпературном калиевом метасоматозе, как показано на примере Северо-Карельской зоны, при смене режима напряженного состояния меняются минеральные формы, концентрирующие ионы калия. В зонах относительно интенсивного сжатия это биотит и мусковит, в зонах относительной разгрузки напряжений – калиевый полевой шпат.

Весь изложенный материал позволяет рассматривать пластическую деформацию в качестве одного из энергетических (механохимических) факторов метаморфизма и считать, что деформационный (кинематический) фактор существенно влияет на ход метаморфических процессов и, следовательно, на процесс сиализации и, весьма вероятно, гранитизации корового слоя. Из этого следует, что деформация – это не только следствие определенного напряженного состояния и реологии среды, но и фактор созидания консолидированного гранитно-метаморфического слоя. В большинстве рассмотренных примеров было отмечено, что в результа-

те интенсивных пластических деформаций сформировались единые для пород фундамента и чехла структурные парагенезы (минеральные и структурные виды линейности, минеральная сланцеватость, складки и т.д.), имеющие сходные тектонические ориентировки и геодинамические условия формирования. Структурная гомогенизация фундамента составляет одну из главных сторон вертикальной аккреции. Единство пластической деформации и вещественных преобразований отражено и в явлении релаксационного метаморфизма, который в ряде случаев обеспечивает начальные условия вертикальной аккреции, а именно, зарождение ранних "метаморфических ядер" и появление реологических и вещественных неоднородностей, связанных с мозаичным проявлением метаморфизма этого типа. Он проявляется и на более высоких ступенях преобразований, но в этих случаях его влияние не столь ярко выражено на фоне более эффектных факторов.

С этим положением перекликаются данные, которые свидетельствуют, что в условиях "давление + сдвиг" в горных породах происходит покисление газов вследствие синтеза воды и углекислоты, а также разогрев, метаморфизм, метасоматоз и гранитизация горных масс [Иванкин, 1985]. Более того, "...петрографически доказывается одновременность протекания и единство процессов деформации, перекристаллизации и метасоматоза пород, что свидетельствует... о тесном взаимопереплетении механохимических и кристаллизационных явлений" в широком диапазоне температур [Иванкин, 1985, с. 8]. Эксперементально-теоретической базой подобных представлений служат данные механохимии [Аввакумов, 1986; Хайнике, 1987; Молчанов, Юсупов, 1981; и др.]; вопрос этот достаточно подробно рассмотрен в специальных публикациях авторов раздела [Леонов, Кожухарова, 1990; Леонов М. и др., 1995а; и др.].

Процессы структурно-вещественной трансформации наиболее интенсивно проявляются в зонах контакта фундамента и чехольного комплекса, что, в частности, подчеркивается материалами по метаморфическим ядрам кордильерского типа [Скляров и др., 1997]. Здесь в силу сопряжения контрастных реологических сред возникает область максимальной концентрации и ускоренной разрядки напряжений, что способствует активизации процесса. Область контакта фундамент–чехол является петроструктурно-реологическим аттрактором, стимулирующим вертикальное аккретирование корового слоя континентов. При этом в нижней части чехольного комплекса породы претерпевают структурно-метаморфические преобразования и переходят в категорию метаморфических пород, приобретая характерные для консолидированного фундамента состав, кристалличность и реологию. В результате происходит наращивание метаморфического слоя и, как следствие, смещение физической границы консолидированной коры вверх по разрезу. Таким образом, наличие контактирующих между собой контрастных оболочек (в рассматриваемых вариантах – фундамента и чехла) предопределяет развитие процессов структурно-вещественной переработки горных масс, их гомогенизацию, сиализацию и наращивание гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Это положение находит подтверждение в работах Л.Е. Яковлева [1999] (см. также гл. 4.3), где показано, что существует еще один мощный процесс, стимулирующий дискретную возобновляемость процесса "континентализации" базитовой коры на границе фундамент–чехол. Это процесс метаморфогенной инфильтрации (*M*-инфильтрации) газово-водных флюидов, которая связана с зеленокаменным метаморфизмом и гидратацией базальтоидов и их метаморфических аналогов (гранулитов, гнейсов) и захватывает верхние горизонты гранулит-гнейсовой континентальной или базитовой океанической кор, а также, вероятно, и мощные толщи базальтов, изливающихся на континентах.

M-инфильтрация приводит к сиализации и кратонизации земной коры, проявляясь дискретно во времени и пространстве при наличии относительно мощного

осадочного чехла (не менее 2–3 км). Основной уровень вещественных преобразований, связанных с действием *M*-инфильтрации, – это пограничная область фундамент–чехол, т.е. зона действия структурно-реологического аттрактора (что еще раз подчеркивает единство и взаимообусловленность структурных и вещественных преобразований). Критическая мощность осадочного чехла и сонахождение (взаимодействие) резко разнородных породных масс (фундамента и чехла; базитов и осадочных пород) являются в совокупности вторым аттрактором процесса сиализации кратонизации коры. А все это заставляет полагать, что именно совокупность двух мощных геологических факторов – структурно-реологического и *M*-инфильтрационного – делает возможным пробразование породных комплексов на границе фундамент–чехол и вхождение преобразованных пород в состав консолидированного слоя.

Рассмотренный ряд геологических явлений, составляющих суть процесса вертикальной аккреции, приводит к общему результату: повышению кристалличности вещества, его гомогенизации, приобретению горными массами определенных реологических характеристик и вещественного состава, приближающегося к гранитоидному. В принципе происходит уменьшение разброса всех петроструктурных параметров (гомогенизация) в сравнении с породами первичного субстрата, что наиболее ярко выражено в гранитизированных породах. Гранитизация и гомогенизация определяются также однотипностью направленных изменений химического состава: постепенное возрастание SiO_2 и K_2O и уменьшение содержания всех мафических компонентов, т.е. налицо общая сиализация горных масс. При этом процесс аккреции сопровождается не только наращиванием новых объемов гранитно-метаморфического слоя за счет их структурно-вещественной трансформации, но и за счет значительного увеличения объема метаморфизуемых и (или) гранитизируемых пород, что связано с рядом серьезных геодинамических следствий [Летников и др., 2000], которые требуют особого рассмотрения.

Авторы выражают признательность Е. Кожухаровой (Геологический институт Болгарской академии наук), сотрудникам Геологического института РАН В.Г. Коныгину, Е.В. Лошманову, В.В. Петровой, А.Ю. Соловьеву, а также сотруднику Объедененного Института Физики Земли РАН М.Л. Сомину за их вклад в получение фактического материала, его обработку и подготовку ряда публикаций по проблеме.

Глава 3.4

КОМПЛЕКСЫ ЗОНЫ РАЗДЕЛА КОРА–МАНТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ПЕРЕХОДНЫХ СТРУКТУР И ВОПРОСЫ ВЕРТИКАЛЬНОЙ АККРЕЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Вопросы вертикальной аккреции континентальной литосферы, как неоднократно подчеркивалось в этой книге, традиционно остаются актуальными. Они касаются широкого круга проблем. Одной из наиболее сложных является проблема направленности процессов магматизма и метаморфизма в зоне раздела кора–мантия, которая прослеживается в латеральном ряду "активная окраина–складчатый пояс–кратон".

Наряду с глубинными ксенолитами важными объектами изучения этих процессов являются тектонические отторженцы зоны раздела кора–мантия различных

типов континентальных и переходных структур, выведенные в верхние горизонты земной коры в форме тектонических блоков и покровов [Марков, Некрасов, 1979; Некрасов, 1978; Некрасов, Журавлев, 2000; Некрасов, Ляпунов, 1987; Некрасов, Сумин, 1987; Nekrasov et el., 1995; De Bari, Coleman, 1989; De Bari, Sleep, 1991; Ellis, Green, 1985; Fountain, Salisbury, 1981; Kornprobst, Vielzeuf, 1984; Lensch, 1968; Pin, Sills, 1986; Vogel, 1967]. Представленные в них фрагменты мантийных и коровых пород характеризуют значительные интервалы разреза верхней мантии, нижних и средних горизонтов коры и отражают закономерности латерально-вертикальных структурных и вещественных вариаций различных типов континентальных и переходных структур в зоне раздела кора–мантия. Это делает их уникальными в изучении механизма вертикальной аккреции континентальной коры, как для отдельных типов континентальных структур, так и континентальной литосферы в целом.

Разработанные в нашей стране и за рубежом принципы выделения серий метаморфических пород ([Добрецов и др., 1974а; Добрецов и др.,1974б; Bohlen, 1987; Ellis, 1987; England, Thompson, 1984; Harley, 1989; Thompson, England, 1984]) позволяют подразделить комплексы континентальных структур зоны раздела кора–мантия на два типа. Первый объединяет ультрабазит-метагаббро-гранулитовые комплексы высоких температур и умеренного давления, второй – коэсит-алмазсодержащие ультрабазит-эклогит-гнейсовые комплексы умеренных температур и высокого давления.

Ультрабазит-метагаббро-гранулитовые комплексы высоких температур и умеренного давления

Комплексы этого типа обнажаются в структурах аккреционных и коллизионных поясов. Они характеризуются надсубдукционной природой вулкано-плутонических и метавулканических пород и отражают геодинамику процессов магматизма и метаморфизма в зоне раздела кора–мантия островных дуг и активных окраин.

Типичным примером таких комплексов является ряд ультрабазит-метагаббро-гранулитовых комплексов Тонзина (Южная Аляска)–хребет Пекульней (Чукотка) (рис. 3.4.1).

Ассоциация Тонзина (рис. 3.4.2) объединяет ультрамафит-мафитовые породы и метаморфиты сегмента Тонзина–р. Нельчина ультрамафит-мафитового пояса Бордер Рендж Южной Аляски [Burns, 1985; De Bari, Coleman, 1989; De Bari, Sleep, 1991; Pavlis, 1982; и др.]. Породы этого пояса надстраиваются к северу нижне-среднеюрскими вулканитами формации Талкетна террейна Пенсуляр и рассматриваются совместно с ними как различные части разреза юрской дуги Талкетна, шарьированные на триасово-меловые субдукционно-аккреционные комплексы террейна Чугач в процеесе меловой аккреции дуги к континентальной окраине Аляски [De Bari, Coleman, 1989; De Bari, Sleep, 1991].

Непосредственно на отрезке Тонзина–бассейн р. Нельчина в разрезе выделяются пять вещественных комплексов: 1) мантийные тектониты; 2) ультраосновные кумуляты; 3) нижние габбро; 4) верхние габбро; 5) вулканиты и осадки (см. рис. 3.4.1).

Первые два из них отвечают зоне раздела кора–мантия. Представленный внутри них переход от мантии к коре имеет постепенный градационный характер. В нижней части его на поверхность выведены деформированные мантийные дуниты и гарцбургиты, насыщенные слоями и линзами пироксенитов и верлитов, которые рассматриваются в качестве продуктов фракционной кристаллизации мантийных расплавов, являющихся, по мнению С. ДеБари с соавторами, родоначальными для пород вышележащей кумулятивной серии. Вверх по разрезу количество пироксенитов постепенно увеличивается, и с определенного уровня разреза они становятся его главным компонентом.

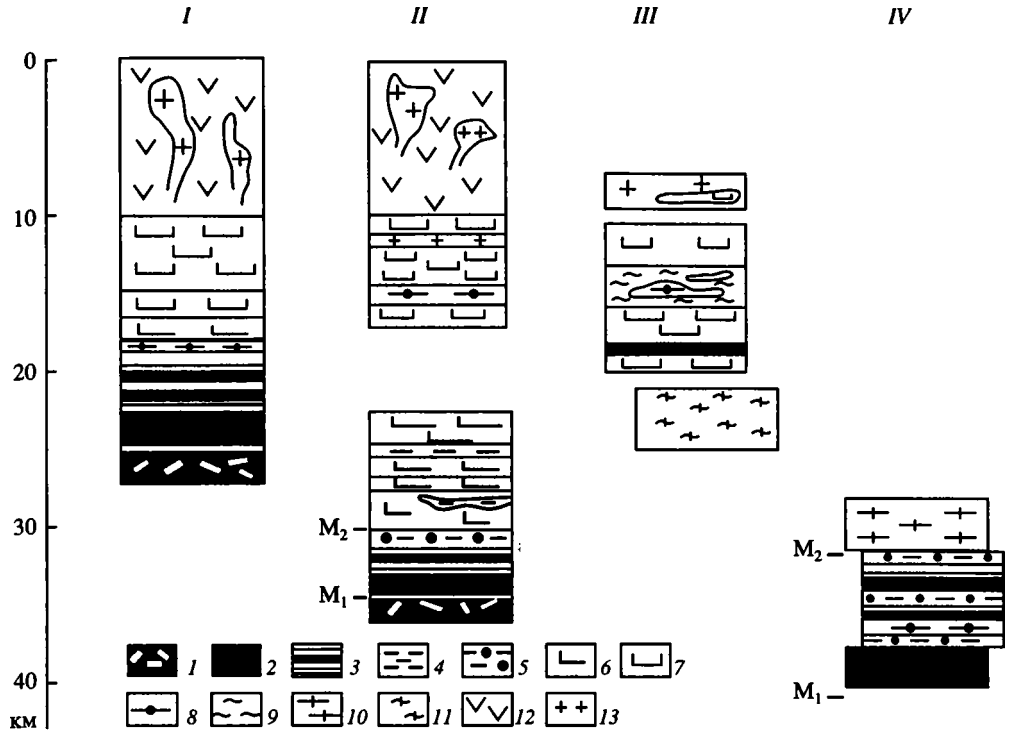


Рис. 3.4.1. Литосферные разрезы позднепалеозойской и раннемезозойской активных окраин севера Тихого океана в сравнении с современным литосферным разрезом Алеутской островной дуги

I – литосферный разрез Алеутской островной дуги, построенный по глубинным ксенолитам [Conrad, Kay, 1984; Pope et al., 1981; и др.]; *II–IV* – фрагменты литосферных разрезов раннемезозойской (*II*) и позднепалеозойской (*III, IV*) активных окраин, построенные по отторженцам верхней мантии, нижней и средней коры, обнажающимся в мезозойско-кайнозойских структурах Южной Аляски [De Bari, Coleman, 1989; De Bari, Sleep, 1991] и хребта Пекульней [Некрасов, 1978; Некрасов, Сумин, 1987; Некрасов, Журавлев, 2000; и др.]

1 – мантийные дуниты и верлиты; *2, 3* – ультраосновные кумуляты: *2* – дуниты и верлиты, *3* – шпинелевые пироксениты в разрезе Тонзина, шпинелевые, оливин-шпинелевые и гранат-шпинелевые пироксениты в хребте Пекульней; *4* – паргаситовые габбро; *5* – эклогитизированные паргаситовые габбро; *6* – нижние габбро; *7* – верхние габбро; *8* – мафические гранулиты в выходах нижней коры в хребте Пекульней и глубокометаморфизованные осадки в комплексе Тонзина–Нельчина; *9* – гиперстеновые плагиограниты; *10* – гранат-клинопироксеновые и гранат-биотитовые гнейсы с раннедокембрийским протолитом, метаморфизованным в позднем палеозое; *11* – парагнейсы, парасланцы, метадолериты и эндербиты с позднедокембрийским протолитом, метаморфизованным в раннем мезозое; *12* – раннемезозойские и кайнозойские вулканиты; *13* – мезозойские и кайнозойские граниты. Поверхности Мохо: M_1 – петрологическая, M_2 – сейсмическая

Определяющими минеральными парагенезисами мантийной части разреза являются:

$Ol_{Fo90–92}$ + $Cr\text{-}Sp_{Cr/(Cr+Al)=0,64–0,77}$,

$Ol_{Fo90–92}$ + $Cr\text{-}Sp_{Cr/(Cr+Al)=0,55–0,77}$ + $Opx_{Mg/(Mg+Fe)=0,87–0,92}$ + $Cpx_{Mg/(Mg+Fe)=0,92–0,97}$.

В переходной зоне они замещаются парагенезисами

$Ol_{Fo88–90}$ + $Cr\text{-}Al\text{-}Sp_{Cr/(Cr+Al)<0,50}$,

$Ol_{Fo86–88}$ + $Cr\text{-}Al\text{-}Sp_{Cr/(Cr+Al)<0,50}$ + $Cpx_{Mg/(Mg+Fe)=0,92–0,93}$.

Последние, в свою очередь, сменяются вверх по разрезу:

$Cpx_{Mg/(Mg+Fe)=0,91–0,93}$ + $Opx_{Mg/(Mg+Fe)=0,83–0,85}$ + $Al\text{-}Sp_{Cr/(Cr+Al)=0,15–0,20}$.

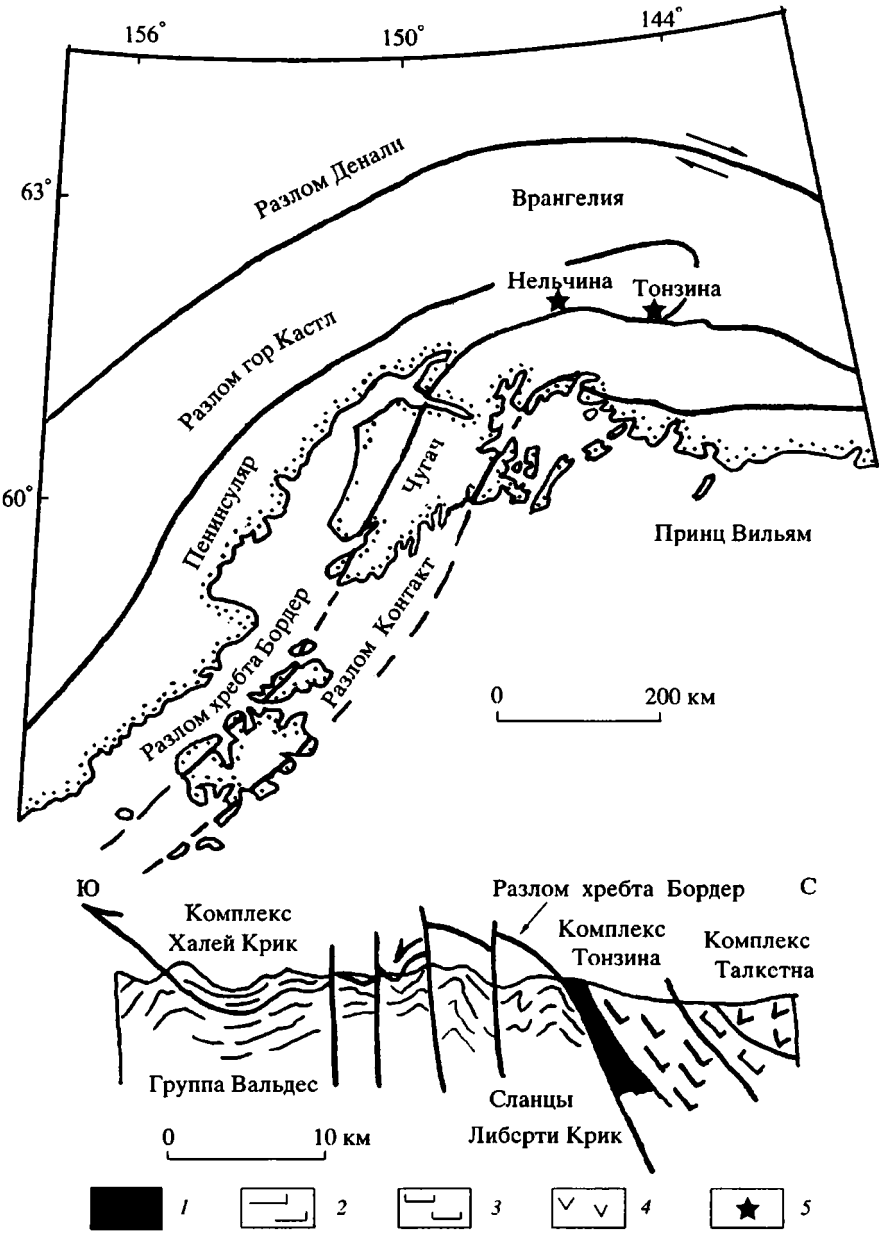


Рис. 3.4.2. Положение ультрамафит-метагаббро-вулканогенно-осадочного комплекса Тонзина–Нельчина в структуре Южной Аляски, по: [De Bari, Coleman, 1989]

1–3 – комплекс Тонзина: *1* – ультрабазиты, *2* – базальные габбро, *3* – верхние габбро; *4* – вулканиты Талкетна; *5* – местоположение (на схеме) разрезов Нельчина, Тонзина

Наблюдающееся в данном ряду парагенезисов уменьшение магнезиальности оливинов, пироксенов и уменьшение хромистости шпинелей сопровождается увеличением глиноземистости шпинелей и пироксенов. В случае пироксенов это выражается не только в повышении содержания алюминия в ортопироксенах и особенно в клинопироксенах (до 4,76 вес.% Al_2O_3), но и в появлении в клинопироксенах наряду с ламеллями ортопиксена ламеллей высокоглиноземистой шпинели.

Все это свидетельствует о том, что запечатленный в разрезе кумулятивной серии процесс фракционной кристаллизации высокомагнезиального и бедного алюминием расплава был направлен в сторону образования остаточного высокоглиноземистого и менее магнезиального расплава.

Породы охарактеризованной части разреза отличаются от пород остальной части коры высокой степенью деформации и рекристаллизации, присутствием деформационных полосчатых и линейных текстур и преимущественным развитием равномернозернистых и таблитчатозернистых структур. Особенно это характерно для оливинсодержащих пород мантийной и переходной частей разреза. В вышележащей пироксенитовой части разреза признаки пластического течения вещества отсутствуют и имеются лишь свидетельства статической деформации вещества, выраженные в неравномерной рекристаллизации пород и образовании структур, переходных от кумулятивных к порфирокластовым и мозаичным гранобластовым.

Вышележащие габброиды отвечают нижней–средней коре островной дуги. Базальная часть их, получившая название нижних габбро, связана постепенным переходом с подстилающими его пироксенитами. В начале этого перехода в кровле пироксенитового разреза появляются слои пироксенитов с гранатом, которые далее вверх по разрезу градационно сменяются гранат-пироксен-паргаситовыми габбро. Последние через 200 м, в свою очередь, градационно сменяются шпинелевыми габброидами, паргаситовыми габбро и горнблендитами. Количество последних вверх по разрезу увеличивается. В самых верхах разреза появляются дайки пегматоидных амфиболовых габбро.

Габброиды этой части разреза характеризуются отчетливой магматической полосчатостью, конформной по отношению к полосчатости подстилающих их ультраосновных кумулятов, обладают типично кумулятивными структурами и в той или иной степени затронуты процессами субсолидусной перекристаллизации, крайней степенью выражения которых следует считать появление в пироксенитах и пироксен-паргаситовых габбро переходной зоны субсолидусного граната. Для них также характерно высокое содержание алюминия в клинопироксенах и ортопироксенах (8,32–8,85 и 6,38–7,75 вес.% соответственно), высокоглиноземистый состав шпинели, высокий процент анортитового компонента в плагиоклазе (An_{95-98}), а также почти полное замещение плагиоклаза цоизитом и пренитом.

Ar-Ar методом по амфиболу возраст нижних габброидов определяется в 180 млн лет, что соответствует границе ранней и средней юры и указывает на одновозрастность этих габброидов с вышележащими вулканитами.

На основании экспериментально установленных условий равновесия реакции Cpx + Opx + An + Sp = Cpx + Opx + Gar [Herzberg, 1978] и полученной с применением гранат-пироксенового геотермометра [Ellis, Green, 1979] температуры кристаллизации субсолидусного граната *P-T* параметры рекристаллизации габброидов определяются С. Де Бари и Р. Колманом температурой 825–850 °С и давлением 10–11 кбар (рис. 3.4.3). *P-T* параметры магматической кристаллизации габбро оцениваются с помощью двупироксенового геотермометра [Wells, 1977] и пироксенового геобарометра [Herzberg, 1978] температурой в 1050 °С и давлением 10 кбар. Это указывает, что процесс становления габброидов и градационно сменяющих их вниз по разрезу ультраосновных кумулятов протекал в режиме изотермального охлаждения на глубинах порядка 30–33 км [De Bari, Coleman, 1989].

Верхние габбро отделены от базальных поверхностью надвига. С вышележащими вулканитами они имеют интрузивные контакты. Основное место среди них занимают амфиболовые габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты, габбро и диориты. В небольшом количестве отмечаются тоналиты. В более полном разрезе верхних габбро бассейна р. Нельчина внутри них установлены метагаббroиды,

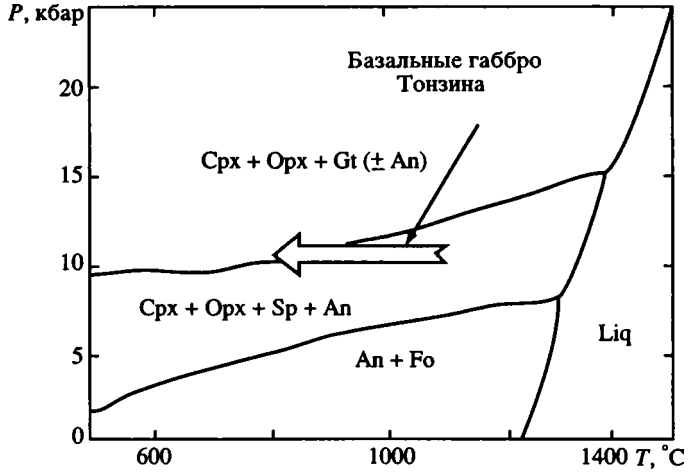


Рис. 3.4.3. Диаграмма фазового равновесия в системе $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ (CMAS) [Presnall et al., 1976] для базальных габбро ультрамафит-мафитовой серии Тонзина, по: [De Bari, Coleman, 1989]

чередующиеся с высокометаморфизованными карбонатно-силикатными породами. Последние рассматриваются в работах С. Де Бари и ее соавторов [De Bari, Coleman, 1989; De Bari, Sleep, 1991] как реликты чехла океанической коры, на которой был сформирован разрез дуги Талкетна. Вероятно, аналогичную природу имеют двупироксеновые гранулиты, обнаруженные внутри вулканитов Алеутской дуги в форме глубинных ксенолитов [Conrad, Kay, 1984; De Bari et al., 1987; Pope et al., 1981].

Верхние габброиды имеют магматическую полосчатость и магматическую гипидиоморфную структуру. В их составе преобладают резко зональный клинопироксен, ортопироксен и плагиоклаз, находящиеся в структурно равных позициях. Интерстиции выполнены роговой обманкой. В более кислых разностях к ней добавляется кварц. От габброидов базального уровня они отличаются низким процентом анортитового компонента в плагиоклазе, более низкой магнезиальностью пироксенов и амфиболов и более низким содержанием алюминия, занимающего в пироксенах главным образом октаэдрическую позицию. В них не отмечены следы высокотемпературной рекристаллизации, в силу чего предполагается, что состав верхних габброидов более адекватен родоначальному расплаву.

Вулканиты и осадки кровли островодужного разреза представлены вулканическими породами ряда базальт–андезит–липарит, чередующимися с туфами и граувакками. Собранные в последних остатки нижне-среднеюрской фауны и K-Ar возраст прорывающих их тоналитов (163–194 млн лет) определяют возраст вулканитов как ранне-среднеюрский.

Базальты вулканической серии представлены высокоглиноземистыми низкомагнезиальными разновидностями, мало отличающимися по составу от мафических разностей габброидов верхнего уровня, что позволяет считать их производными магматического расплава, претерпевшего фракционирование в магматической камере в верхней части островодужной коры.

Средний состав дуги, рассчитанный путем суммирования средневзвешенных составов ультраосновных кумулятов, габброидов и вулканитов, показывает, что родоначальный расплав ее отвечает водонасыщенному оливиновому толеиту. Последний характеризуется умеренными содержаниями Al_2O_3, Na_2O, низкими содержаниями K_2O, высоким значением отношения FeO^*/MgO (0,84) и высокими концент-

рациями Ni и Cr (247 и 723 г/т соответственно). Последние три параметра совпадают со значениями их, полученными по коэффициентам распределения оливин-расплав для оливинов кумулятивной серии с Mg/(Mg + Fe) = 0,92 и содержанием Ni 210 г/т. Для рассчитанного расплава характерны также низкие содержания крупноионных литофилов и ровный график РЗЭ, превышающий в 8 раз уровень хондрита. Полученные характеристики соответствуют параметрам равновесного с мантийным гарцбургитом расплава, образующегося в процессе частичного плавления надсубдукционного мантийного клина.

Средневзвешенный состав габброидов и вулканитов, составляющих основной объем островодужной коры, отвечает умеренно-магнезиальному высокоглиноземистому базальту. Параллелизм графиков РЗЭ для всей этой серии плутонических и вулканических пород, обогащенность крупноионными литофилами, обедненность высокозарядными элементами, а также одни и те же коэффициенты корреляции Ba-La и La-Th свидетельствуют, что они являются комагматами единой серии, возникшей в результате фракционирования высокоглиноземистого базальтового расплава.

Моделирование процессов кристаллизационной дифференциации и приведенные выше расчеты глубины кристаллизации ультрамафит-мафитовых кумулятов показывают, что этот высокоглиноземистый расплав, родоначальный для габбро и вулканитов, возник как остаточный расплав, сформировавшийся в магматической камере в зоне раздела кора–мантия в процессе осаждения из родоначального мантийного расплава магнезиального оливина и высокомагнезиальных бедных алюминием пироксенов (ультраосновные кумуляты). По мере подъема в верхние горизонты коры расплав испытал дополнительное фракционирование в магматической камере на более высоком уровне коры (верхние габбро), результатом которого было появление в самых верхних частях коры дифференцированной базальт-~~а~~ндезит-липаритовой серии.

Данные о плотностных свойствах ульраосновных кумулятов и гранатовых габбро (ρ = 3,2), а также экстраполяция данных по скоростям прохождения продольных волн в меланократовых гранатовых гранулитах нижних частей коры (> 8 км/с) показывают, что плотностные и скоростные характеристики у них значительно выше аналогичных величин в вышележащих габбро (ρ = 2,9÷3,0) и несколько выше, чем у подстилающих пород мантии, плотностые и скоростные характеристик которой в зоне островной дуги обычно занижены в результате насыщенности ее мантийными расплавами.

Приведенные данные говорят о возможной гравитационной неустойчивости ультраосновных кумулятов и эклогитизированных габбро в подошве новообразованной коры островной дуги и позволяют предположить, что в ходе формирования раздела мантия–кора островной дуги происходит: 1) преобразование раздела кора–мантия предшествующей островной дуги океанической (переходной) коры в раздел кора–мантия островодужного типа в результате локализации и фракционирования больших масс мантийных базальтовых расплавов в зоне раздела кора–мантия океанической (переходной) коры; 2) возникновение гравитационной неустойчивости коровой части новообразованного раздела кора–мантия в связи с локализицией в ней высокоплотных ультрамафит-мафитовых кумулятов и эклогитов, сформировавшихся в результате перехода габбро в эклогит в процессе изобарического остывания габбро в условиях, граничных между эклогитовой и гранулитовой фациями; 3) отрыв ультраосновных кумулятов и эклогитизированных габбро от вышележащей легкой части коры и рециклирование их в мантию; 4) смещение геофизической границы кора–мантия (Мохо) с подошвы ультраосновных кумулятов вверх по разрезу до уровня градационного перехода ультраосновных кумулятов в габбро.

Высокотемпературный характер деформаций в ультраосновных кумулятах свидетельствует, по мнению Де Бари и ее соавторов, о синхронности процессов рециклирования с процессами формирования корового разреза дуги.

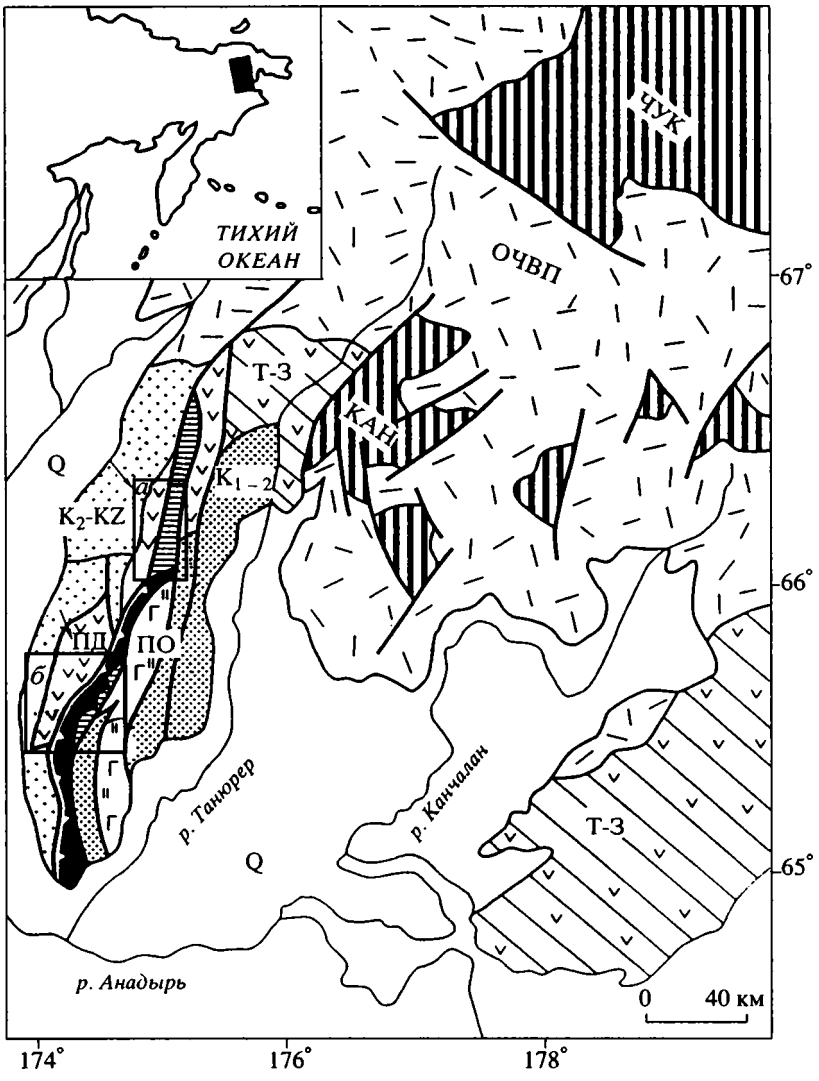


Рис. 3.4.4. Положение ультрабазит-метагаббро-гранулитовых комплексов хребта Пекульней (тонкая горизонтальная штриховка) в позднемезозойских структурах северо-запада Тихоокеанского пояса [Некрасов, Журавлев, 2000; Морозов, 1996]

Буквенные обозначения: ПД – комплексы позднемезозойской Пекульнейской дуги; ПО – среднеюрско-раннемеловые комплексы Пекульнейского палеоокеанического бассейна; Т-З – Танюрерско-Золотогорская позднемезозойская активная окраина; ЧУК, КАН – Чукотский и Канчаланский континентальные блоки; ОЧВП – окраинно-континентальный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Прямоугольными контурами показано положение рисунков 3.4.5 (*б*) и 3.4.8 (*а*)

Ультрабазит-метагаббро-гранулитовый комплекс хребта Пекульней [Жуланова, Перцев, 1988; Кайгородцев, 1961, 1966; Марков, Некрасов,1979; Некрасов, 1978; Некрасов, Журавлев, 2000; Некрасов, Сумин, 1987; Некрасов, Ляпунов, 1987; Перцев, 1992; Nekrasov et al., 1995; и др.] объединяет ультрамафит-мафитовые породы и гранулиты тектонического отторженца нижней–средней коры позднепалеозойской активной окраины, надвинутого на комплексы Пекульнейской позднемезозойской островной дуги в процессе ее столкновения с Чукотским континентом [Некрасов, Журавлев, 2000; Nekrasov et al., 1995] (рис. 3.4.4). Этот отторженец ниж-

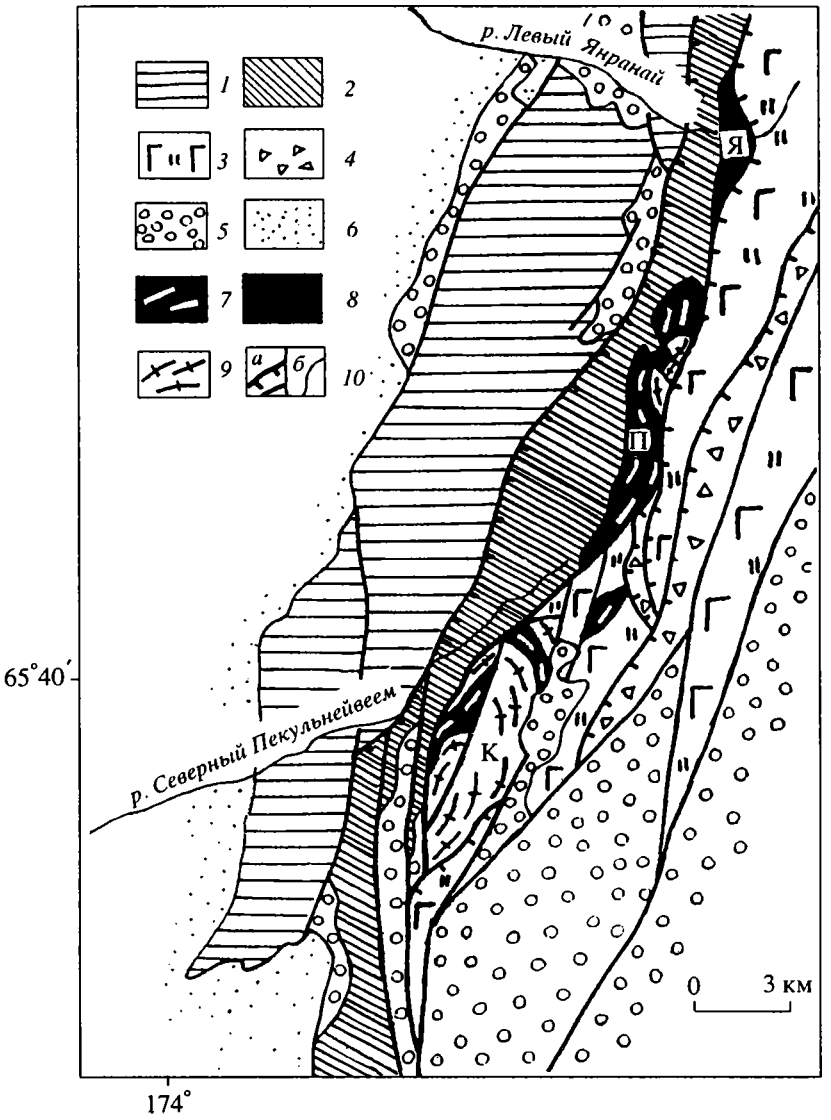


Рис. 3.4.5. Схема строения южной части хребта Пекульней (по: [Некрасов, 1978] с дополнениями из: [Морозов, 1996])

1 – волжско-готеривские вулканиты, осадки и прорывающие их позднемезозойские граниты Пекульнейской островной дуги; *2* – апопикритовый серпентинитовый меланж с блоками пикритов, кремней, базальтов и туфо-турбидитов готерива; *3, 4* – среднеюрско-раннемеловые отложения Пекульнейвеемского палеоокеанического бассейна (пекульнейвеемская свита): *3* – вулканиты и кремни, *4* – хаотические комплексы с олистолитами метаморфических пород и гранитов Канчаланской (Чукотской) континентальной окраины; *5* – раннемеловые–кайнозойские терригенные отложения; *6* – кайнозой; *7–9* – фрагменты нижней–средней коры позднепалеозойской активной континентальной окраины: *7* – породы ультрамафит-мафитовой серии, нерасчлененные, *8* – деформированные дуниты и верлиты, *9* – гранат-клинопироксеновые и гранат-биотитовые гнейсы; *10* – надвиги и разломы (*а*) и стратиграфические границы (*б*). Буквенные обозначения – блоки: Я – Янранайский, П – Пекульнейский, К – Криворечeнский

ней–средней коры тектонически расслоен на два различных по глубинности фрагмента.

Более глубинный фрагмент, представленный породами нижней коры (рис. 3.4.5), обнажается в южной части хребта в тектоническом меланже, подсти-

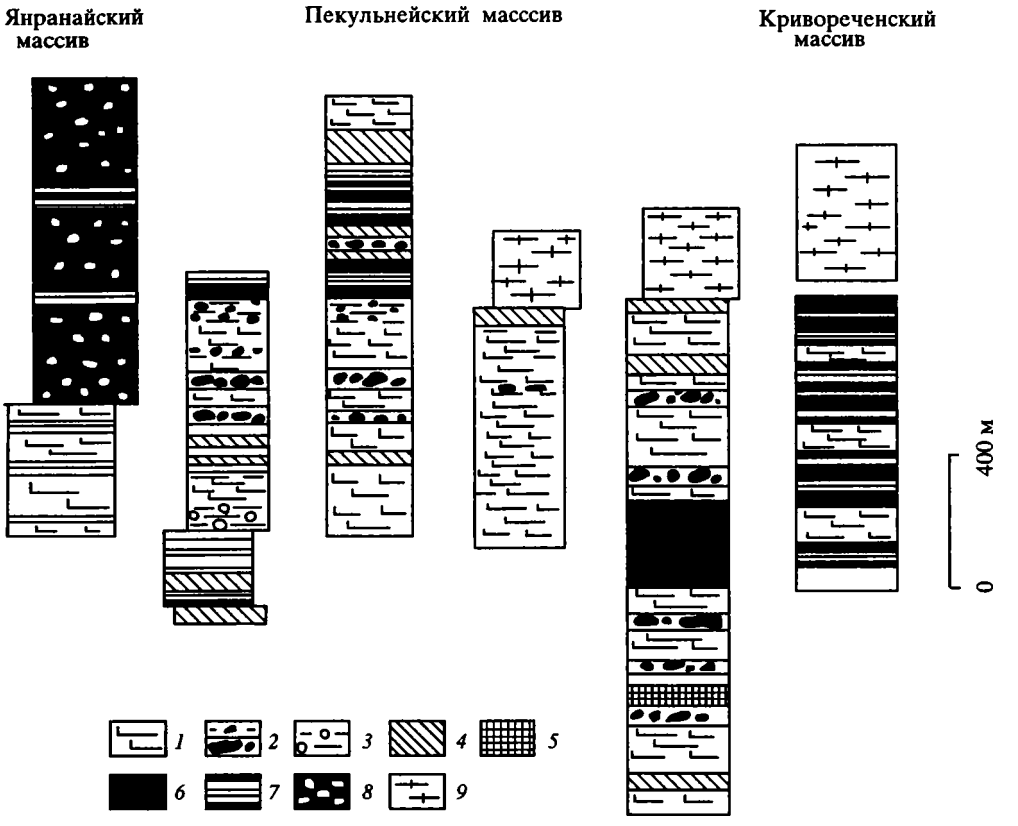


Рис. 3.4.6. Фрагменты разреза нижней коры в структуре южной части хребта Пекульней, по: [Некрасов, Сумин, 1987]

1 – паргаситовые габбро; *2* – эклогитизированные паргаситовые габбро; *3* – гранатовые амфиболиты; *4* – оливин-шпинелевые и гранат-шпинелевые пироксениты; *5* – гранат-амфибол-двупироксеновые гранулиты; *6, 7* – породы магнезиальной ультрамафитовой серии: *6* – дуниты, *7* – верлиты и клинопироксениты; *8* – деформированные дуниты и верлиты; *9* – гранат-клинопироксеновые и гранат-биотитовые гнейсы

лающем средне-позднеюрские и берриас-валанжинские вулканогенно-кремнистые толщи комплекса аллохтона (пекульневеемская свита). Этот фрагмент, в свою очередь, тектонически расслоен на серию пластин, наиболее крупные из которых получили названия: Янранайский, Пекульнейский и Криворечeнский ультраосновные массивы.

Янранайский массив (рис. 3.4.6) сложен деформированными шпинелевыми дунитами и верлитами и резко подчиненными им оливиновыми клинопироксенитами, образующими в дунитах и верлитах редкие маломощные прослои.

Разрез Пекульнейского массива (см. рис. 3.4.6) включаст два вещественных комплекса. Нижний, вероятно, надстраивает разрез дунитов и верлитов Янранайского массива и представлен контрастно-расслоенными хромшпинелевыми дунитами, верлитами и клинопироксенитами, чередующимися в разрезе с оливин-шпинелевыми, гранат-шпинелевыми пироксенитами и эклогитизированными паргаситовыми габбро. Среди гранат-шпинелевых пироксенитов установлены градационные переходы к гранатовым габбро, а среди эклогитизированных паргаситовых габбро – тела мафитовых гранат-амфибол-двупироксеновых гранулитов. Вышележащий комплекс отделен от нижнего зоной рассланцевания и состоит из гранат-клинопироксеновых и гранат-биотитовых гнейсов. Оба комп-

лекса затронуты процессами диафтореза, выразившимися в развитии в эклогитизированных паргаситовых габбро зон порфиробластеза и рассланцевания в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а в вышележащих гнейсах – зон деформаций и синкинематической рекристаллизации.

Криворечeнский массив сложен диафторированными в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций гранат-биотитовыми гнейсами и гранатовыми амфиболитами, заключающими в нижней половине разреза тектонические линзы и пластины расслоенных шпинелевых оливиновых пироксенитов, шпинелевых вебстеритов и цоизитизированных паргаситовых габбро. Отсутствие в ультрамафит-мафитовых породах Криворечeнского массива граната позволяет предположить, что эти породы отвечают более высоким уровням разреза ультрамафит-мафитовой серии. Более глубокие уровни ее вскрыты в Пекульнейском массиве.

Мафические гранат-амфибол-двупироксеновые гранулиты, обнаруженные среди эклогитизированных паргаситовых габбро, изучались только по развалам, в результате чего форма залегания их, а также характер взаимоотношений с вмещающими эклогитизированными габбро остались невыясненными. Это темные бесполевошпатовые породы массивной, реже сланцеватой текстуры, сложенные среднезернистой гранобластовой массой магнезиальной роговой обманки, диопсида и гиперстена, на фоне которых выделяются обособления крупнозернистого магнезиально-железистого граната и диопсида. При помощи пироксеновых [Wells, 1977; Перчук, 1977; Фонарев, Графчиков, 1982; Фонарев и др., 1994; Fonarev, Graphchikov, 1991] и гранат-пироксеновых геотермометров [Славинский, 1980; Ellis, Green, 1979; Wells, 1979], а также гранат-ортопироксеновых геобарометров [Аранович, Косякова, 1987; Славинский, 1980; Harley, 1984] условия метаморфизма их оцениваются температурой 850–900 °С и давлением 12,5–15 кбар.

При сходной с базальтами срединно-океанических хребтов форме графиков РЗЭ гранулиты отличаются несколько более низким уровнем содержания РЗЭ (5–6-кратное превышение уровня хондрита в средней и тяжелой частях), большей степенью обеднения их в легкой части ($La/Yb_n = 0{,}80$) а также значительно большей степенью обеднения высокозарядными ионами и крупноионными литофилами [Некрасов, Ляпунов, 1987].

Породы гнейсового комплекса по нормативному составу и особенностям распределения РЗЭ относятся к тоналит-гранодиорит-дацитовому ряду изверженных пород окраинно-континентальных вулканических дуг. Первичный метаморфический парагенезис в них сохранился лишь в гранат-клинопироксеновых гнейсах Пекульнейского массива, где он представлен пироп-альмандин-гроссуляровым гранатом, диопсидом, кислым плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом, роговой обманкой и кварцем.

Гранат-пироксеновые геотермометры дают температуру кристаллизации этого парагенезиса 750–850 °С [Славинский, 1980; Ellis, Green, 1979; Fonarev, Graphchikov, 1991; Wells, 1979]. Что касается давления, то для данного парагенезиса величина его находится в прямой зависимости от содержания анортитового компонента в плагиоклазе. Проанализированный нами плагиоклаз – альбит № 3–5, что отвечает по различным Gar + Cpx + Pl + Q геобарометрам [Славинский, 1980; Perkins, Newton, 1981] давлению в 18–23 кбар. Столь низкий процент анортитового компонента в плагиоклазе, возможно, объясняется его деанортитизацией в связи с интенсивно проявленными процессами серицитизации. Поэтому полученная величина давления вряд ли реальна. Учитывая относительно меланократовый характер гнейсов, состав плагиоклаза в них скорее всего отвечает

олигоклаз-андезину или андезину, что соответствует давлению 12–13 кбар [Perkins, Newton, 1981].

Sm-Nd методом [Некрасов, Журавлев, 2000] по валовой пробе и минералам для гранат-клинопироксеновых гнейсов Пекульнейского массива установлены возраст метаморфизма 246 ± 68 млн лет и $\varepsilon_{Nd} = -6{,}4 \pm 0{,}5$), а также модельный возраст протолита 1,67 млн лет. Возраст мафических гранулитов неясен.

Расслоенные ультрамафит-мафитовые породы подразделяются на четыре серии.

Первая из них представлена деформированными шпинелевыми дунитами и верлитами Янранайского массива. Основными парагенезисами дунитов и верлитов этого массива являются

$Ol_{Fo88-92}$ + Cr-Al-$Sp_{Cr/(Cr+Al)=0,34-0,60}$;

$Ol_{Fo86-90}$ + $Cpx_{Mg/(Mg+Fe)=0,95-0,98}$ + Cr-Al-$Sp_{Cr/(Cr+Al)=0,15-0,50}$.

Особенностью их является присутствие в них равновесной пары высокомагнезиальный оливин–малохромистая высокоглиноземистая шпинель. В отличие от параметров равновесия оливин-шпинелевого парагенезиса контрастно расслоенной дунит-верлит-клинопироксенитовой серии Пекульнейского и Криворечен-ского массивов и ультраосновных кумулятов большинства разрезов нижних частей коры островных дуг, в частности, ультраосновных кумулятов комплекса Тонзина, параметры равновесия этой пары наиболее близки параметрам равновесия пары оливин-шпинель в мантийных перидотитах и дунитах, что позволяет рассматривать деформированные дуниты и верлиты Янранайского массива отторженцами наиболее глубинной и высокомагнезиальной части ультраосновных кумулятов в мантии островных дуг, получивших в литературе название кумулятивной мантии [Араи, 1991].

Дунит-верлитовая ассоциацияя Янранайского массива отличается от дунит-верлит-клинопироксенитовой серии Пекульнейского массива более высоким содержанием алюминия, титана и характеризуется определенной зависимостью между магнезиальностью оливина и магнезиальностью породы, указывающей на быстрое падение магнезиальности в расплаве в процессе фракционирования. Подобный тип зависимости прослеживается и в оливин-шпинелевых пироксенитах. Какие-либо данные о возрасте дунит-верлитовой ассоциации Янранайского массива отсутствуют.

Вторая серия представлена контрастно расслоенными дунитами, верлитами и клинопироксенитами Пекульнейского и Криворечен-ского массивов. Серия состоит из ритмов, в нижней части которых локализованы дуниты с тонкими прослоями оливиновых клинопироксенитов, а в верхней – полосчатые верлиты, оливиновые клинопироксениты и клинопироксениты. Кумулятивная фаза в дунитах представлена парой $Ol_{Fo88-90}$ + Cr-$Sp_{Cr/(Cr+Al)=0,50-0,94}$, интеркумулус – высокомагнезиальным и высокохромистым клинопироксеном (Mg/(Mg + Fe) = 0,94÷0,95). В верлит-клинопироксенитовых разностях основным кумулятивным минералом является высокомагнезиальный низкоглиноземистый клинопироксен (Mg/(Mg + Fe) = 0,88÷0,94), минералами интеркумулуса –

$Ol_{Fo88-90}$ + $Cpx_{Mg/(Mg+Fe)=0,90-0,95}$ + $Opx_{Mg/(Mg+Fe)=0,85-0,90}$ + Cr-$Sp_{Cr/(Cr+Al)=0,50-0,94}$.

В отличие от дунит-верлитовой серии Янранайского массива породы данной серии имеют более низкую глиноземистость, титанистость и характеризуются иным типом корреляции между магнезиальностью оливина и хромистостью шпинели. Для пород данной серии характерен также иной тип зависимости между магнезиальностью оливина и магнезиальностью пород, что указывает на слабое изменение состава расплава в процессе фракционирования.

Все разности пород этой серии несут следы статической деформации и рекристаллизации, выражающиеся в присутствии структур распада в кумулятивных клинопироксенах и интенсивной рекристаллизации интеркумулуса и периферических частей кумулятивной фазы. Отмечается также присутствие слабо выраженной деформационной полосчатости в кумулятивных оливинах и локальной деформационной полосчатости в кумулятивных клинопироксенах. Рекристаллизационные процессы подчеркиваются отчетливой тенденцией увеличения магнезиальности пироксенов от ядра к кайме и от крупных зерен к мелким. Аналогичная тенденция проявляется в поведении хромистости шпинелей.

Sm-Nd методом по валовым составам для пород этой серии установлен возраст в 420 ± 15 млн лет и $\varepsilon_{Nd} = +4 \pm 0{,}2$ [Некрасов, Журавлев, 2000].

Оливин-шпинелевые и гранат-шпинелевые пироксениты Пекульнейского массива в качестве главной кумулятивной фазы содержат магнезиально-глиноземистый клинопироксен (до 10 вес.% Al_2O_3). Интеркумулус представлен в оливин-шпинелевых разностях пироксенитов оливином – Mg/(Mg+Fe) = 0,73÷0,86, клинопироксеном – Mg/(Mg + Fe) = 0,80÷0,92, ортопироксеном – Mg/(Mg + Fe) = 0,71÷0,84 и темно-зеленой бедной хромом шпинелью – Cr/(Cr + Al) = 0,03÷0,07, в гранат-шпинелевых разностях – изумрудно-зеленой бесхромистой шпинелью, окаймленной либо полностью замещенной магнезиально-кальциевым гранатом ($Grs_{0,40}Alm_{0,36}Py_{0,20}$). В ассоциации с последним почти всегда отмечается магнезиальная роговая обманка. Градационно сменяющие их гранатовые габбро сложены высокоглиноземистым натровым клинопироксеном (1,00–1,20 вес.% Na_2O), цоизитизированным плагиоклазом и новообразованным магнезиально-кальциевым гранатом ($Grs_{0,41}Alm_{0,37}Py_{0,19}$), локализованным вдоль границ пироксена и плагиоклаза. В этой же позиции фиксируется амфибол.

Перечисленные породы принадлежат к единой высокоглиноземистой серии относительно слабо дифференцированной по магнию (10–25 вес.% MgO) и очень сильно дифференцированной по алюминию (3–30 вес.% Al_2O_3). При сходном с базальтами срединно-океанических хребтов распределении РЗЭ они отличаются от них более низким уровнем содержания тяжелых РЗЭ, более низкими содержаниями Zr и Nb, а также большей степенью обедненности крупноионными литофилами [Некрасов, Ляпунов, 1987].

Эклогитизированные паргаситовые габброиды – пятнисто-полосчатые породы, состоящие из полосчатой плагиоклаз-паргаситовой матрицы и резко выделяющихся на ее фоне многочисленных овальных, линзовидных, реже прихотливых по форме крупнокристаллических обособлений высокоглиноземистого умеренно-натрового клинопироксена (до 12 вес.% Al_2O_3 и 1,3 вес.% Na_2O), и магнезиально-железисто-кальциевого граната ($Py_{0,26}Alm_{0,37}Grs_{0,35}$). Плагиоклаз плагиоклаз-паргаситовой матрицы во всех случаях полностью замещен цоизитом.

Замещение плагиоклаз-паргаситовой матрицы гранатом и клинопироксеном сопровождается частичным плавлением ее, выраженным на ранних стадиях этого процесса появлением маломощных прерывистых оторочек лейкократового существенно плагиоклазового материала вокруг обособлений граната и клинопироксена, а на более поздних – прихотливых по форме пятен и линз плагиоклазовой лейкосомы с "плавающими" в них гранат-клинопироксеновыми обособлениями. Новообразованный плагиоклаз, так же, как и плагиоклаз-паргаситовой матрицы, полностью замещен цоизитом.

При меньшей в целом магнезиальности эклогитизированные паргаситовые габбро, как и породы высокоглиноземистой пироксенитовой серии, характеризуются слабой дифференцированностью по магнию (7–14 вес.% MgO) и значительной дифференцированностью по алюминию (9–23 вес.% Al_2O_3). Паргасит-плагиоклазовая матрица эклогитизированных габбро имеет сходные с высокоглиноземистыми

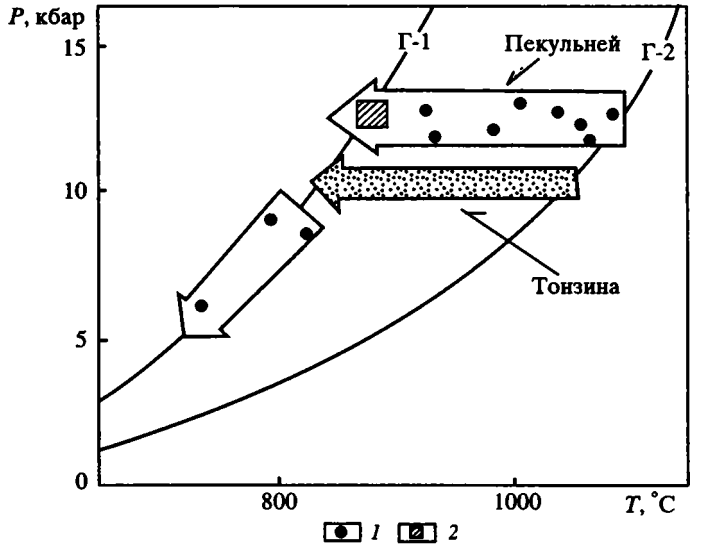


Рис. 3.4.7. *P–T* условия кристаллизации и рекристаллизации ультрамафит-мафитовых пород ультрабазит-метагаббро-гранулитового комплекса южной части хребта Пекульней

1 – параметры кристаллизации и рекристаллизации гранат-шпинелевых пироксенитов и эклогитизированных паргаситовых габбро; *2* – граничные условия метаморфизма мафических гранулитов. Стрелками показаны тренды эволюции *P–T* условий; Г-1 и Г-2 – геотермические градиенты 1 и 2

пироксенитами содержания и форму распределения РЗЭ. РЗЭ гранат-клинопироксеновых обособлений сильно дифференцированы в направлении резкого обогащения тяжелыми элементами и, в целом, обеднения легкими при слабом обогащении La [Некрасов, Ляпунов, 1987]. Аналогичная форма распределения РЗЭ свойственна гранат-пироксеновым породам, полученным в качестве рестита в экспериментах по плавлению базальтов в условиях высокого давления [Rapp et al., 1991].

Sm-Nd методом по изохроне, построенной по валовому составу пород и минералам, возраст гранат-шпинелевых пироксенитов определяется 301 ± 1,4 млн лет и $\varepsilon_{Nd} = +6{,}1$. Изохрона, полученная по валовым составам гранат-шпинелевых пироксенитов и гранатовых габбро, дает для них возраст 293 ± 25 млн лет и $\varepsilon_{Nd} = +6{,}1 \pm 0{,}3$. Возраст и значения ε_{Nd} эклогитизизированных паргаситовых габбро, полученные по изохроне, построенной по валовому составу и минералам, составляет соответственно 292 ± 2,0 млн лет и $\varepsilon_{Nd} = +5{,}9$. Эти данные свидетельствуют о несколько более молодом возрасте последних и о слитности процессов магматической кристаллизации с процессами рекристаллизации [Некрасов, Журавлев, 2000].

Температуры и давления, рассчитанные с применением различных Gar + Cpx и Gar + Opx геотермометров [Славинский, 1980; Ellis, Green, 1979; Wells, 1979] и пироксенового геобарометра [Herzberg, 1978], показывают, что кристаллизация и рекристаллизация эклогитизированных паргаситовых габбро и ариежитов в подошве коры позднепалеозойской континентальной окраины протекали в режиме изобарического охлаждения в интервале температур 1100–700 °С и давлении 12–13 кбар, что соответствует глубинам 36–39 км (рис. 3.4.7). Сравнение полученного тренда *P-T* с трендом комплекса Тонзина и трендами эволюции *P-T*, установленными для различных типов континентальных структур [Bohlen, 1987; Harley, 1989], показывает, что вертикальная аккреция коры островных дуг и континентальных окраин представляет собой процесс магматического наращивания мало-

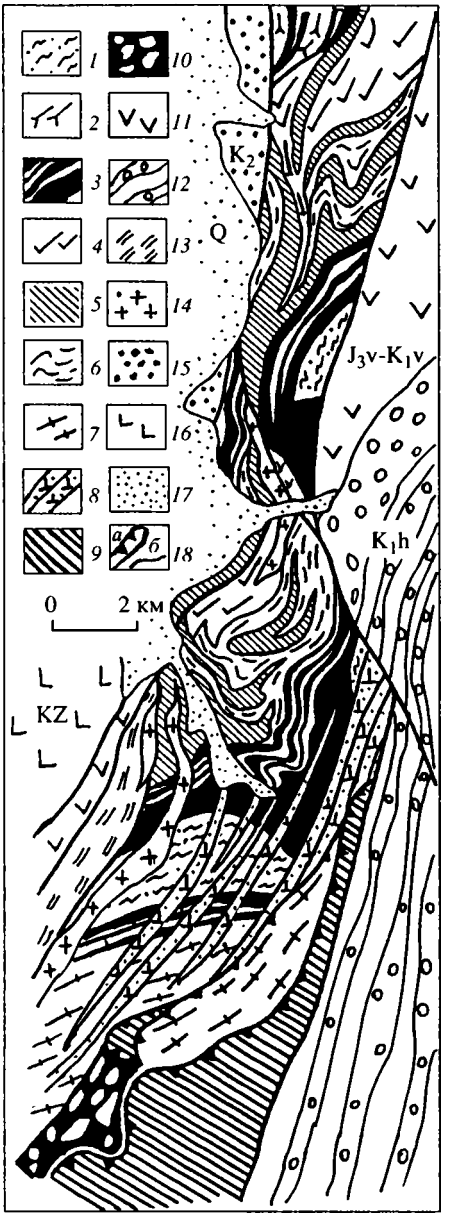


Рис. 3.4.8. Схема строения северной части хребта Пекульней (по: [Некрасов, Сумин, 1987] с добавлениями из: [Жуланова, Перцев, 1988])

1 – графит-гиперстен-биотитовые и амфибол-двупироксеновые сланцы, кордиерит-гранат-гиперстен-биотитовые гнейсы и эндербиты; *2* – мигматизированные амфиболиты; *3* – расслоенные оливиновые габбро-нориты, меланократовые оливиновые габбро и габбро-анортозиты; *4* – расслоенные амфибол-пироксеновые габбро; *5, 6* – реликты метабазитовой кровли (?) расслоенных габбро: *5* – меланократовые массивные и сланцеватые амфибол-двупироксен-плагиоклазовые породы, *6* – гиперстен-плагиогранитные мигматиты и агматиты (зоны анатексиса и мобилизации гиперстен-плагиогранитной лейкосомы); *7* – такситовые плагиограниты и тоналиты позднего палеозоя и раннего мезозоя; *8* – породы дайкового комплекса; *9* – кремнисто-карбонатно-терригенные породы позднего палеозоя–раннего мезозоя (?); *10* – апопикритовый меланж с блоками пикритов, базальтов, кремней и туфо-турбидитов; *11* – вулканогенно-осадочные породы волжского яруса–валанжина; *12* – флишоидная серия готерива; *13* – зона пластического течения в метавулканитах среднего состава; *14* – гранитоиды позднего (?) мезозоя; *15* – угленосная моласса сенона; *16* – вулканиты и терригенные породы кайнозоя; *17* – четвертичные отложения; *18* – разломы и надвиги (*а*), стратиграфические и интрузивные контакты (*б*)

мощной изначально базитовой коры. Как это видно на диаграмме *P-T* (см. рис. 3.4.7), этот процесс осуществляется на фоне погружения подошвы коры и характеризуется на ранних стадиях привносом дополнительного тепла, что вызывает смещение геотермического градиента вправо от его первоначального положения, фиксирующегося, вероятно, *P-T* условиями гранулитов. На поздних стадиях в результате изобарического охлаждения подошвы вновь образованной коры этот градиент смещается обратно в его первоначальное положение.

Менее глубинный фрагмент нижней–средней коры слагает северную часть хребта. Он располагается по отношению к более глубинному в относительном автохтоне (рис. 3.4.8). Внутренняя структура этого фрагмента отвечает асимметричной, сильно сжатой синформе с крутым, запрокинутым восточным крылом, которое срезано комплексом параллельных даек и подошвой аллохтона. Более пологое западное крыло надвинуто на волжско-валанжинские вулканогенно-осадочные комплексы Пекульнейской дуги и прорывающие их граниты раннего мела.

В восточном крыле этой синформы на поверхность выведены расслоенные плагиоклазовые перидотиты и оливиновые габбро, наращивающиеся в направлении ядра синформы тонкополосчатыми оливиновыми габбро-норитами и габбро-анортозитами, которые играют роль маркирующего горизонта. В подошве расслоенных габброидов заключены крупные блоки глубоко метаморфизованных пород, вещественная и метаморфическая полосчатость внутри которых согласуется по

ориентировке с магматической полосчатостью в габбро. Обнажающиеся в этих блоках метаморфические породы представлены толщей метаграувакк, метапилитов и метаморфизованных кислых и основных изверженных пород, превращенных в графит-гиперстен-биотитовые сланцы, гранат-кордиерит-гиперстен-биотитовые гнейсы, амфибол-двупироксеновые сланцы и эндербиты. Последние образуют среди метаосадков и метабазитов секущие пластовые тела и дайки. Граница метаморфических пород и габброидов представляет собой зону высокотемпературных бластомилонитов, в пределах которой габброиды превращены в амфибол-двупироксеновые сланцы, а гнейсы и сланцы – в разнообразные графит-биотитовые и гранат-биотит-графитовые сланцы. Отмечаются также небольшие по размеру секущие тела гиперстеновых диоритов и плагиогранитов.

Западное крыло синформы сложено мигматизированными амфиболитами, амфибол-биотит-гиперстеновыми и амфибол-двупироксеновыми сланцами. На некоторых участках они сменяются к центру синформы расслоенными оливиновыми габбро-норитами и габбро. Ядро синформы имеет очень сложное строение и состоит из амфиболовых габбро и тонко расслоенных оливиновых габбро-норитов и габбро-анортозитов, заключающих внутри себя конформные пластовообразные тела и линзы метаморфизованных и частично расплавленных основных пород. Реститовая часть их представлена мелкозернистым гранобластовым либо таблитчатозернистым агрегатом ортопироксена, клинопироксена, плагиоклаза и крупными порфиробластами амфибола, а лейкосома – гиперстеновыми плагиогранитами. По всем этим характеристикам эти породы совершенно идентичны пластовообразным включениям основных пород, описанным среди габброидов расслоенной серии Фонген-Хиллинген (каледониды Норвегии), где они рассматриваются как фрагменты кровли интрузивной камеры, испытавшей обрушение и погруженной вовнутрь ее [Habekost, Wilson, 1989].

Реститовая часть этих пород характеризуется слабодифференцированными спектрами РЗЭ ($La/Yb_n = 1$), меньшим, в сравнении с базальтами срединно-океанических хребтов, содержанием тяжелых РЗЭ, иттрия, циркония и ниобия, а также несколько обогащенными по отношению к ним стронцием и крупноионными литофилами. Лейкосома отличается более дифференцированными спектрами РЗЭ (La/Yb_n – до 3,5) и меньшим содержанием хрома (20–31 г/т) [Некрасов, Ляпунов, 1987].

Амфиболовые габброиды верхней краевой зоны имеют по сравнению с реститовой частью анатектически переработанных пород более низкий уровень РЗЭ. Они более обеднены легкими элементами ($La/Yb_n = 0,5$) и обеднены цирконием (10 г/т). Габброиды расслоенной серии имеют типичный для этих пород ряд согласующихся спектров РЗЭ, обогащенных в легкой части ($La/Yb_n = 3,6 \div 17$) и характеризуются положительной европиевой аномалией.

Гранат-кордиерит-биотитовые, гранат-гиперстен-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы из блоков метаморфических пород, располагающихся в подошве расслоенной серии характеризуются спектрами РЗЭ внутриплитных пород, а по содержанию Rb, Y и Nb относятся к породам окраинно-континентальных вулканических дуг [Некрасов, Ляпунов, 1987].

Sm-Nd методом по валовым составам и составу клинопикроксена для оливиновых габбро-норитов расслоенной серии получен тренд, позволяющий оценить возраст расслоенных пород в 298 ± 46 млн лет и $\varepsilon_{Nd}(T) = +5,8$ [Некрасов, Журавлев, 2000], что позволяет считать эти габброиды близкими по возрасту и значению ε_{Nd} гранат-шпинелевым пироксенитам и эклогитизированным габбро. Возраст эндербитов, образующих секущие тела в метаосадках и гнейсах определяется Sm-Nd изохроной, построенной по валовому составу и минералам в 161 ± 12 млн лет и $\varepsilon_{Nd}(T) = +4,6 \pm 0,1$. Возраст протолита определяется модельным методом в 810 млн лет.

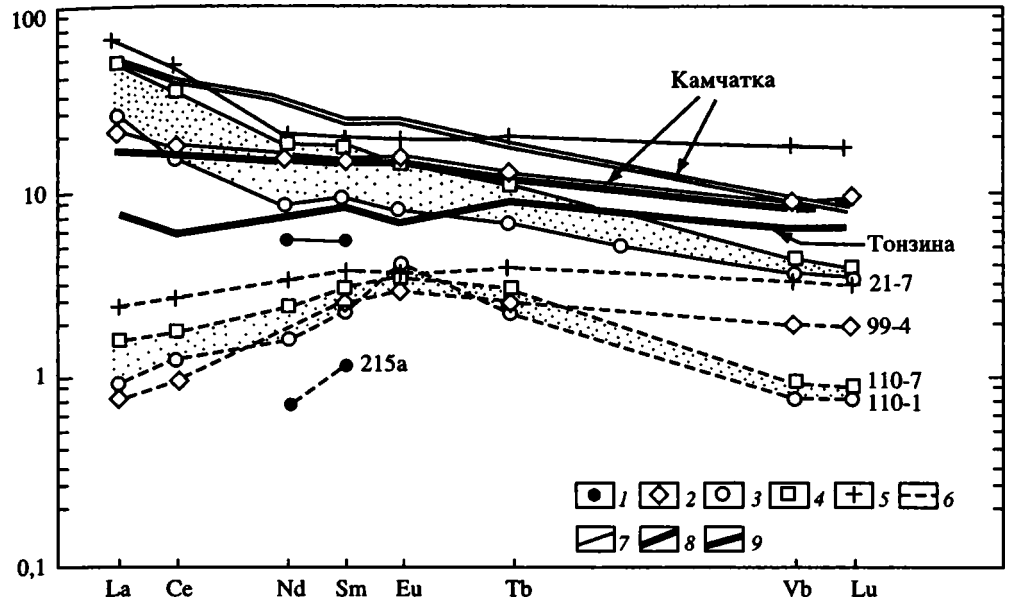


Рис. 3.4.9. Расчет составов родоначальных расплавов для плутонических пород хребта Пекульней по коэффициентам распределения РЗЭ в системе клинопироксен–расплав

1–4 – породы ультрамафитовой серии южной части хребта: *1* – оливиновые клинопироксениты магнезиальной дунит-верлит-клинопироксенитовой серии; *2* – оливин-шпинелевые пироксениты; *3* – гранат-шпинелевые пироксениты; *4* – эклогитизированные паргаситовые габбро; *5* – оливиновые габбро расслоенной габбровой серии северной части хребта (верхнее габбро); *6* – состав РЗЭ в клинопироксенах перечисленных серий; *7* – состав родоначальных расплавов, рассчитанных по коэффициентам распределения; *8* – составы магнезиальных базальтов Камчатки и родоначального расплава дуги Талкетна, рассчитанного по средневзвешенным составам ее вещественных комплексов; *9* – высокоглиноземистые базальты и андезиты Камчатки

Pb-Pb термоизохронным методом возраст цирконов из анатектически переработанных метабазитовых включений в расслоенной серии определяется в интервале 2900–2400 млн лет [Некрасов, Сумин, 1987]. Возраст этих же цирконов, определенный Pb-Pb термоэмиссионным методом, – 2450 млн лет (определения А. Кренора). Дополнительно к этому следует отметить Pb-Pb-термоизохронные возрасты в интервале 1900–2400 млн лет, полученные по ксеногенным цирконам из расслоенной серии [Некрасов, Сумин, 1987].

Приведенные материалы показывают, что обнажающаяся в хребте Пекульней нижняя–средняя кора верхнепалеозойской континентальной окраины неоднородна и состоит из сложно построенного допозднепалеозойского субстрата и инъецированной в него мощнейшей серии расслоенных пород, испытавших фракционирование на двух уровнях.

Первый отвечает зоне раздела кора–мантия и представлен расслоенными ультрамафит-мафитовыми породами аллохтона. Имеющиеся в нашем распоряжении определения содержаний Sm и Nd в кумулятивном клинопироксене из оливиновых клинопироксенитов дунит-верлит-клинопироксенитовой серии и рассчитанные на его основе с помощью опубликованных в литературе коэффициентов распределения РЗЭ в системе клинопироксен–расплав [Соболев и др., 1996] содержания Sm и Nd в исходном расплаве показывают (рис. 3.4.9), что этот расплав близок к родоначальному расплаву дуги Талкетна, рассчитанного по средневзвешенным составам плутонических и вулканических пород всего разреза дуги [De Bari, Sleep, 1991]. Принимая во внимание практически полное сходство ультрамафит-мафитовых

серий хребта Пекульней и этой дуги, проведенные нами расчеты достаточно реальны.

Расчеты исходных составов расплавов для кумулятивного клинопироксена оливин-шпинелевых и гранат-шпинелевых пироксенитов и субсолидусного клинопироксена эклогитизированных паргаситовых габбро показывают, что исходный состав расплава оливин-шпинелевых пироксенитов близок островодужным магнезиальным базальтам Камчатки, а иходные расплавы гранат-шпинелевых пироксенитов и эклогитизированных паргаситовых габбро – составу умеренно-магнезиальных высокоглиноземистых базальтов. Исходные расплавы гранат-шпинелевых пироксенитов и эклогитизированных паргаситовых габбро обнаруживают значительно большую степень дифференциации РЗЭ (La/Yb_n = 6,6÷12,2). Это указывает на существенный вклад в него продуктов плавления субдуцированной океанической коры.

Принадлежность перечисленных серий ультрамафит-мафитовых пород к различным петрохимическим группам и относительно более древний возраст контрастно расслоенных дунитов, верлитов и клинопироксенитов позволяет предположить, что они являются дериватами последовательно меняющегося по составу остаточного расплава.

Второй уровень локализации расслоенных пород приходится на среднекоровый уровень (отсутствие в парагенезисах расслоенных пород граната). Исходный состав расплава для этих пород, рассчитанный по составу клинопироксена из оливиновых габбро-норитов принципиально близок составу расплава, рассчитанного для оливин-шпинелевых пироксенитов (см. рис. 3.4.9).

Полученные результаты и отмеченное выше сходство ультрамафит-мафитовых комплексов Тонзина и хребта Пекульней позволяют считать, что высокоглиноземистые серии, обнажающиеся в пекульнейской нижней–средней позднепалеозойской коре, являются производными остаточного высокоглиноземистого расплава, возникшего в процессе фракционирования родоначальных мантийных базальтовых расплавов в зоне раздела кора–мантия и в дальнейшем испытавшего дополнительное фракционирование на более высоком коровом уровне. Одновременно с этим следует отметить, что в отличие от разрезов Тонзина–Нельчина представленный в разрезах хребта процесс фракционирования расплавов в зоне раздела кора–мантия был длительным и носил поступательный характер. Кроме того, не исключено присутствие двух расплавов, один из которых произошел в результате плавления субдуцированной океанической плиты.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные о плотностных свойствах мафических кумулятов наиболее глубинного (аллохтонного) фрагмента нижней коры (ρ = 3,1÷3,4 г/т) и степень и высокотемпературной деформированности позволяют, как и в случае с комплексом Тонзина, прогнозировать гравитационную неустойчивость этих преобразований в подошве коры и возможное рециклирование их в мантию.

Приведенные материалы позволяют рассматривать вертикальную аккрецию коры островных дуг и активных окраин в основном как процесс магматической аккреции, включающей в себя, с одной стороны, поступление в зону раздела мантия–кора мантийных расплавов, с другой – раслоение коры на "гранитную" и "базальтовую" за счет локализации в подошве ее ультрамафит-мафитовых кумулятов, а в верхней части коры – средних и кислых магматических пород, образовавшихся в процессе фракционирования мантийных расплавов в зоне раздела кора–мантия. В отличие от ультрамафит-мафитовых серий офиолитовых разрезов процесс фракционирования мантийных расплавов в зоне раздела кора–мантия активных окраин протекает на значительно бóльших глубинах, достигающих уровнях высоких ступеней гранулитовой фации. Это, с одной стороны, приводит к

метаморфическому преобразованию и анатексису корового субстрата нижних частей коры и к локализации в нижней части ее гранулитовых реститов, а с другой – к субсолидусной рекристаллизации кристаллизующихся в зоне раздела кора–мантия расслоенных пород, к образованию в них реакционного граната и как следствие – увеличению их плотности. В конечном счете это приводит к гравитационной неустойчивости этих плотных масс в основании коры, отслоению их от остальной части коры и рецикливанию их в мантию.

Ультрабазит-эклогито-гнейсовые комплексы умеренных температур и высокого и сверхвысокого давления

Характерными примерами таких комплесов являются Молданубский комплекс и комплексы Гранулитовых гор Богемского массива, Кабо Ортегаль в варисцидах Иберии, коэситсодержащие комплексы каледонид Западной Норвегии и позднепалеозойско-раннемезозойского пояса Циньлинь-Даби Центрального Китая, алмазкоэситсодержащий комплекс Кокчетавского массива каледонид Казахстана и Марункейский ультрабазит-эклогито-гнейсовый комплекс Полярного Урала. Сюда же можно отнести ультрабазит-эклогито-сланцевый комплекс массива Эскамбрай на Кубе и некоторые варисские ультрабазит-эклогито-гнейсовые комплексы средиземноморской части Альпийского пояса. Комплексы данного типа выведены на поверхность либо в периферических частях коллизионных поясов в форме тектонически расслоенных кристаллических аллохтонов, выжатых в направлении структур обрамления (Молданубский, Даби, Марункейский), либо во внутренней части складчатых поясов в ядрах антиформ, обрамленных нередко породами офиолитовой ассоциации (Эскамбрай, Гранулитовые горы).

В подавляющем большинстве разрезов комплексы данного типа представляют собой отторженцы нижней части коры коллизионных поясов, которая сформирована за счет породных сообществ пассивных, реже активных континентальных окраин. Последние вовлечены в зону субдукции в процессе столкновения континент–континент. В дальнейшем, в заключительную стадии коллизии, они либо надвигаются на комплексы основания и чехла пододвигающейся плиты (механизм формирования аккреционного клина), либо оказываются выжатыми в осевую часть поясов в процессе растяжения гравитационно неустойчивой и увеличенной по мощности коры в результате ее коллапса [Andersen et al., 1991, Hacker et al., 1995; и др.].

Отличительной чертой комплексов данного типа является преобладание в них пара-и ортогнейсов, заключающих в нижней части разрезов тектонические пластины и линзы мантийных перидотитов и эклогитов, а в верхней – пластовые тела и будины коровых эклогитов и гранатовых амфиболитов. В то же время в нижних частях разреза практически во всех из них отмечаются тела высокотемпературных эклогитоподобных пород и эклогитизированных габброидов, принципиально тождественных аналогичным породам высокотемпературных ультрабазит-метагаббро-гранулитовых комплексов. По степени насыщенности высокотемпературными метаинтрузивными породами комплексы данного типа зоны раздела кора–мантия образуют непрерывный ряд. Типичным примером наименее насыщенных высокотемпературными метаинтрузивными породами является коэситсодержащий комплекс Даби Шан. К промежуточным членам ряда относится Молданубский комплекс. Примером же наиболее насыщенных высокотемпературными метаинтрузивными породами может быть назван ультрабазит-метагаббро-эклогито-гнейсовый комплекс Кабо Ортегаль.

Коэситсодержащий ультрабазит-эклогито-гнейсовый комплекс Даби Шан (рис. 3.4.10) обнажается на юго-восточном фланге позднепалеозойско-раннемезо-

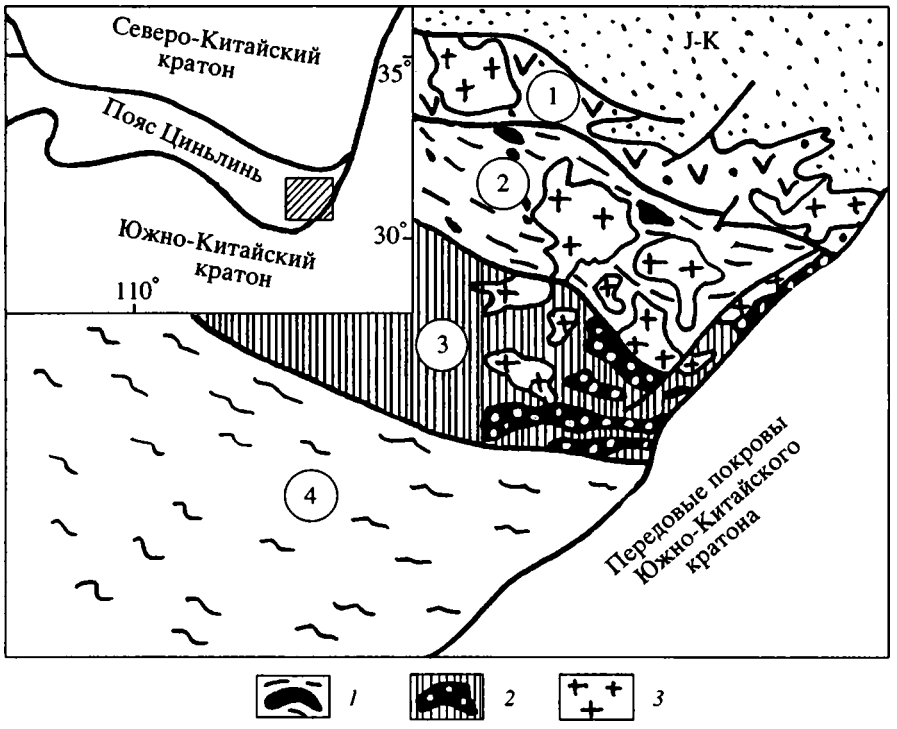


Рис. 3.4.10. Схема строения юго-восточного фланга позднепалеозойско-раннемезозойского пояса Циньлинь–Даби (по: [Cong et al., 1995], с добавлениями)

1 – линзы серпентинитов; *2* – выходы пород сверхвысокого давления (в том числе коэситсодержащих); *3* – граниты

Цифры на схеме: 1, 2 – комплексы палеозойской активной окраины Северо-Китайского кратона; 1 – комплексы задугового бассейна, несогласно перекрытые терригенными осадками юры и мела, 2 – тронд ьемитовые гнейсы, амфиболиты, гранулиты, гранатовые пироксениты и серпентиниты островодужного поднятия; 3 – Центральный коллизионный комплекс – тектонически расслоенные, сложно деформированные и глубоко метаморфизованные (до появления коэсита) породы корового основания и раздела мантия–кора Южно-Китайского кратона; 4 – тектонически расслоенные и метаморфизованные породы основания и чехла Южно-Китайского кратона

зойского пояса Циньлинь (Китай). Комплекс объединяет парагнейсы, эклогиты и подчиненные им ультрабазиты тектонически расслоенного основания и чехла Южно-Китайского кратона, субдуцированного под палеозойскую активную окраину Северо-Китайского кратона в процессе их коллизии. При единодушной оценке геодинамической природы протолита данной ассоциации высокобарических пород и ведущей роли в преобразовании его процессов внутриконтинентальной субдукции механизм вывода этих высокобарических пород в верхние горизонты коры, так же как и механизм вскрытия других подобных комплексов является предметом дискуссии [Cong et al., 1995; Hacker et al., 1995; Maruyama et al., 1994; Mattauer et al., 1985; Okay et al., 1993].

Комплексы высокого давления локализованы в осевой части пояса (Центральная зона Даби). На северо-западе они контактируют с тоналит-трондьемитовыми гнейсами, амфиболитами, основными гранулитами, серпентинитами и гранатовыми пироксенитами группы Цинлинь, которые рассматриваются в качества комплекса палеозойской активной окраины Северо-Китайского кратона. Южным ограничением их является пояс орто-парагнейсов и метавулканитов группы Сьюзн, кото-

рые относятся преимущественно к породам деформированного и метаморфизованного чехла Южно-Китайского кратона.

Центральная зона Даби представляет собой сложно деформированный пакет тектонических пластин, сложенных парагнейсами и сланцами, в той или иной степени насыщенными тектоническими блоками, пластинами и линзами эклогитов и подчиненных им ультрабазитов. По структурной позиции, особенностям строения и степени насыщенности эклогитами эта ассоциация высокометаморфизованных пород делится на два различных комплекса: эклогитовый и комплекс Северных ортогнейсов [Hacker et al., 1995; Okay et al., 1993].

Первый из них, эклогитовый, сложен парагнейсами, сланцами, кварцевыми эклогитами, мраморами с нодулями эклогитов и жадеитовыми кварцитами. В ряде мест отмечаются маломощные линзы ультрабазитов. Кварцевые эклогиты представляют собой продукт метаморфизма базальтов с внутриплитными характеристиками РЗЭ. Протолитом мраморов с нодулями эклогоитов, жадеитовых кварцитов и парагнейсов служили карбонатные, псаммитовые и пелитовые осадки. Исходя из метаморфических парагенезисов в процессе метаморфической эволюции (рис. 3.4.11), выделяется пять стадий [Cong et al., 1995]: 1) доэклогитовая, регистрирующаяся по включениям в порфиробластах граната фенгита и барруазита; содержание алюминия в барруазите определяет давление метаморфизма на этой стадии в 6–8 кбар; 2) коэсит-эклогитовая, знаменующая пик высокобарного метаморфизма и выделяющаяся по присутствию реликтов коэсита в гранате кварцевых эклогитов (P = 27–28 кбар и T = 700 ± 50 °C); 3) кварц-эклогитовая, представленная парагенезисом гранат–омфацит и протекавшая в диапазоне давлений 13–20 кбар и температурах 100–900 °C; 4) симплектитовая, выраженная в появлении симплектитовой ассоциации авгит + плагиоклаз (P = 6÷8 кбар и T = 470÷5700 °C;

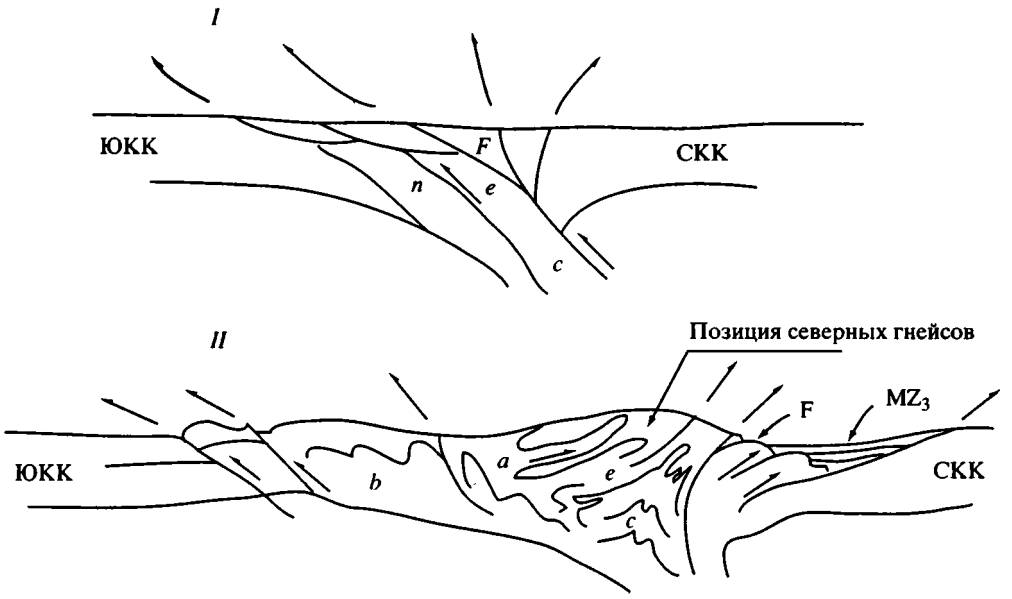


Рис. 3.4.11. Литосферные профили юго-восточного фланга пояса Циньлинь–Даби в интерпретации разных исследователей: [Okay et al., 1993] (*I*) и [Hacker et al., 1995] (*II*)

Буквенные обозначения: СКК – Северо-Китайский кратон; ЮКК – Южно-Китайский кратон; *a* – амфиболиты; *b* – голубные сланцы; *e* – эклогиты; *c* – коэситсодержащие эклогиты; *n* – северные гнейсы; *F* – комплексы задугового бассейна палеозойской активной окраины Северо-Китайского кратона (группа Фозилинь)

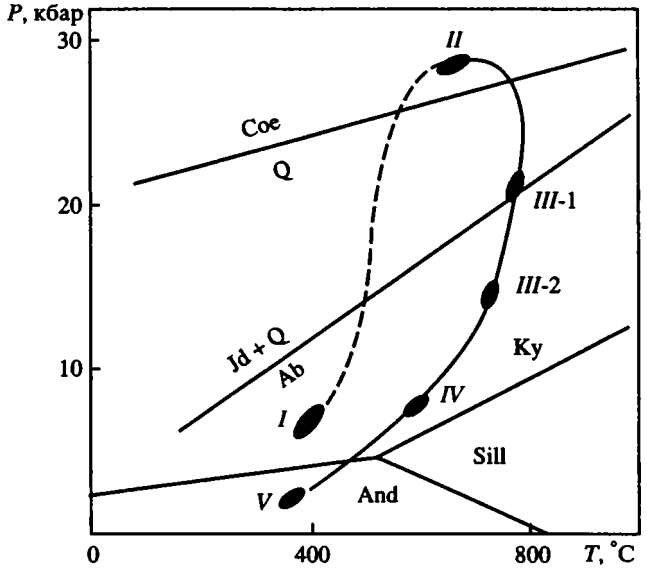


Рис. 3.4.12. *P–T* – параметры метаморфизма пород Центрального коллизионного комплекса [Cong et al., 1995].

I–V – стадии метаморфизма. Буквенные обозначения: Coe – коэсит, Q – кварц, Jd – жадеит, Ab – альбит, Ky – кианит, Sill – силлиманит, And – андалузит

5) постсимплектитовая, связанная с рассланцеванием пород в условиях зеленосланцевой фации.

Эволюционный тренд *P-T* параметров метаморфизма пород эклогитового комплекса (см. рис. 3.4.11) иллюстрирует условия быстрого возрастания давления на пике метаморфизма при незначительном повышении температуры, сменяющийся на спаде метаморфизма условиями изотермальной декомпрессии. Подобный тренд эволюция *P-T* параметров метаморфизма получил в литературе название тренда "по часовой стрелке" в противоположность тренду "против часовой стрелки", который характерен для комплексов высоких температур и умеренного давления [England, Thompson, 1984; Harley, 1989; Thompson, England, 1984] и который был описан нами выше при характеристике комплексов Тонзина и хребта Пекульней.

Второй комплекс, получивший название Северных ортогнейсов [Hacker et al., 1995; Okay et al., 1993], относится по составу и текстурным особенностям к образованиям, процессы метаморфизма в которых сопровождались частичным плавлением. Внутри этого комплекса выделяется рестит с парагенезисом Hbl + Cpx + Bi + Pl + Sph, который слагает отдельные объемы разреза (блоки и пластины), и лейкосома, образованная ассоциацией Q + Pl + Kfs + Hbl + Bi + Rt. Помимо этих двух компонентов, отмечены будины мраморов, основные гранулиты с парагенезисом Gar + Cpx + Pl + Hbl и тела ультрабазитов дунит-лерцолит-гарцбургитового ряда мощностью до 800 м.

Структурная позиция, возраст и условия формирования этих гнейсов не совсем ясны (рис. 3.4.12). Одни исследователи трактуют комплекс гнейсов вместе с комплексом эклогитов как фрагменты различно метаморфизованного основания коры Южно-Китайского кратона, вовлеченного в зону субдукции [Okay et al., 1993], другие – как более молодой метаморфический комплекс, возникший на заключительной стадии формирования коры в условиях декомпрессии и разогрева высокобарических пород в зонах растяжения ее в связи с гравитационным коллапсом [Hacker et al., 1995].

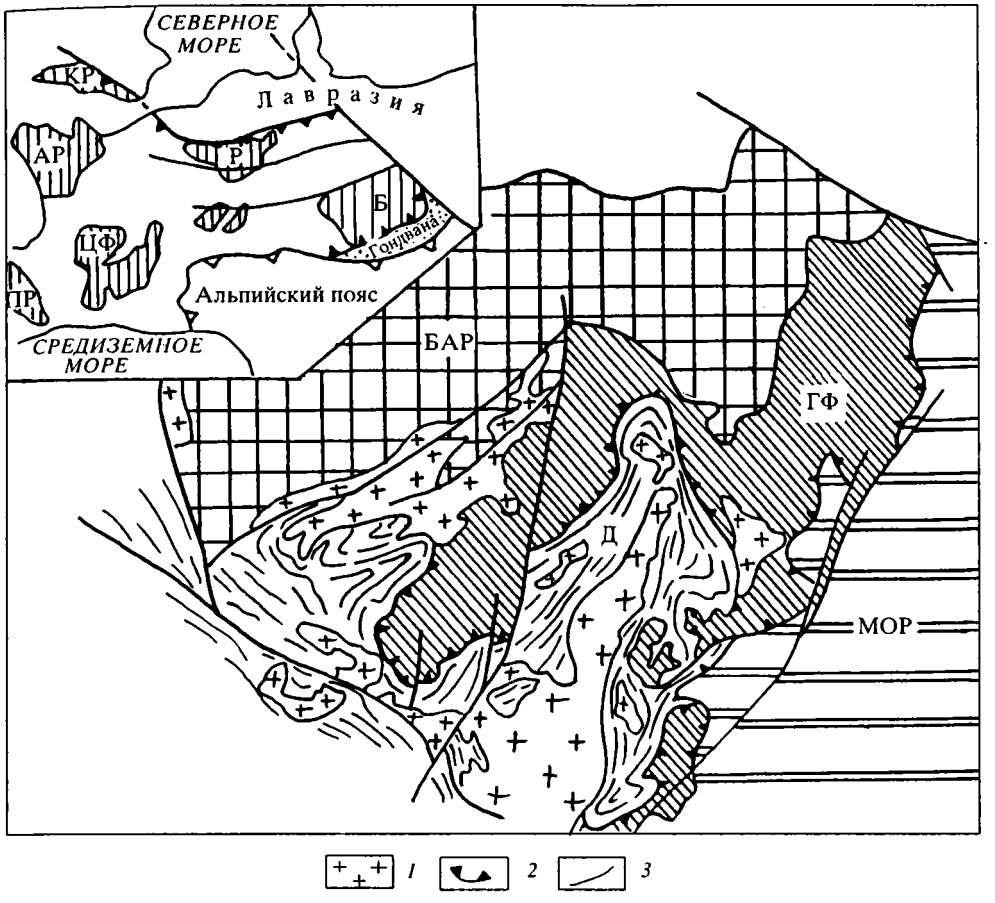


Рис. 3.4.13. Схема строения юго-восточной части Богемского массива, по: [Matte et al., 1990]

Буквенные обозначены на схеме: БАР, МОР – континентальные блоки Барандиен и Моравский; Д, ГФ – Молданубские покровы Дросендорф и Гфохл. Буквенные обозначения на врезке – крупнейшие массивы варисцид Европы: КР – Корнуелл, АР – Арморикапский, ПР – Пиренейский, ЦФ – Центрально-Французский, Р – Рейнский, Б – Богемский

1 – варисские граниты; *2* – надвиги; *3* – разломы. Пояснения см. в тексте

Молданубский ультрабазит-эклогито-гнейсовый комплекс Богемского массива (рис. 3.4.13) входит в состав покровного комплекса того же наименования. Этот покровный комплекс представляет собой один из краевых кристаллических аллохтонов юго-восточного борта варисцид Западной Европы, шарьированный на комплексы пассивной окраины Моравской плиты (фрагмент Гондваны) в процессе коллизии Гондваны и Лавразии. В составе его выделено два покрова.

Нижний, получивший название Дросендорф, сложен лейкократовыми пара-ортогнейсами и эклогитами Монотонной группы, а также кварцитами, мраморами, эклогитами и амфиболитами группы Вариедад. Породы этих групп сформировались за счет метаморфизма пелитовых, в меньшей степени кремнистых и карбонатных осадков пассивной окраины. Верхний покров – Гфохл – в подошвенной части образован тектоническими пластинами и линзами пироповых перидотитов и мантийных магнезиальных эклогитов, заключенных в толщу гранат-пироксеновых и дистен-гранатовых орто- и парагнейсов. В отдельных разрезах на границе перидотитов и вмещающих гнейсов установлены тела гранат-амфибол-двупирок-

сеновых гранулитов, гранатовых амфиболитов и метагаббро. Остальная часть разреза покрова Гфохл сложена пара- и ортогнейсами с редкими пластовыми телами коровых магнезиально-железистых эклогитов.

Приведенные разрезы включают два различных по своему происхождению комплекса. Первый представлен мантийными пироповыми перидотитами, магнезиальными эглогитами и подчиненными им гранатовыми пироксенитами, образующими в перидотитах прослои и линзы мощностью от первых сантиметров до первых метров [Medaris et al., 1995; Fediukova, 1989]. Эклогиты и пироксениты характеризуются тонкой параллельной, реже косослоистой "дельтовой" магматической полосчатостью и представляют собой продукт кристаллизации граната и клинопироксена из щелочных и субщелочных базальтовых расплавов в условиях высокого давления. Основным парагенезисом в пироксенитах является пироп + диопсид ± энстатит–бронзит, в эклогитах – пироповый и пироп-альмандин-гроссуляровый гранат-натровый авгит. Этот первичный парагенезис во всех случаях подвержен ретроградной рекристаллизации, проявившейся в замещении диопсида и натрового авгита симплектитовой ассоциацией бедного натрием клинопироксена и плагиоклаза и в образовании келифитовых кайм и реакционных оторочек вокруг граната [Messiga, Bettini, 1990]. Эти эклогиты получили название ретроградных [Medaris et al., 1995]. *P-T* условия кристаллизации их определяются интервалом давлений 50–18 кбар и интервалом температур 1250–850 °С [Medaris et al., 1995].

Второй комплекс представлен типичной бимодальной метабазит-орто-парагнейсовой серией, широко представленной в Центрально-Французском, Арморикансном и других варисских массивах Западной Европы. Наименее метаморфизованные вариететы ее получили название лептинит-амфиболитовой серии [Pin, Vielzeuf, 1988]. Ортогнейсовая часть серии отвечает по составу ряду тоналит–трондьемит, парагнейсовая образовалась преимущественно по песчаным осадкам [Fiala et al., 1987]. Геохимические и изотопно-геохимические данные по ортогнейсам неоднозначны. По данным [Fiala et al., 1987]), для этих пород характерны умеренно дифференцированные спектры РЗЭ и отсутствие сколько-нибудь заметного деплетирования K и Rb, что позволяет предполагать их коровое происхождение. По данным [Kosler, Farrow, 1994], в ряде районов в них наблюдаются значительное обеднение высокозардными элементами в сравнении с крупноионными литофилами, низкие значения ε_{Sr} и положительные значения ε_{Nd}, из чего следует, что их протолит имеет мантийный источник, подобный базальтам океанических островов.

Метабазитовая часть серии представлена главным образом коровыми эклогитами. Состав их отвечает ряду "базальт океанических островов–обогащенный базальт срединно-океанических хребтов". Основным парагенезисом в них является омфацит+альмандин-пироповый и альмандиновый гранат+рутил. Ретроградные изменения так же, как и в мантийных эклогитах, выражены в замещении омфацита симплектитовой ассоциацией бедного натрием клинопироксена и в образовании реакционных кайм и келифитовых оторочек вокруг граната. По присутствию в гранате реликтовых парагенезисов доэклогитовой стадии (амфибол, натровый авгит, плагиоклаз и клиноцоизит) эклогитовые парагенезисы в данных эклогитах в противоположность мантийным рассматриваются как прогрессивные [Medaris et al., 1995].

P-T условия метаморфизма гнейсов, рассчитанные для Gar-Cpx и Gar-Opx разновидностей ортогнейсов покрова Гфохл, определяются давлением 16–18 кбар и температурой 1000–1100 °С [Carswell, O'Brien, 1993]; *P-T* эклогитов – давлением 18–20 кбар и температурой 750 °С [Medaris et al., 1995].

U-Pb и Sm-Nd методами для этой серии установлен докембрийский возраст протолита и более молодой возраст метаморфизма его, отвечающий времени варисской орогении – 346–360 млн лет [Kröner et al., 1988].

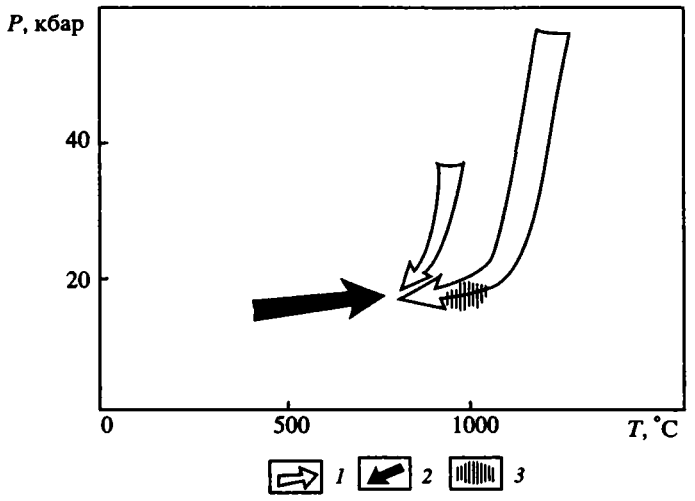


Рис. 3.4.14. *P–T* параметры кристаллизации и рекристаллизации эклогитов и *P–T* условия метаморфизма гранулитов Молданубских покровов, по [Carswell et al., 1993; Medaris et al., 1995]

1, 2 – тренды эволюции *P–T* параметров: *1* – кристаллизации и рекристаллизации мантийных перидотитов и эклогитов, *2* – метаморфизма коровых эклогитов в покровах Гфохл и Дросендорф; *3* – граничные условия метаморфизма в гранат-пироксеновых гранулитах покрова Гфохл

Исходя из этих данных, происхождение протолита можно связывать с режимом окраинно-континентальной вулканической дуги, где периоды сжатия сменялись растяжениями и сдвигами, обеспечивающими внедрение интрузий.

Тренды эволюции метаморфизма мантийных пород, коровых эклогитов и гнейсов (рис. 3.4.14) иллюстрируют для ранних стадий метаморфического процесса эффект сочетания прогрессивного повышения давления и температуры в коровых эклогитах и гнейсах с режимом эволюции параметров *P-T* в мантийных перидотитах и эклогитах, близком к изотермальной декомпрессии. На более поздних стадиях метаморфического процесса наблюдается падение давления во всех трех группах пород в режиме изотермальной декомпрессии, но уже в более низкотемпературных условиях. Эта картина, на наш взгляд, совершенно справедливо объясняется формированием метаморфических парагенезисов гнейсов и коровых эклогитов в основании сдвоенной вследствие коллизионных процессов коры на фоне расслоения литосферы и подъема астеносферы [Medaris et al., 1995]. К этому хотелось бы добавить, что процесс носил, возможно, стадийный характер. В начальную стадию преобладало погружение протолита гнейсов и внедрившихся в него пластовых интрузий базальтов до глубин порядка 60 км, что сопровождалось метаморфизмом этих пород в условиях эклогитовой фации. В заключительную стадию происходили сопряженные во времени и пространстве процессы растяжения коры, подъем астеносферного диапира и "растекания" в сторону от него вещества литосферы.

Комплекс Кабо Ортегаль (рис. 3.4.15) входит в состав Центрально-Иберийской зоны варисцид северо-западной части Испании [Arenas et al., 1991; Julivert et al., 1972; Perez-Estaun et al., 1991]. В строении его участвуют ультрамафиты, гранулиты и породы эклогит-гнейсовой серии [Vogel, 1967]. Эти породы слагают частную синформу, осложняющую общую антиформную структуру Центрально-Иберийской зоны, получившую название антиклинория Олло де Сапо. В ядрах этой структуры вскрыты порфироиды предположительно позднепротерозойско-раннекембрийского возраста, которые на крыльях несогласно перекрыты осадками ордовика и силура.

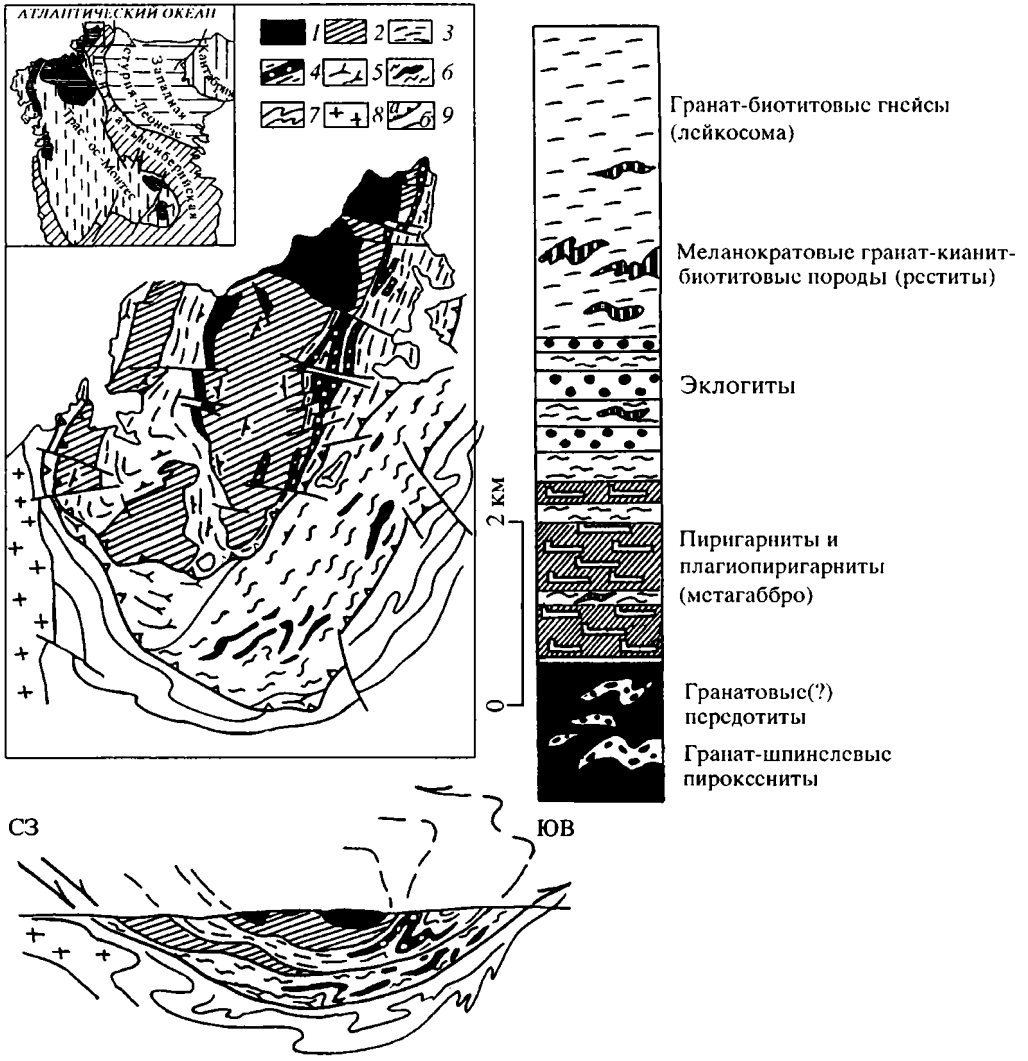


Рис. 3.4.15. Схема строения, разрез и тектоно-стратиграфическая колонка ультрабазит-эклогит-гнейсового комплекса Кабо Ортегаль, по: [Vogel, 1967]

1 – гранатовые (?) перидотиты с пластовыми телами и жилами гранатовых, гранат-шпинелевых пироксенитов и оливиновых габбро; *2* – пиригарниты, плагиопиригарниты и гранатовые амфиболиты (метагаббро); *3* – парагнейсы и частично ортогнейсы; *4* – эклогиты; *5* – амфиболиты; *6* – зеленые сланцы с линзами серпентинитов; *7* – осадки ордовика и силура; *8* – варисские граниты; *9* – надвиги (*а*) и разломы (*б*)

Комплекс Кабо Ортегаль состоит из двух покровов [Vogel, 1967]. Нижний тектонически перекрывает ордовик-силурийские осадки северо-западного крыла антиформы Олло де Сапо. Внутри него распространены преимущественно амфиболиты, зеленые сланцы и серпентиниты, образующие внутри амфиболитов и зеленых сланцев серию протяженных пластообразных тел различной мощности.

Верхний, вероятно, представляет собой срез лежачей покровной складки. Ее ядро сложено мантийными перидотитами с пластообразными телами и дайками

гранатовых и гранат-шпинелевых пироксенитов, а лежачее крыло – сменяющими их вверх по разрезу эклогитоподобными породами (пиригарнитами и плагиопиригарнитами) формации Бакариза, которые надстраиваются, в свою очередь, полосчатой эклогит-парагнейсовой серией (эклогиты, полосчатые гнейсы, гнейсы Чимпара и Кариньо).

Первичный парагенезис эклогитов полосчатой эклогит-парагнейсовой серии – гранат + омфацит + рутил + кварц. Сохранившийся местами внутри метаморфического парагенезиса рисунок офитовой структуры [Vogel, 1967] позволяет считать, что эклогиты представляют собой продукт метаморфизма габбро-диабазов и диабазов, некогда слагавших пластовые тела внутри осадочного протолита гнейсов. *P-T* условия метаморфизма эклогитов определяются давлением 13–15 кбар и температурой 580–670 °С [Arenas, 1991; Kuijper et al., 1985]. Этот метаморфический парагенезис несет следы нескольких этапов деформации и рекристаллизации, наиболее ранний из которых представлен симплектитовым парагенезисом альмандин+бедный натрием клинопироксен±кислый плагиоклаз, позволяющим классифицировать его в качестве парагенезиса гранулитовой фации [Kuijper et al., 1985].

Состав эклогитов отвечает кварцевому толеиту. На основании La/Sm, K/U и характера корреляции K/(Rb-K) они отнесены к континентальным базальтам [Kuijper et al., 1985; Van Calsteren, 1978]. Другие исследователи, опираясь на данные по РЗЭ, относят их к базальтам срединно-океанических хребтов [Bernard-Griffiths et al., 1985]. Принимая во внимание залегание их внутри мощной метаосадочной серии, вывод об их континентальной природе более предпочтителен.

Гнейсы – полосчатые интенсивно деформированные породы. Они состоят из полос, линз и будин меланократовых гранат-биотитовых пород, играющих роль рестита и лейкократовых полос, линз и пятнистых жилообразных обособлений (сложенных кварцем, плагиоклазом и калинатровым полевым шпатом), которые представляют собой лейкократовый мобилизат, сформировавшийся в результате частичного плавления. В качестве реликтовых включений в порфиробластах граната установлен рутил. В реликтовых формах отмечается и кианит. Последний встречается главным образом в меланократовых разностях и всегда окружен оторочкой новообразованных минералов. На этом основании считается, что осадочный протолит полосчатой серии, так же, как и инъецированные в нее пластовые интрузии габброидов и габбро-диабазов, был первоначально метаморфизован в условиях эклогитовой фации [Vogel, 1967].

В пиригарнитах и плагиопиригарнитах формации Бакариза и в других сходных с ней метаморфических образованиях первичным парагенезисом является натровый авгит+гранат+кислый плагиоклаз+кварц+рутил. Постоянно отмечается цоизит и бурый амфибол [Vogel, 1967; Kuijper et al., 1985]. Сходство клинопироксена из этого парагенезиса с клинопироксеном симплектитовых образований, замещающих в эклогитовых парагенезисах омфацит, а также уменьшение в последнем мольной доли жадеита, показывает, что эти две ассоциации отражают переход от эклогитовой фации к гранулитовой. *P-T* параметры этого перехода оценивается интервалом давлений 15–10 кбар и температурным интервалом 700–900 °С [Kuijper et al., 1985]. Эти параметры свидетельствуют, что замещение относительно "холодных" ассоциаций эклогит-парагнейсовой серии происходило с повышением тепла на фоне декомпрессии и сопровождалось реоморфизмом эклогит-парагнейсовой серии и частичным плавлением ее метаосадочной части.

Состав метабазитов формации Бакариза и сходных с ней формаций полностью соответствует составу эклогитов, за исключением лишь несколько большей в сравнении с эклогитами железистости [Kuijper et al., 1985].

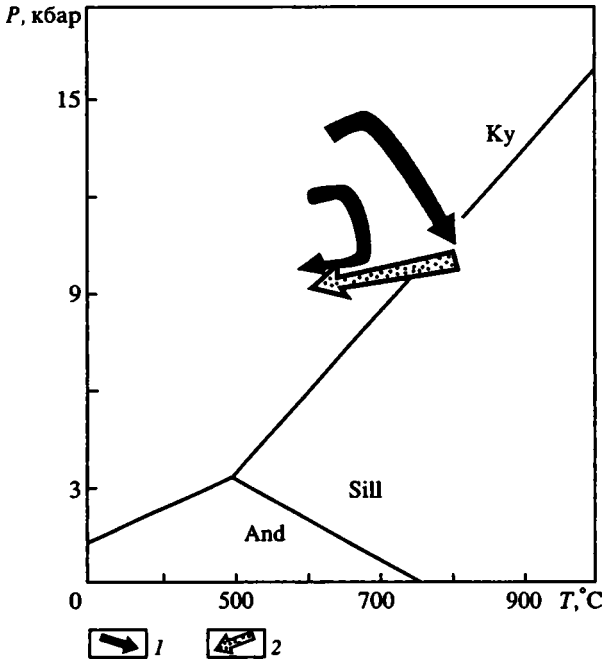


Рис. 3.4.16. Эволюция *P–T* параметров метаморфизма ультрабазит-эклогито-гнейсового комплекса Кабо Ортегаль, по: [Arenas, 1991; Kuijper et al., 1985]

1, 2 – тренды эволюции параметров: *1* – метаморфизма эклогитов из парагнейсовой серии, *2* – кристаллизации и перекристаллизации метагабброидов (пиригарниты и плагиопиригарниты) и гранат-шпинелевых пироксенитов. Буквенные обозначения см. на рис. 3.4.12

Ультрабазиты в разрезе ультрабазит-эклогито-гнейсового комплекса Кабо Ортегаль представлены мантийными шпинелевыми (гранатовыми?) перидотитами со слоями и пластовыми и секущими жилообразными телами оливин-шпинелевых и гранат-шпинелевых пироксенитов. Собственно ультраосновные породы этой ассоциации в значительной степени изменены, и вопрос о принадлежности их к пироповой или шпинелевой фации остается открытым. Присутствие келифитовых кайм вокруг граната, находящегося в равновесии с оливином и пироксенами [Vogel, 1967], и субсолидусная природа граната в гранат-шпинелевых пироксенитах показывает, что эти породы, возможно, были подняты с уровня глубин фации пироповых перидотитов и затем претерпели изобарическое охлаждение в основании 30–35-километровой коры, что вытекает из параметров субсолидусного равновесия клинопироксен+шпинель ± гранат.

Приведенные данные позволяют рассматривать охарактеризованный разрез как фрагмент разреза зоны раздела кора–мантия 30–35-километровой мощности коры. Верхняя часть разреза этого раздела представлена реликтом нижней части коры, первоначальная мощность которой составляла минимум 45 км, нижняя – породами мантийного диапира, насыщенного продуктами кристаллизации мантийных расплавов, а средняя – инрузивной серией основных пород, внедрившихся в зону раздела кора–мантия и низы метаосадочной серии.

Тренды *P-T* условий метаморфизма эклогитов (и метаосадков) и пиригарнитов в сочетании с предполагаемым трендом изобарического остывания базитовых интрузий в зоне раздела кора–мантия (рис. 3.4.16) иллюстрируют быстрое нарастание давления в эклогитах (и метаосадках) на пике их метаморфизма, затем декомпрессию при некотором увеличении температуры и позднее – изобарическое охлаждение пород зоны раздела кора–мантия на уровне глубин 30–35 км.

Как и в разрезах Молданубского комплекса, это свидетельствует о первоначальном погружении больших масс осадочного материала в зону раздела кора–мантия, которое затем сменилось режимом растекания вещества подошвы коры, подъемом мантийного диапира и локализацией в кровле его и в подошве коры больших масс базальтового материала. Этот процесс сопровождался привносом дополнительного тепла в основание коры и вовлечением ее в процессы плавления.

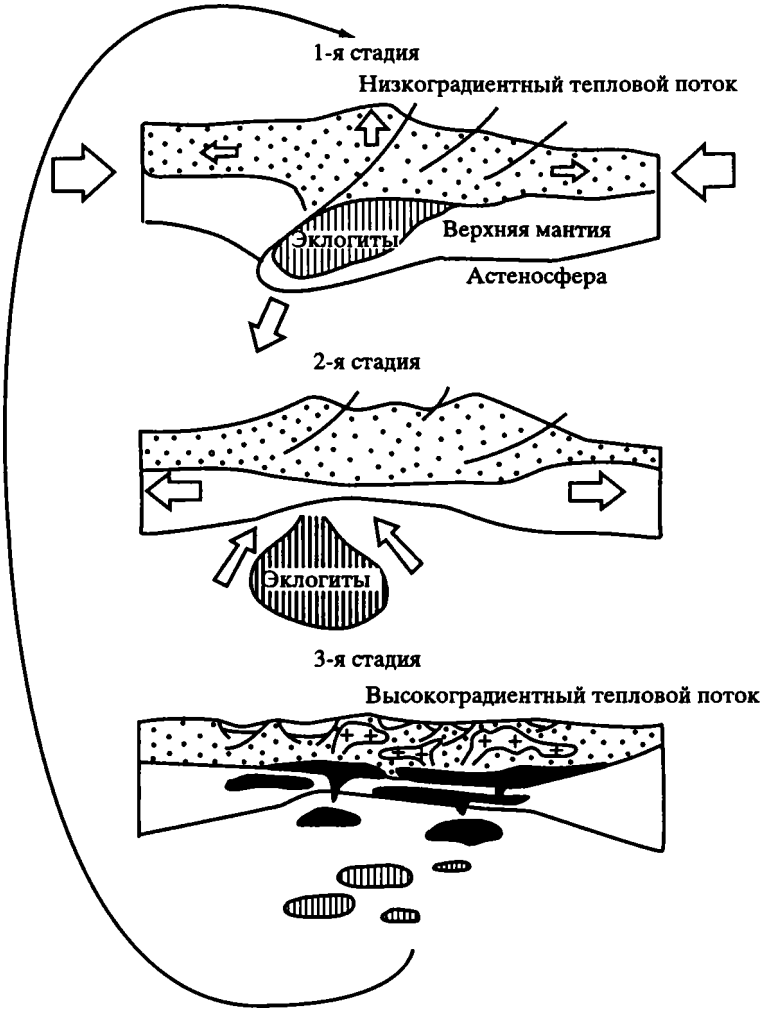


Рис. 3.4.17. Схема эволюции литосферы коллизионных поясов на разной стадии их развития (с использованием материалов: [Andersen et al., 1991; Malavieille et al., 1990; Costa, Rey, 1995]

Черной тонкой стрелкой обозначен многократно повторяющийся цикл эволюции литосферы складчатых поясов, конечным результатом которой является возникновение литосферы кратонного типа

Охарактеризованный ряд ультрабазит-эклогито-гнейсовых комплексов умеренных температур и высокого давления иллюстрирует на уровне раздела кора–мантия стадийность формирования литосферы коллизионных поясов. Эта стадийность согласуется со стадийностью формирования, которая разработана на основе анализа структур коллизионных поясов на верхнекоровом уровне [Malavieille et al., 1990; Costa, Rey, 1995; Andersen et al., 1991].

Ранняя стадия процесса (рис. 3.4.17) отражена в разрезах Центрального коллизионного комплекса Даби Шан и других комплексов подобного типа. Динамика формирования коры на этой стадии характеризуется условиями преобладания внешних сил сжатия над внутренними [Malavieille et al., 1990]. Следствием является сдваивание коры, погружение осадков верхней коры и интрудировавших в них гранитоидов в подошву коры и, вероятно, в мантию. В разрезах Китая (Даби Шан),

Норвегии и Кокчетавского массива это находит подтверждение в совмещении мантийных пород и осадков верхней коры на уровне раздела кора–мантия, а также в их метаморфизме умеренных температур и экстремально высокого давления. *P-T* параметры этого метаморфизма и их эволюционные тренды показывают, что для этой стадии характерны условия низкоградиентного теплового потока.

Следующая стадия, которая может быть восстановлена в разрезах зоны раздела кора–мантия Молданубского комплекса, характеризуется равенством внутренних и внешних тектонических напряжений и, как следствие, – началом растяжения экстремально мощной и гравитационно неустойчивой коллизионной коры. Этот процесс сопровождается подъемом мантийного диапира и растеканием в его кровле пород верхней мантии и эклогитизированных пород нижней коры. Это, возможно, приводит к частичному рециклированию их в мантию. Реальность процессов рециклирования подтверждается экстремально высокой плотностью эклогитизированных пород нижней коры, а также присутствием в мантии под кратонами большого количества эклогитов [Глубинные..., 1974; Mantle..., 1984], часть которых имеет коровое происхождение [Соболев, Соболев, 1980].

Последняя стадия иллюстрируется разрезами комплекса Кабо Ортегаль. Для нее характерно превышение внутренних сил над внешними, что приводит к коллапсу коры, ее утонению, повышению теплового потока, локализации в зоне раздела мантия–кора мощной серии пластовых тел основных пород. В породах нижней–средней коры при этом широко проявлены процессы анатексиса.

Сравнение зоны раздела кора–мантия, представленного в разрезе комплекса Кабо Ортегаль с зоной раздела кора–мантия современной литосферы варисцид Европы [Mengel et al., 1991] и зоной раздела кора–мантия докембрийских кратонов [Глубинные..., 1974, Griffin et al., 1984; и др.] показывает, что они принципиально сходны. В то же время комплекс Кабо Ортегаль и другие подобные ему комплексы занимают в структуре коллизионных поясов ярко выраженное аллохтонное положение. Эти два обстоятельства свидетельствуют, что запечатленный на литосферных профилях (см. рис. 3.4.17) процесс эволюции литосферы складчатых поясов многократно повторяется и имеет циклический характер. По сути дела он представляет собой растянутый во времени и сопоставимый по продолжительности с фанерозоем процесс рециклирования вещества коры в системах нижняя кора–верхняя кора и, вероятно, – верхняя мантия–нижняя кора, что в конечном счете приводит к формированию стабильной литосферы кратонного типа.

В результате анализа изложенного выше материала можно утверждать, что выделенный типовой ряд комплексов зоны раздела кора–мантия представляет собой эволюционный ряд, иллюстрирующий два основных этапа эволюции континентальной литосферы.

Особенности первого этапа заключаются преимущественно в вертикальной магматической аккреции коры в структуре островных дуг и активных окраин и преобразовании ее в двухслойную кору переходного типа. Это происходит в результате аккумуляции в нижней части ее ультрамафит-мафитовых кумулятов и гранулитовых реститов, а в средней и верхней – средних и кислых магматических пород, образовавшихся за счет анатексиса пород нижней коры и фракционирования расплавов в зоне раздела кора–мантия. Сосредоточение в подошве коры ультраосновных кумулятов и реститов, превышающих по плотности и скоростным характеристикам не только породы остальной коры, но и подстилающей мантии, обусловливает гравитационную неустойчивость слоя ультрамафит-мафитовых кумулятов и реститов и позволяет предполагать рециклирование этих пород в мантию. Эти процессы должны увеличивать долю среднекислых пород в новообразо-

ванной коре и способствовать смещению валового состава переходной коры в сторону ее некоторого раскисления.

Особенностью второго этапа является преобладание в процессах эволюции коры фактора тектонической аккреции, сочетающегося с факторами андерплейтинга и рециклирования вещества в системах "нижняя–верхняя кора" и "нижняя кора–мантия". Многократно повторяясь в течение длительного отрезка времени (сопоставимого по длительности с фанерозоем), этот циклический процесс преобразует литосферу складчатых поясов в стабильную литосферу кратонного типа.

Таким образом, можно констатировать: 1) возникший в определенный момент раздел кора–мантия в дальнейшем предопределил характер эволюции корового слоя Земли; 2) взаимодействие мантийной и коровой оболочек является мощнейшим фактором становления кратонизированной коры континентов.

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВЕРТИКАЛЬНОЙ АККРЕЦИИ

Глава 4.1

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ И ИХ РОЛЬ В ПРОЦЕССЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ АККРЕЦИИ

В вертикальной аккреции океанической коры наряду с кардинальными преобразующими ее факторами (магматическими, метаморфическими, структурообразующими) свое место занимают процессы, которые не приводят непосредственно к наращиванию корового слоя, как это происходит, например, в зонах интенсивного вулканизма, включая области формирования океанических плато (см. главу 2.1), но которые при определенных условиях участвуют в подготовке пород к этой перестройке. В этом смысле упомянутые процессы аналогичны тем, которые происходят при формировании осадочного материала и при его начальной вещественной трансформации на континентах и в аккреционных зонах (см. гл. 1.1, 1.2). "Подготовительный" этап характеризуется вещественной трансформацией магматических и осадочных пород (1-й, 2-й и 3-й слои океанической коры) под влиянием вторичных процессов, приводящих прежде всего к перераспределению вещества в самой коре и между океанической корой и океаном, изменяя, в конечном итоге, ее средний валовый состав.

В океане, насколько можно судить по имеющимся на данный момент сведениям, практически все значительные преобразования магматических пород и осадков проходят в осевых зонах спрединга в крупных объемах новообразованной коры, которые находятся над промежуточными магматическими камерами в условиях действия конвективных гидротермальных систем. Но вещественной переработке в этом случае подвержена не сплошь вся кора, а те ее участки, которые проницаемы для воды. Прежде всего это зоны трещиноватости, брекчирования и контактов лавовых потоков, т.е. зоны перемещения больших масс воды, а также микротрещины.

Из-за неравномерности изменения пород молодая кора в отношении ее вещественных трансформаций представляет собой в центрах спрединга пятнистое образование. При перемещении ее за пределы осевых зон дальнейшие изменения пород или прекращаются, или проявляются менее отчетливо, что связано с удаленностью от источника тепла (остыванием коры) и с наращиванием мощности осадочного чехла, экранирующего поступление в кору морской воды, этому явлению посвящен специальный раздел (см. гл. 4.3, 4.4). Только в некоторых случаях, при тектоно-магматической активизации коры, на отдельных ее участках можно предположить возобновление существенных вторичных процессов, т.е. океаническая кора в целом наследует те изменения, которые произошли в ней в центрах спрединга. В результате она должна представлять собой в трехмерном пространстве пятнистое чередование измененных и свежих пород. Именно эти "пятна" измененных

пород в первую очередь вызывают интерес как объект для изучения "подготовительного" этапа, предшествующего вертикальной или латеральной аккреции океанической коры. В то же время объем и особенности распределения "пятен" измененных пород в океанической коре пока не известны.

При существующих еще ограниченных знаниях по этой проблеме целесообразно рассмотреть гидротермально преобразованные в центрах спрединга магматические породы и осадки, которые, в свою очередь, могут быть обнаружены при дальнейшем бурении скважин на океанических плитах. Кстати, нахождение или отсутствие в океанических плитах пород, испытавших интенсивные изменения в гидротермальных условиях, может быть дополнительным критерием проверки спрединговой основы плитовой тектоники.

Благоприятны для формирования конвективных гидротермальных систем [Курносов, 1986; Kurnosov, Murdmaa, 1996] и, соответственно, для вещественной трансформации слагающих их базальтов не только рифтовые долины зон спрединга, но и вторичные структуры океанического дна (подводные вулканические горы и гайоты, асейсмичные хребты, плато и поднятия). Однако имеющиеся данные по вторичным изменениям базальтов относятся только к краевым частям этих вулканических построек. Наиболее значимые для рассматриваемой проблемы участки с максимально гидротермально измененными породами бурением пока не вскрыты. В этом плане интересны данные по структурно-вещественной эволюции палеовулканических построек, атоллов и гайотов [Леонов, 1988; Леонов и др., 2000], которые свидетельствуют о формировании на месте этих структур "зародышей" сиализированного слоя (см. гл. 3.3).

Таким образом, вещественная трансформация на "подготовительном" этапе проходит в разных тектоно-магматических обстановках: в новообразованной океанической коре в центрах спрединга и во вторичных вулканических структурах океанического дна. Далее по пути к конвергентным границам плит эти преобразования пород в основном сохраняются.

В случае последующей субдукции океанической коры большую роль в продуцировании вариаций островодужных расплавов, которые прямо участвуют в вертикальной аккреции земной коры, могут играть гидратированные и в той или иной мере изменившие свой средний валовой химический состав магматические породы, а также осадочный чехол с повышенным содержанием воды и сиалических элементов (в сравнении с подстилающими породами базальтового слоя).

При горизонтальном причленении (латеральная аккреция) к континентам фрагментов океанической (островодужной) коры, включая осадочные комплексы, т.е. при формировании офиолитовых террейнов, могут быть разные варианты дальнейшей ее истории. Она может сохранить уровень изменений "подготовительного" этапа. В этом случае офиолитовые террейны представляют собой идеальные объекты для восстановления эволюции вещественной трансформации океанической коры в истории Земли, соответствующей возрасту офиолитов. Могут пройти и аккреционные и постаккреционные изменения, в том числе изменения при вертикальной аккреции, но уже в пределах континентальной коры или коры переходного типа, некоторые закономерности их проявления нашли отражение в гл. 1.2, 2.3, 3.1. Направленность этих дополнительных преобразований вещественного состава океанической коры, вероятно, должна зависеть и от результатов вещественных преобразований коры, произошедших еще при нахождении ее в структуре океана, однако вопрос этот в настоящее время разработан недостаточно.

Таким образом, для понимания значения в аккреционных процессах "первичных" (спрединговых) вещественных трансформаций океанической коры важно прежде всего знать, какие конкретные вещественные изменения претерпевают породы океанической коры в современных условиях. Точные знания в этой области,

основанные не на косвенных методах или общих умозаключениях, а на прямых наблюдениях, могут в значительной степени усилить достоверность наших представлений о вещественной перестройке океанической коры и ее роли в аккреционных процессах. В данном разделе будут приведены результаты изучения измененных пород океанической коры на примере исследования ключевых объектов, опробованных в скважинах глубоководного бурения с судов "Гломар Челленджер" и "Джоидес Резолюшн".

Вещественная переработка осадочных отложений чехла

Осадки океанических окраин. Постдиагенетические преобразования осадков, в основном расположенных на холодной океанической коре, проявляются относительно слабо, и поэтому влияние этих процессов на общую эволюцию вещества в контексте его масштабной сиализации практически незаметно. Перераспределение химических элементов, если оно происходит, выражается главным образом в изменении их минеральных форм. Общий валовой химический состав осадков остается практически без изменения [Курносов, 1980].

Целесообразно рассмотреть осадки океанических окраин Тихого океана, расположенные в непосредственной близости от зон субдукции, и, соответственно, имеющие наибольшую вероятность быть вовлеченными в процесс плавления коры. В основном это гемипелагические осадки, которые довольно близки между собой по среднему валовому химическому составу. В качестве примеров можно привести средние составы глинистых осадков [Курносов, 1982]: на краю плит, опробованных в скважинах глубоководного бурения в районе Центрально-Американского глубоководного желоба (рейс 67 DSDP); к югу от Калифорнийского залива (рейс 65 DSDP); в районе Японского глубоководного желоба (рейсы 56 и 57 DSDP); в Беринговом море; на гайоте Мейджи (рейс 19 DSDP); в районе Чилийского тройного сочленения (рейс 141 ODP).

Гемипелагические терригенные осадки с возрастом от современных до миоценовых, слагающие осадочный чехол на западной и восточной окраинах Тихого океана вблизи Японского, Центрально-Американского и Чилийского глубоководных желобов, имеют близкий средний валовой химический состав. Вариации средних составов окислов составляют (в вес %) для: SiO_2 – 51,20–57,59; Al_2O_3 – 12,80–14,70; Fe_2O_3 – 3,34–4,00; FeO – 1,30–1,69; MgO – 1,08–2,82; Na_2O – 2,33–3,32; K_2O – 1,58–3,06; P_2O_5 – 0,16–0,20. Содержание кремнезема может быть еще выше. Например, в осадках, опробованных в скв. 888B (рейс 156 ODP) на самом краю океанической плиты в северо-восточной части Тихого океана, концентрация SiO_2 достигает 71,68 вес. % [Чамов, Курносов, 2001]. Вполне очевидно, что этот состав осадочного чехла смещает средний состав океанической коры в направлении к кислым породам, увеличивая в ней средние содержания кремнезема, глинозема и калия и уменьшая концентрации магния и железа.

В то же время пелагические среднемиоценовые глины, вскрытые на краю плиты в рейсе 67 DSDP вблизи Центрально-Американского глубоководного желоба, по сравнению с гемипелагическими глинистыми осадками, содержат немного меньше (в вес. %) SiO_2 (51,08), заметно меньше Al_2O_3 (9,40), почти столько же MgO (2,42), Na_2O (3,69) и K_2O (1,75) и больше – Fe_2O_3 (6,96) и P_2O_5 (0,73). Среднее содержание в них MnO 1,28 вес. % против 0,12 вес. % в гемипелагических осадках. При предполагаемой переплавке фрагмента океанической коры с такими осадками эффект сиализации уменьшится прежде всего из-за несколько пониженных концентраций кремнезема и глинозема и увеличения концентрации в них железа.

Позднемеловые пелагические глины, опробованные на краю плиты около Японского желоба на широте о-ва Хоккайдо в рейсе 56 DSDP, содержат SiO_2 46,82 и Al_2O_3 – 15,37 вес. %, т.е. не отличаются по содержанию этих окислов от базальтов. Содержания в них Fe_2O_3 (7,03 вес. %) и MnO (3,06 вес. %) еще более высокие, чем в пелагических глинах около Центрально-Американского желоба. В то же время концентрации MgO (2,66 вес. %) и K_2O (3,12 вес. %) такие же, как и в гемипелагических осадках, а содержание Na_2O (1,90 вес. %) ниже, чем в гемипелагических осадках (2,33–3,32 вес. %). При попадании таких осадков в условия плавления влияние их на химический состав формирующегося расплава будет еще меньше, не считая роли содержащейся в них воды.

На северной окраине Тихого океана на гайоте Мейджи опробованы гемипелагические современные–среднемиоценовые осадки. Они содержат (в вес. %): SiO_2 – 60,93, Al_2O_3 – 11,83, Fe_2O_3 – 3,88, FeO – 1,83, MgO – 3,06, Na_2O – 3,09, K_2O – 1,89, P_2O_5 – 0,42 и в основном близки по химическому составу гемипелагическим осадкам западной и восточной окраин Тихого океана. Различия заключаются только в более высоких в них концентрациях SiO_2, MgO и особенно P_2O_5. Гемипелагические осадки, имеющие возраст от современного до позднемиоценового и опробованные на всю мощность осадочного чехла в Беринговом море на поднятии Бауэрса, а также в Командорской и Алеутской впадинах, по химическому составу мало чем отличаются от осадков гайота Мейджи.

Таким образом, гемипелагические и пелагические осадки в целом, составляющие осадочный чехол на окраинах Тихого океана, несмотря на отсутствие сколько-нибудь существенной их геохимической трансформации, сами по себе являются важной составляющей океанической коры, которая может оказать заметное влияние на формирование химического состава расплава в том случае, если кора окажется в условиях плавления, например при ее субдукции. Это влияние будет заключаться прежде всего в сиализации суммарного расплава.

Осадки в гидротермально активных зонах спрединга. Следы гидротермального воздействия на осадки, выраженные в появлении новообразованных минералов, и прежде всего смешанослойных со стремлением к упорядочению их кристаллической структуры, таких, например, как корренситоподобные слоистые силикаты или смектит-слюдистые минералы, обнаружены в Калифорнийском заливе, в основании гемипелагических осадков на гайоте Мейджи, на поднятии Бауэрса и в Командорской впадине [Курносов, 1982; Kurnosov et al., 1982b]. Но из-за того, что в этих осадках превалируют терригенные компоненты, появление минеральных новообразований практически не сказывается на валовом химическом составе осадков в целом. Только непосредственно в слоях осадков, где фиксируются эти новообразования, видны некоторые отклонения от среднего химического состава гемипелагических осадков.

В Калифорнийском заливе (рейс 65 DSDP) в основании разреза осадочной толщи в осадках наблюдается пониженное содержание Fe_2O_3 (до 1,93 вес. %) и повышенные концентрации Na_2O (4,04 вес. %) и K_2O (3,44 вес. %). В подошвенных частях "осадочной шляпы" на гайоте Мейджи установлены пониженные содержания SiO_2 (46,20 вес. %) и Na_2O (1,33 вес. %), а также относительно высокие концентрации по сравнению с гемипелагическими осадками (в вес. %): Fe_2O_3 (9,36), MgO (5,27), K_2O (4,86) и P_2O_5 (0,54). В этом случае изменение состава осадка (уменьшение содержания кремнезема и увеличение концентраций железа и магния) условно приближает его по химическому составу к мафической породе. Увеличение в осадке концентрации калия делает его ближе по химическому составу к щелочным базальтам. В то же время роль этого слоя в среднем химическом составе разреза гемипелагических осадков в целом, перекрывающих гайот Мейджи, вряд ли будет заметна.

Наибольший интерес вызывают осадки, измененные и новообразованные непосредственно в центрах спрединга – в обстановках проявления активной подводной гидротермальной деятельности. В настоящее время известны два таких района, в которых осадки опробованы в скважинах глубоководного бурения: Галапагосские гидротермальные холмы (рейсы 54 и 70 DSDP) и Срединная Долина хребта Хуан де Фука (рейсы 139 и 169 ODP).

Галапагосские гидротермальные холмы расположены на молодых толеитовых базальтах с возрастом 0,5–0,9 млн лет в 18–32 км от оси Галапагосского рифта [Курносов, 1982; Kurnosov et al., 1982a]. На холмах высотой до 20 м и более и до 50 м в поперечнике установлен высокий тепловой поток до 23 е.т.п. Площадь гидротермальных холмов, протягивающихся параллельно оси рифта примерно на 27 км, характеризуется интенсивной подводной гидротермальной деятельностью. Холмы в значительной своей части сложены низкотемпературными гидротермальными образованиями, которые представлены в основном нонтронитовыми глинами и марганцевыми (тодорокитовыми) корками с содержанием MnO до 58 вес. %.

Нонтронитовые глины имеют следующий средний химический состав (в вес. %): SiO_2 – 41,68, TiO_2 – 0,03, Al_2O_3 – 0,45, Fe_2O_3 – 22,71, FeO – 0,86, MgO – 3,21, Na_2O – 2,36, K_2O – 2,59, P_2O_5 – 0,26 и потери при прокаливании в среднем около 25% [Курносов, 1982]. В случае, если эти осадки окажутся в условиях плавления, они могут обогатить расплав железом и щелочами, но не "сдвинуть" его в сторону сиализации, так как по содержанию кремнезема нонтронитовые осадки близки толеитовым базальтам, а глинозема в них очень мало. Большое влияние на формирование расплава они могут оказать своей очень высокой гидратированностью.

В рифтовой долине хребта Хуан де Фука, расположенной в Тихом океане к западу от о-ва Ванкувер, несколькими скважинами были пробурены осадки непосредственно в активном гидротермальном поле, т.е. в месте восходящих потоков конвективной гидротермальной системы [Mottl et al., 1994; Fouquet et al., 1998]. На этой площади установлены многочисленные подводные гидротермальные источники с температурой от 184 до 276 °С [Goodfellow, Peter, 1994]. В некоторых скважинах температура составляет 197–208 °С всего лишь на глубине около 19 м от поверхности дна. В настоящее время это пока единственный и в своем роде уникальный район, в котором технологически впервые удалось пробурить глубокие скважины в высокотемпературных подводных условиях.

Вскрыты гемипелагические плейстоценовые осадки мощностью около 450 м и далее до глубины 936 м ниже поверхности дна – их переслаивание с базальтовыми силлами. Осадки и базальты интенсивно преобразованы в высокотемпературных условиях. Температура минералообразования достигает 350–400 °С [Goodfellow, Peter, 1994; Kurnosov et al., 1994].

Разбурены три участка с современной гидротермальной активностью и отмершей гидротермальной системой. В отмершей гидротермальной системе, в ее внутренней наиболее высокотемпературной окремненной части, в осадках установлен следующий комплекс вторичных минералов: кварц + Fe-хлорит + мусковит + рутил + сульфиды. В этой зоне осадки обогащены Si, Fe, Al, Mg, K, Mn и обеднены Ca и Na [Goodfellow, Peter, 1994]. В активной в настоящее время высокотемпературной системе с подводными источниками, имеющими температуру до 276 °С, в гидротермально измененных осадках установлена кварц-вайракит-эпидот-пиритовая ассоциация (температура ее образования 250–316 °С). Эти осадки обогащены Ca, Si, Al и одновременно обеднены Fe, Na и K. В соседней гидротермальной зоне, в которой несколькими скважинами вскрыты гидротермально измененные осадки на 936-метровую мощность, установлена вертикальная зональность в распределении вторичных минералов. Наиболее ее высокотемпературная нижняя часть (в интервале 450–936 м), представляющая собой переслаивание гидротермально измененных

осадков и базальтовых силлов, содержит высокотемпературную (250–350 °С) минеральную ассоциацию: кварц + вайракит + эпидот + хлорит. В этом интервале разреза осадки теряют из породообразующих элементов K и Na с добавлением в них Si, Ca и Al [Goodfellow, Peter, 1994].

Во всех трех случаях осадки при интенсивных гидротермальных изменениях обогащаются кремнием и алюминием (содержания кремнезема и глинозема достигают 67,5 и 15,8 вес. % соответственно) и обедняются натрием (при максимальной потере Na_2O в осадках содержание его составляет всего 0,43 вес. %; в неизмененном осадке средняя концентрация Na_2O – 2,34 вес. %). Остальные элементы ведут себя неоднозначно. В одних из рассмотренных трех случаев они выносятся из осадков, в других, напротив, накапливаются в них. Это относится к Ca, Fe, Na, K и Mg. Таким образом, в условиях интенсивной высокотемпературной гидротермальной проработки осадков наблюдается общая закономерность. Она заключается в том, что средний химический состав осадочного чехла (по крайней мере мощностью почти 950 м), состоящего из алевритовых глин, алевритов и кварц-полевошпатовых песков, меняется прежде всего в сторону увеличения в них содержания кремнезема и глинозема (сиализация) и уменьшения концентрации натрия. В то же время в ряде случаев наряду с сиализацией гидротермально измененных осадков наблюдается одновременно и иная тенденция в их преобразовании. Увеличение концентраций железа и магния и уменьшение содержания щелочей в осадках можно условно отнести к их базификации.

Результаты, которые получены в Срединной Долине хребта Хуан де Фука, можно распространить на многочисленные участки с действующими в настоящее время подводными гидротермальными источниками и отмершими гидротермальными системами в центрах спрединга, в которых также должны находиться интенсивно измененные осадки. Согласно представлениям о спрединге, "пятна" сильно измененных осадков ожидаются в осадочном чехле океанической коры. Частота встречаемости этих "пятен" и места их нахождения эмпирически пока не выявлены.

Очевидно, что гидротермально измененные осадки должны оказывать заметное влияние на формирование расплавов островодужного типа при субдукции океанической коры, а также иметь влияние на формирование коры в других геодинамических обстановках, характерных для континентальных окраин с аккреционной тектоникой. Следует подчеркнуть, что химический состав гидротермально измененных осадков не отражает однозначно тенденцию их сиализации или базификации. Чаще проявлена одновременно и та и другая направленность.

Вещественная переработка пород базальтового слоя океанической коры

Изменения пород базальтового слоя океанической коры в центрах спрединга. Наиболее полно разбурен и опробован базальтовый слой океанической коры в Коста-Риканском рифте. Скв. 504B бурилась в рейсах 69, 70 и 83 DSDP и 111, 137, 140 и 148 ODP. В результате ее глубина составила 2111 м. Скважина вскрыла эффузивную часть базальтового слоя, а также комплекс параллельных даек почти на всю его мощность. Это единственная скважина, в которой опробован весь базальтовый слой океанической коры.

Базальты с возрастом около 6 млн лет, опробованные на южном фланге Коста-Риканского рифта в скв. 504B, изменены в гидротермальных условиях в восходящих горячих растворах [Alt et al., 1983; Alt, Emmerman, 1984; Kurnosov et al., 1983; Курносов, 1986]. Температура преобразования базальтов достигала 300 °С. В настоящее время, несмотря на то что базальты находятся за пределами осевой зоны

спрединга, в них сохраняется относительно высокая температура. На глубине 1350 м от поверхности дна она составляет 165 °С [Anderson et al., 1982].

Наиболее заметные вторичные изменения базальтов, вскрытых скв. 504В, приурочены к зонам дробления и брекчирования. Максимальное количество структурной воды (H_2O^+) в образцах измененных базальтов из этих зон достигает почти 7 вес. %. В то же время чаще встречаются измененные базальты со средним содержанием структурной воды от 3 до 4 вес. %. При этом уровне изменения базальтов они теряют до 15% кремния, до 12% алюминия и примерно столько же железа, до 8% магния, около 24% кальция, до 25% натрия и до 11% фосфора. Калий в этих условиях не обнаружил тенденции в своем поведении ни к выносу из базальтов, ни к привносу в них.

Таким образом, вещественная трансформация базальтов, которая прошла в наиболее распространенной для океанической коры гидротермальной "неокислительной" обстановке в центре спрединга, не подтверждает появившегося в свое время представления о "континентализации" океанической коры в процессе ее вторичных изменений.

По данным: [Pertsev, Boronikhin, 1983; Курносов, 1986], окислительные процессы, проходившие при температуре, достигавшей 30–80 °С, проявились до глубины 270 м от кровли базальтов. Окислительный процесс прошел после перемещения базальтов на фланг конвективной гидротермальной системы с нисходящими потоками морской воды. Он проявился дискретно, прежде всего по трещинам и вокруг них, и был наложен на более ранние высокотемпературные изменения, происходившие в "неокислительных" условиях. В этой зоне развиты селадонит, K-полевой шпат и филлипсит, содержащие высокие концентрации калия. Но и в этом случае говорить о "континентализации" океанической коры, кажется, слишком смело. В общем разрезе океанической коры мощность проявления окислительного процесса мала. Окислительная зона, прослеживающаяся на глубину до 270 м, известна только в скв. 504В. В остальных скважинах, пробуренных в мировом океане, продукты окисления обнаружены на глубине максимум до 120 м. В большистве скважин базальты не имеют признаков окисления. Более того, окисление в базальтах связано с трещинами и везикулами и маломощными гало вокруг них и не затрагивает базальты сплошь. Вторичные минералы – носители калия – занимают небольшой объем среди других вторичных образований зоны окисления.

Для окисленных участков базальтов, занимающих в целом незначительный объем океанической коры, характерно увеличение отношения Fe_2O_3/FeO и возрастание концентраций Rb, Sr, Ba, Fe и K. И, наконец, эти слабые и маломасштабные изменения, сопровождаемые появлением K-содержащих вторичных минералов, не имеют отношения к "континентализации" океанической коры в принятом понимании этого процесса, основной смысл которого заключается в наращивании мощности коры за счет формирования гранитно-метаморфического слоя. Поэтому в данном случае уместнее говорить о некоторых вариациях в химическом составе измененных базальтов, обусловленных проявлением окислительной обстановки в отдельных участках верхней части океанической коры.

Таким образом, "подготовительный" этап, который прошли породы базальтового слоя океанической коры в гидротермальных условиях, характерных для Коста-Риканского рифта (скв. 504В), выразился главным образом в гидратации базальтов и обеднении их петрогенными элементами. В этом случае смещения среднего химического состава базальтов в сторону кислых пород не наблюдается. При плавлении этих базальтов они не могут повлиять на формирование расплава кислого состава; в то же время, оставаясь участниками общего процесса образования островодужных вулканических пород, они могут внести свой вклад в этот процесс.

В Срединной Долине хребта Хуан де Фука базальты сильно изменены в восходящих горячих растворах конвективной гидротермальной системы [Goodfellow, Peter, 1994; Kurnosov et al., 1994]. Базальтовые силлы и базальтовые потоки вскрыты скважинами в рейсах 139 и 169 ODP в интервале 450–936 м ниже поверхности дна [Mottl et al., 1994; Fouquet et al., 1998]. Базальты, как и заключенные между ними осадки, интенсивно изменены в высокотемпературных гидротермальных условиях при температуре 250–350 °С [Goodfellow, Peter, 1994].

В гидротермально измененных базальтах были установлены следующие вторичные минералы: хлориты, корренситоподобный минерал, эпидот, уралит, пренит, кварц, халцедон, альбит, лейкоксен, сфен и сульфиды, отражающие высокотемпературные условия преобразования базальтов [Kurnosov et al., 1994]. Средний химический состав базальтов претерпел еще большие изменения, чем в Коста-Риканском рифте. Как и в скв. 504B, базальты, опробованные в рейсах 139 и 169 ODP и измененные при более высоком уровне (часто встречаемое содержание H_2O^+ около 6–6,5 вес. %), теряют SiO_2 и суммарное Fe примерно по 15%, CaO – 49% и Na_2O – около 60% от содержания этих окислов в свежих базальтах. Если измененные базальты из скв. 504B обеднены также алюминием, магнием и фосфором, то более измененные базальты из Срединной Долины хребта Хуан де Фука, напротив, обогащены этими элементами. Содержание в них Al_2O_3 и MgO возрастает в среднем на 25% (каждый окисел), P_2O_5 – на 46%. Концентрация K_2O в среднем уменьшается на 60–80%, по сравнению со свежими базальтами.

Таким образом, базальты, измененные в условиях высокотемпературных восходящих гидротермальных потоков, подвержены прежде всего гидратации, а также заметному изменению в них концентраций петрогенных элементов. Процесс интенсивного гидротермального изменения базальтов не направлен однозначно на их сиализацию или базификацию. Заметнее проявляется тенденция их базификации за счет уменьшения содержаний SiO_2 и K_2O и увеличения концентрации MgO. В то же время пока нет данных об их распространении в океанической коре за пределами спрединговых зон так же, как и для фрагментов осадочного чехла, претерпевших сильные изменения в тех же самых активных гидротермальных системах. Поэтому в настоящее время пока еще невозможно учесть количественный вклад интенсивно измененных пород в гидротермальных условиях в общую трансформацию среднего состава океанической коры в целом на ее "подготовительном" этапе на пути к возможной вертикальной аккреции.

Преобразования базальтов в структурах внутриплитного вулканизма. По международной программе глубоководного бурения пройдены скважины на гайотах западной части Тихого океана и Гавайско-Императорской цепи, а также на асейсмичных хребтах Индийского и Атлантического океанов – на Восточно-Индийском хребте, поднятиях Броукен и Кергелен, Маскаренском и Малдивском поднятиях, Китовом хребте и поднятии Рио-Гранде. Преобразования опробованных базальтов в этих подводных вулканических горах проходят в относительно низкотемпературных условиях (примерно до 120 °С) в "неокислительной" и окислительной обстановках [Курносов, 1986; Artamonov et al., 1998; Kurnosov et al., 1995; Kurnosov et al., 2001]. Основные зоны изменения связаны с субгоризонтальными контактами лавовых потоков, характеризующимися высокой проницаемостью для морской воды.

На гайотах Императорских гор встречены разнообразные базальты от типичных толеитов до щелочных пород. Проведенная оценка баланса вещества при изменении вулканических пород показала, что толеиты, оливиновые толеиты и переходные разности от щелочных базальтов к гавайитам обедняются кремнием (на 5–10%) и железом (на 3–8%). Толеиты и щелочные базальты теряют около 11–13% кальция. Переходные разности к гавайитам существенно обедняются кальцием (до 40%). Магний теряют как оливиновые базальты, так и переходные разности

(до 5 и 12% соответственно). Около 19% марганца выщелачивается из толеитов и щелочных базальтов. Из переходных разностей пород извлекается около 8% фосфора. Оливиновые толеиты теряют до 30% фосфора и около 15% титана [Курносов, 1986].

При субаэральном выветривании щелочных базальтов из них выносятся кремний (22%), магний (до 80%), кальций (около 70%), а также натрий (до 40%) и титан (около 30%).

Обеднение базальтов гайотов кремнием при их изменении в подводных условиях, а также при субаэральном выветривании можно отнести к базификации пород. Но одновременное уменьшение в них концентраций железа и магния не поддерживает эту тенденцию, если говорить о химическом составе измененных базальтов в целом.

В асейсмичных структурах океанического дна выявлена общая закономерность в перераспределении вещества при гидротермальных изменениях базальтов. Она заключается в различном поведении химических элементов при взаимодействии вода–порода в "неокислительных" и окислительных обстановках.

В "неокислительных" условиях базальты обедняются большинством петрогенных элементов. Например, в измененных базальтах, опробованных в скважинах, пробуренных на плато Кергелен (рейсы 120 и 183 ODP), в среднем потери составляют для кремния около 10%, алюминия – примерно 6%, железа и кальция – по 20%, магния – около 4%, натрия и фосфора – по 13–14% и калия около 80% [Kurnosov et al., 2001]. Эта тенденция изменения базальтов близка выявленной для базальтов гайотов. Она лишь усилена потерей части алюминия и калия.

В базальтах, измененных в окислительной обстановке, напротив, возрастают концентрации железа (на 3%), магния (на 19%), кальция (на 39%), фосфора (на 6%). Кремний и алюминий, так же, как и в "неокислительной" обстановке, базальты теряют и примерно в таких же количествах. То есть при окислительном режиме изменения базальтов отчетливо выражена определенная тенденция изменения их химического состава, которую можно отнести к базификации пород.

Таким образом, изменения базальтов, проходящие в низкотемпературных условиях (до 120 °С) в гайотах и асейсмичных вулканических постройках, не смещают химический состав пород в сторону кислых разностей и в случае их плавления не могут оказать влияния на расплав в этом направлении. Они скорее испытывают тенденцию базификации, судя по обеднению их кремнием. В то же время уменьшение содержаний в измененных базальтах железа и магния как бы смазывают эту тенденцию. Исключение составляют участки базальтов, находящихся в зонах контактов лавовых потоков, измененные в окислительной обстановке. В этом случае черты базификации очевидны – содержания кремния и алюминия в измененных породах уменьшаются, а концентрации железа и магния возрастают. То есть о "континентализации" при изменении океанических базальтов в условиях окислительного режима говорить нет оснований.

Вещественная переработка ультраосновных пород океанической коры

Серпентинизированные гарцбургиты были опробованы в рейсе 103 ODP на востоке Атлантического океана, к северо-востоку от п-ова Иберия [Boillot et al., 1987]. Изученные нами из этого рейса гарцбургиты сильно изменены. Наиболее распространенный вторичный минерал – серпентин (преимущественно хризотил). Распространен кальцит. Как примесь встречены тальк, амфибол, смектиты и гетит. Серпентинизированные гарцбургиты сильно гидратированы. Содержание

структурной воды достигает почти 12 вес. %. Серпентинизация приводит к существенному накоплению в гарцбургите главным образом SiO_2 (содержание увеличивается в 2 раза) и MgO (в 3 раза) и выносу из него значительного количества CaO (его содержание уменьшается в 3–5 раз). Содержание суммарного Fe, а также MnO возрастает при серпентинизации гарцбургита не менее, чем на 40%. В то же время, учитывая, что в серпентинизированных гарцбургитах низкие содержания многих окислов (SiO_2 – около 30–34, Al_2O_3 – 0,43–1,62, K_2O – около 0,10 вес. %), говорить о том, что при плавлении они смогут внести вклад в сиализацию расплава, нет оснований. Напротив, они будут смещать суммарный расплав при переплавке океанической коры в целом в сторону его базификации, так как средние концентрации MgO составляют 28–32 вес. %.

Изученные нами серпентинизированные гарцбургиты и дуниты из скв. 779A (рейс 125 ODP), пробуренной на подводной Конической горе, расположенной на западном краю Марианского желоба [Fryer et al., 1990], по химическому составу близки серпентинизированным гарцбургитам, опробованным в рейсе 103 ODP в Атлантическом океане. Их состав характеризуется высоким содержанием MgO (39,33–41,57 вес. %) и H_2O^+ (13–14 вес. %). Содержание SiO_2 – 33,48–39,51 вес. %. Средние концентрации остальных петрогенных элементов низкие (вес. %): Al_2O_3 – 0,49, Fe_2O_3 – 7,05, FeO – 0,43, CaO – 0,57, Na_2O – 0,09, K_2O – 0,05, P_2O_5 – 0,01.

Серпентинизация ультраосновных пород довольно интенсивно изменяет их первичный химический состав, включая сильную гидратацию пород, что делает этот процесс в целом весьма заметным на "подготовительном" этапе океанической коры к дальнейшей ее переработке, например в условиях субдукции коры.

Таким образом, каждый слой океанической коры имеет свои индивидуальные особенности вещественной трансформации и соответственно обладает различным потенциальным влиянием на ход последующих геологических процессов.

Осадочный чехол. Благодаря первичному химическому составу (относительно высоким концентрациям сиалических элементов и низким содержаниям мафических компонентов) осадочный чехол представляет собой элемент океанической коры, который при ее плавлении может оказать сам по себе (т.е. без вещественных трансформаций осадков) заметное влияние на формирование расплава с кислым трендом.

В условиях наложенной интенсивной высокотемпературной гидротермальной проработки осадочных отложений в центрах спрединга, в них прежде всего увеличиваются содержания кремнезема и глинозема, т.е. этот процесс должен способствовать формированию кислого тренда при плавлении этих осадков. В то же время наряду с явной сиализацией наблюдаются увеличение в измененных осадках концентраций железа и магния и уменьшение в них содержания калия, т.е. некоторая тенденция базификации. Базификация расплава может быть усилена при попадании в зону плавления новообразованных осадков типа нонтронитовых глин Галапагосских гидротермальных холмов с высоким содержанием железа. Но распространение таких осадков в океане, по-видимому, крайне ограниченное.

Кремнистые и карбонатные осадки могут внести существенные коррективы в формирование химического состава расплава при плавлении океанической коры. Влияние осадочного чехла в целом на состав расплава может сильно уменьшиться, если при субдукции океанической коры сдирается осадочный чехол или часть его (формирование из этих осадков аккреционных призм, см. гл. 1.2).

Породы базальтового слоя океанической коры. Эти породы изменены в центрах спрединга в средне-высокотемпературных условиях конвективных гидротермальных систем и в "неокислительной" обстановке. Они формируют в коре так называемые пятна сильно измененных пород, имеют отчетливую тенденцию к перераспределению в них петрогенных элементов. Общая тенденция вещественной

трансформации пород базальтовой коры, измененных в преобладающей "неокислительной" обстановке, заключается в гидратации базальтов и в их обеднении петрогенными элементами, включая кремний и алюминий. При попадании этих базальтов в зону плавления при субдукции океанической коры они не смогут "сдвинуть" расплав в сторону его сиализации.

Непосредственно в высокотемпературных восходящих гидротермах (Срединная Долина хребта Хуан де Фука), т.е. при максимально возможном высоком уровне изменения, в базальтах не проявляется однозначная тенденция, выражающаяся в их сиализации или базификации. Более заметно стремление к базификации благодаря уменьшению содержаний в них SiO_2 и K_2O и увеличению концентрации MgO. В то же время "подготовительный" этап, который проходят базальты в центрах спрединга, несомненно внесет свой вклад (при их субдукции) в общий баланс расплава – материнского для островодужных вулканитов.

Прежние представления о "континентализации" океанической коры в условиях проявления окислительного режима в базальтовом слое не подтверждаются.

Низкотемпературные изменения базальтов, изученные в периферийных частях гайотов и асейсмичных вулканических построек, проходят в различных обстановках – окислительных и "неокислительных". В отличие от срединно-океанических хребтов окислительный режим в них более распространен и затрагивает базальты из зон контактов переслаивающихся лавовых потоков. Базальты, измененные в "неокислительных" условиях, не несут в себе признаков сиализации, так как обедняются кремнием и алюминием, а также калием. В случае же преобразования базальтов в окислительной обстановке в них уменьшаются содержания кремния и алюминия с одновременным возрастанием концентраций магния и железа, т.е. отчетливо проявлен процесс базификации.

Породы третьего слоя океанической коры. Интенсивная вещественная трансформация пород третьего слоя связана с их серпентинизацией и существенной гидратацией. Высокая концентрация в ультраосновных породах магния указывает на то, что при плавлении этих пород средний состав расплава окажется "сдвинутым" в сторону его базификации. Содержание кремнезема в серпентинизированных гарцбургитах недостаточно для того, чтобы говорить о каком-либо влиянии на формирование сиалического расплава.

Проведенный анализ использованных в этом разделе данных позволяет сделать следующие выводы:

1. Вещественный состав "пятен" измененных пород в сочетании с частотой их встречаемости в океанической коре может оказывать влияние на формирование разнообразных расплавов в зонах плавления коры, например определять в конечном итоге известную "пестроту" островодужных пород. Кроме того, формирование разнообразных расплавов может зависеть от того, участвуют ли в этом процессе полные разрезы океанической коры или только их фрагменты (слои). Так как каждый слой океанической коры индивидуален по вещественному составу измененных пород, он обладает различной потенциальной возможностью влиять на результаты последующих процессов.

2. Измененные магматические породы, составляющие разрез океанической коры, потенциально могут оказывать разнообразное влияние на формирование расплава, если они окажутся в зоне плавления, кроме влияния на его сиализацию.

3. Сиализацию расплава в случае попадания океанической коры в зону плавления может обеспечить осадочный чехол, который обогащен сиалическими элементами с одновременно низкими содержаниями мафических компонентов по сравнению с химическим составом пород второго и третьего слоев коры. Гидротермально

измененные осадки в целом не нарушают эту тенденцию, хотя и несколько снижают ее. Но в случаях, когда осадочный чехол "соскабливается" при субдукции океанической коры и сохраняется на поверхности дна в виде аккреционных призм, сиализацию расплава, если она происходит, остается рассматривать как результат его дифференциации в магматической камере.

Глава 4.2

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ВНУТРИПЛИТНЫХ ВУЛКАНИТОВ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ВЕРТИКАЛЬНОЙ АККРЕЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Комплекс геологических и геофизических исследований (ГСЗ, палеомагнитные, теплофизические, геоморфологические, гравиметрические, петролого-геохимические, изотопные и пр.) выявил в ложе современных океанов различные тектоно-магматические структуры: срединно-океанические хребты (СОХ), абиссальные котловины (плиты), асейсмичные хребты, вулканические плато и поднятия проблематичного генезиса на абиссальных плитах. При этом наряду с типично океаническими элементами коры в пределах океанов выявлены структуры с характеристиками, свойственными скорее континентальной коре, такими как повышенная мощность коры, наличие гранитной (гранито-гнейсовой) компоненты в ее составе и т.д. Примерами таких структур являются, в частности, структуры Индийского океана: о-в Мадагаскар, Сейшельская банка и, возможно, плато Кергелен.

Многочисленными петролого-геохимическими исследованиями показано, что базитовые вулканические комплексы океанов не столь однообразны, как это представлялось ранее. Наряду с наиболее распространенными нормальными толеитами СОХ (N-MORB) в океане часто встречаются их обогащенные (E-MORB) и переходные (T-MORB) разности, а также субщелочные и щелочные базальтоиды океанических островов (OIB). Эти геохимические разности базальтов принадлежат к различным петрохимическим сериям, образованы в разных геодинамических условиях и, по существу, формируют тектоно-магматические структуры, образовавшиеся на разных этапах эволюции океанической коры. Структурные элементы океанического дна подразделяются на первичные, сформированные за счет рифтогенеза и последующего спрединга океанической коры, и вторичные (пострифтогенные), возникшие на уже зрелой океанической коре за счет процессов вулканической реактивизации. Различия в составах вулканитов, слагающих тектоно-магматические структуры дна океана, связывают с разной глубиной формирования первичных магматических расплавов в мантии. Допускается смешение расплавов из разных источников.

Большинство исследователей традиционно связывают внутриплитный вулканизм с действием восходящих глубинных мантийных потоков ("mantle plume"), возникающих значительно ниже астеносферы и находящихся длительное время (десятки миллионов лет) на одном месте. Движение литосферной плиты над такого рода неподвижными вертикальными мантийными струями и приводит к формированию линейно-вытянутых внутриплитных поднятий. Впервые эта идея была предложена для объяснения образования Гавайско-Императорской вулканической цепи [Wilson, 1963], а затем стала применятся для объяснения большинства проявлений внутриплитной тектоно-магматической активности, как в океане, так и на континентах.

Образование ряда поднятий на срединно-океанических хребтах также принято связывать с действием глубинных мантийных потоков (Исландия и др.). Наиболее весомыми аргументами данной гипотезы является закономерное изменение возраста пород фундамента вдоль цепи поднятий, а также значительные глубины формирования расплавов, которые являются первичными для этих вулканитов [Соболев, Никогосян, 1994]. Однако применение данной гипотезы для объяснения образования всех внутриплитных поднятий в Мировом океане вызывает ряд вопросов и сомнений, поскольку не все данные по морфологии структур, петрологии и геохимии базальтов, их слагающих, укладываются в ее рамки.

В настоящее время формируется иной подход к петрогенезису, основанный на концепции Ф.А. Летникова [1999] о ведущей роли астеносферных флюидных потоков в формировании литосферы. Это чрезвычайно плодотворный подход, позволяющий рассматривать вулкано-магматические системы, как открытые и долгоживущие, независимо от природы флюидных потоков.

Данный раздел монографии посвящен сравнению петрологии и геохимии вулканитов, слагающих внутриплитные поднятия, расположенные в западной и восточной частях Индийского океана. Объектами исследования в восточной части Индийского океана являются плато Кергелен (в пределах которого расположены острова Кергелен и Херд) и Восточно-Индийский хребет, а в западной его части – Маскаренское плато, банка Чагос и Мальдивский хребет. Чаще всего образование этих поднятий связывают с действием горячих точек Кергелен (восточная провинция) и Реюньон (западная провинция). Помимо вышеназванных поднятий с действием этих горячих точек связывают образование трапповой формации Декана и вулканитов островов Маврикий и Реюньон на западе океана, а на востоке – плато-базальты Раджмахала и вулканиты о-ва Кергелен. Материалом для исследования послужили образцы пород фундамента, полученные при бурении ряда скважин на этих поднятиях в ходе рейсов 26, 115, 120 и 121, проведенных в рамках международной программы глубоководного бурения в океане (DSDP и ODP). Исследованные образцы были отобраны авторами в кернохранилищах ODP в США.

Все химические анализы вещества выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН методами классической "мокрой" химии для основных породообразующих элементов, нейтронно-активационным для редкоземельных элементов (РЗЭ) и рентгено-флюоресцентным (Zr, Y, Nb, Rb, Sr и Ba) методами (аналитик С.М. Ляпунов). Концентрации Cr, Ni, Co, V, Cu, Zn и Pb определялись количественным спектральным анализом (аналитик И.Ю. Лубченко). При построении петрохимических диаграмм содержания породообразующих элементов пересчитывались на безводный остаток и приводились к 100%.

Поднятия западной части Индийского океана

Бурение внутриплитых поднятий западной части Индийского океана проводилось в ходе рейса 115 ODP. Нами изучены образцы базальтов фундамента из четырех скважин, пробуренных на Маскаренском плато (скв. 706 и 707), банке Чагос (скв. 713) и Мальдивском хребте (скв. 715) (рис. 4.2.1).

Маскаренский хребет имеет форму дуги, обрамляющей с востока Маскаренскую котловину, и прилегает своей средней частью к западному флангу Центрально-Индийского хребта. Такая конфигурация хребта вызвана различными направлениями разломов, с которыми связан глыбовый характер структуры хребта и которые контролируют расположение вулканических массивов в его пределах. Профиль хребта асимметричен: восточные склоны круты, западные – пологи.

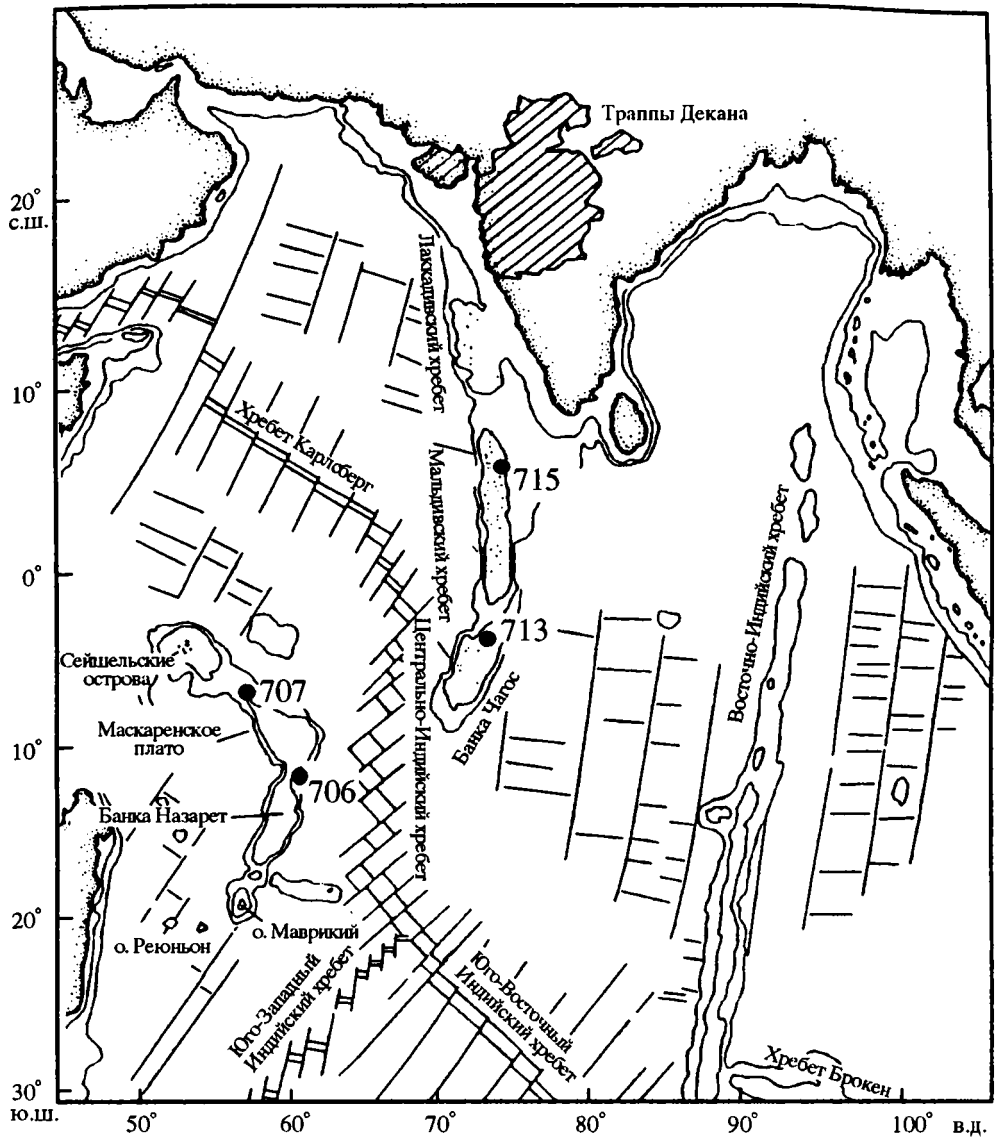


Рис. 4.2.1. Расположение скважин *ODP* на внутриплитных поднятиях в западной части Индийского океана

На северо-западном окончании хребта расположены коралловая Сейшельская банка и группа Сейшельских островов, в южной части хребта – вулканические острова Маврикий и Реюньон.

Мальдивский хребет протягивается в меридиональном направлении на 3000 км от п-ова Индостан на севере до срединно-океанического Центрально-Индийского хребта в южной части. Ширина хребта в основании около 270–360 км. Хребет асимметричен и обладает характерной блоковой морфологией. Вдоль подножия восточного склона протягивается желоб с глубинами более 4500–5000 м. Цоколь хребта разбит рядом поперечных разломов, а на вершинной его поверхности располагаются три группы коралловых островов и рифов: Лаккадивские – на севере,

Мальдивские – в средней части и Чагос – на юге. Мощность коры под хребтом составляет 15–20 км [Удинцев, 1987].

Возраст базальтов, определенный $^{40}Ar/^{39}Ar$ радиометрическим методом, закономерно увеличивается с юга на север от 33 млн лет (скв. 706) до 49 (скв. 713) и 57 млн лет (скв. 715) [Duncan, Hargraves, 1990]. Из этой закономерности выпадают базальты скв. 707, для которых определен возраст 67 млн лет, совпадающий с возрастом траппов Декана (66–68 млн лет) [Courtillot et al., 1988; Duncan, Pyle, 1988]. На о-ве Реюньон вулканизм продолжается и сегодня. Возраст наиболее древних вулканитов на острове около 2 млн лет. Остров Маврикий, расположенный в 170 км к северо-востоку от о-ва Реюньон, сформирован в три стадии вулканической активности: 7–8, 2–3,5 и 0,2–0,7 млн лет.

Характеристика скважин и краткое петрографическое описание базальтов поднятий западной части Индийского океана

Скважина 706С. Скв. 706С (13°06,84' ю.ш., 61°22,26' в.д.), расположенной на востоке Маскаренского плато, у северо-восточной границы банки Назарет, вскрыто 77,4 м базальтов фундамента, представленных пиллоу-лавами, излившимися в субмаринных условиях. Участниками 115-го рейса ODP эта толща на основании литологических и структурных особенностей базальтов разделена на 32 лавовых потока ("lava units") [Beckman et al., 1988]. По химическому составу базальты верхних 30 потоков отличаются от базальтов 31-го и 32-го потоков [Baxter, 1990]. Осадочная толща мощностью 44,3 м сложена известковыми нанофоссилиевыми илами раннеолигоценового возраста. Для известковых фораминиферовых илов с нанофоссилиями, слагающих верхние 4 м толщи, определен плейстоценовый возраст [Beckman et al., 1988]. Нами изучены семь образцов из верхней группы базальтовых потоков (обр. z-60, z-64, z-38, z-59, z-50, z-54 и z-39) и один образец из 31-го потока (обр. z-47).

Лавовые потоки верхней группы сложены неравномерно зернистыми плохо раскристаллизованными афировыми базальтами, состоящими из лейст плагиоклаза, зерен пироксена, черного девитрифицированного стекла и рудной пыли. Структура породы интерсертальная. Базальты нижней группы (обр. z-47) представлены плохо раскристаллизованными плагиофировыми разностями. Вкрапленники плагиоклаза размером от 2 до 5 мм составляют 15–20% объема породы. Основная масса породы обладает витрофировой структурой и сложена лейстами плагиоклаза, ксеноморфными кристаллами пироксена и девитрифицированным стеклом. Базальты обеих групп везикулярны. Размеры везикул колеблются от 0,08 до 1,8 мм, а их количество – от 5 до 20% объема породы. Степень вторичного изменения большинства пород слабая. Вторичные минералы представлены смектитом и гидрослюдой.

Скважина 707С. Толеитовые базальты, вскрытые скв. 707С (07° 32,72' ю.ш., 59°01,01' в.д.) в северо-западной части Маскаренского плато, слагают пять лавовых потоков, излившихся в субаэральных условиях. Мощность вскрытой толщи пород фундамента составляет 67,6 м. Фундамент перекрыт мощной толщей осадков (438,7 м), представленных известковыми аргиллитами, наиболее древние из которых имеют раннепалеоценовый возраст. Верхи толщи (первые 151 м) сложены фораминиферовыми нанофоссилиевыми илами плейстоцен-олигоценового возраста [Beckman et al., 1988]. Нами изучены девять образцов базальтов из 1-го, 3-го, 4-го и 5-го потоков. На основании со-

держаний ряда некогерентных элементов (TiO_2, P_2O_5, Ba, Sr, Zr, Nb и Y) выделены две группы пород, образованные различными типами магм [Baxter, 1990]. Первую группу составляют породы, слагающие с 1-го по 3-й потоки, вторую – 4-й и 5-й потоки.

Верхняя группа пород представлена афировыми (обр. z-78) или редкоплагиофировыми базальтами (обр. z-69). Не полностью раскристаллизованный везикулярный афировый базальт состоит из лейст плагиоклаза, ксеноморфных кристаллов пироксена, рудного минерала и интерстициального стекла. Структура породы интерсертальная. Размеры везикул 2–3 мм, а их количество достигает 20%. Степень вторичного изменения средняя. Развит смектит. Редкопорфировый массивный базальт содержит около 1% вкрапленников плагиоклаза размером до 2–3 мм. Основная масса породы сложена лейстами плагиоклаза, ксеноморфными кристаллами пироксена, рудным минералом и интерстициальным стеклом (3–5%). Структура основной массы интергранулярная до интерсертальной. Порода слабо изменена. Развит смектит.

Нижние потоки сложены плагиофировыми (обр. z-61, z-77, z-68, z-44) или редкоплагиофировыми (обр. z-70, z-49, z-58) базальтами. Количество вкрапленников плагиоклаза колеблется от 1–5 до 15% объема породы у различных типов базальтов, а их размеры – от 0,8 до 4 мм. Основная масса сложена лейстами и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, ксеноморфными кристаллами клинопироксена, отдельными мелкими идиоморфными кристаллами оливина, рудным минералом и интерстициальным стеклом (до 7%). Структура основной массы интергранулярная. Встречаются как массивные (обр. z-49, z-58, z-68), так и везикулярные разности. Размеры везикул колеблются от 0,05 до 5 мм, а их количество – от 1 до 5% объема породы. Породы слабо изменены. Вторичные минералы представлены смектитом.

Скважина 713А. Скв. 713А (04°11,58' ю.ш., 73°23,65' в.д.), пробуренной на северной границе банки Чагос, вскрыто 84,7 м базальтов, излившихся в субмаринных условиях. Вся толща подразделена на 35 лавовых потоков. Базальты перекрыты толщей нанофоссилиевых мелоподобных известняков и вулканических пеплов, мощностью 155 м. Возраст наиболее древних осадков – средний эоцен. Верхние 31 м осадков представлены фораминиферовыми нанофоссилиевыми илами плейстоцен-позднемиоценового возраста [Beckman et al., 1988]. Нами были изучены 13 образцов вдоль всего разреза пород фундамента. Бакстером [Baxter, 1990] были выделены две группы потоков: верхняя группа (потоки 1–5) состоит из слегка обогащенных базальтов, близких по составу к нижней группе лав из скв. 707С; нижняя группа (потоки 6–35) сложены базальтами, обладающими более деплетированными составами, близкими к MORB.

Базальты скважины микропорфировые или порфировые с преобладанием плагиоклаза во вкрапленниках. В некоторых образцах во вкрапленниках присутствует клинопироксен (z-55, z-48, z-56, z-37, z-65, z-71, z-75). Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, зернами клинопироксена, единичными зернами оливина, рудной пылью и девитрифицированным стеклом. Структура основной массы интерстициальная и гиалопилитовая. Степень вторичного изменения базальтов слабая. Среди вторичных минералов преобладает смектит.

Скважина 715А. Скв. 715А (05°04,89' с.ш., 73°49,88' в.д.) расположена на восточной границе Мальдивского хребта. Базальты фундамента (мощность толщи 76,6 м), вскрытые скважиной, слагают 21 лавовый поток, излияния которых проходили в субаэральных условиях. Наиболее древние осадки, вскрытые скважиной, представлены мелководными (рифовыми) известняками, раннеэоценового возраста. Верхи осадочной толщи (104,6 м) сложены глинистыми фораминифero-

выми нанофоссилиевыми илами и мелоподобными известняками позднеплейстоцен-раннемиоценового возраста. Общая мощность осадочной толщи составляет 211,3 м [Beckman et al., 1988]. Мы исследовали 13 образцов из базальтовых потоков: 7, 9, 10, 12, 13, 16, 19, 20, 21.

Большая часть базальтов представлена массивными оливин-порфировыми разностями с небольшим количеством вулканического стекла. Иногда наряду с оливином во вкрапленниках присутствует плагиоклаз (до 1% объема породы) (обр. z-43, z-45). Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, зернами клинопироксена, оливина, рудного минерала. Структура основной массы большинства образцов интергранулярная. Встречаются также афировые разности (обр. z-79, z-72, z-76). Степень вторичного изменения большинства образцов слабая. Среди вторичных минералов преобладает смектит.

Геохимическая характеристика базальтов поднятий западной части Индийского океана

Химические составы базальтов из скв. 706C, 707C, 713A и 715A приведены в табл. 4.2.1. На диаграмме ($Na_2O + K_2O$)–SiO_2 (рис. 4.2.2) большинство фигуративных точек составов базальтов из рассматриваемых скважин попадают в поле составов толеитовой серии. В поле составов щелочной серии попадают лишь базальты верхних потоков скв. 706C и некоторые образцы из скв. 715A, для базальтов которой наблюдается значительный разброс в содержаниях щелочей. Базальты скв. 707C, 713A и отдельные образцы из скв. 715A близки по сумме щелочей и

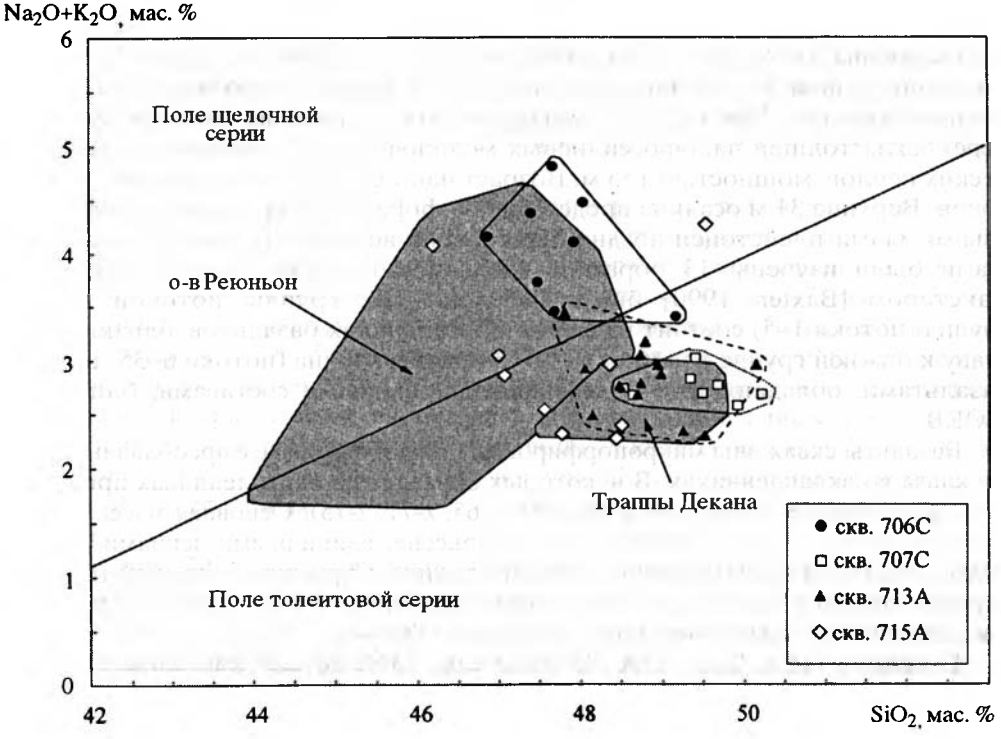


Рис. 4.2.2. Диаграмма ($Na_2O + K_2O$)–SiO_2 [Macdonald, 1968] для базальтов из скважин на Маскаренском плато, банке Чагос и Мальдивском хребте. Приведены также поля составов базальтов о-ва Реюньон [Fisk et al., 1988] и траппов Декана [Lightfoot, Hawkesworth, 1988]

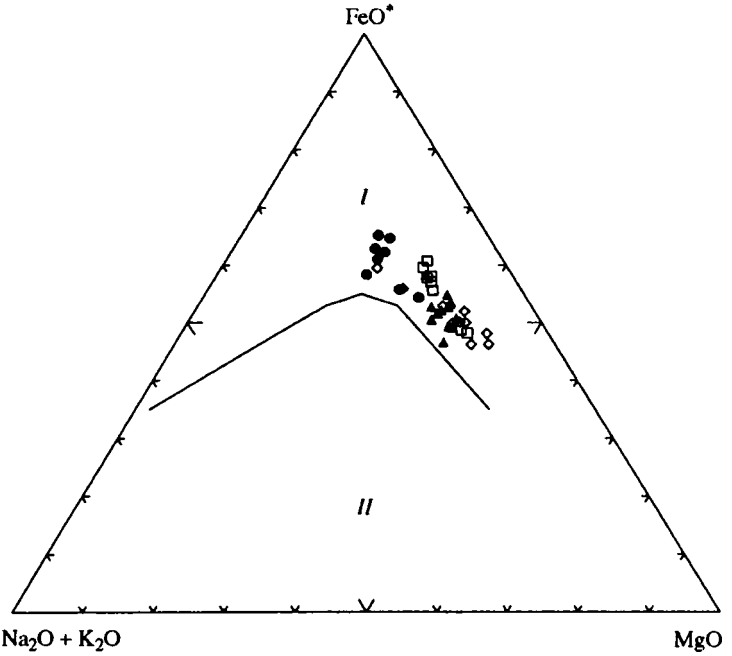


Рис. 4.2.3. Диаграмма *AFM* [Irvine, Baragar, 1971] для базальтов из скважин на Маскаренском плато, банке Чагос и Мальдивском хребте

I – поле толеитовой серии; *II* – поле известково-щелочной серии

Условные обозначения см. на рис. 4.2.2

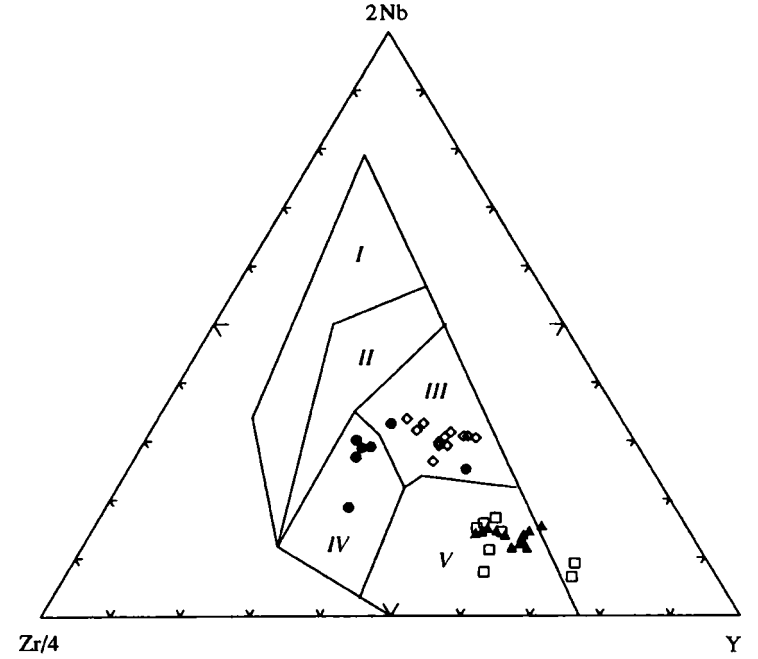


Рис. 4.2.4. Диаграмма Zr–Nb–Y [Meschede, 1986] для базальтов из скважин на Маскаренском плато, банке Чагос и Мальдивском хребте

I, II – поля внутриплитных щелочных базальтов; *II, IV* – поля внутриплитных толеитов; *III* – поле E-MORB; *IV, V* – поля базальтов вулканических дуг; *V* – поле N-MORB

Условные обозначения см. на рис. 4.2.2

Таблица 4.2.1

Содержание главных породообразующих (в мас. %), редких и редкоземельных (в г/т) элементов в базальтах Маскаренского плато (скв. 706С, 707С), банки Чагос (скв. 713А) и Мальдивского хребта (скв. 715А) (Индийский океан)*

Скважина	706C	706C	706C	706C	706C	706C	706C
Керн, секция	3R-2	4R-2	5R-1	5R-1	5R-3	6R-1	8R-2
Интервал, см	23–23	111–113	38–40	113–115	69–71	38–40	26–28
Кусок	3	15	2C	10	9	2	1C
Глубина в скв., м	55,61	66,21	73,58	74,33	76,89	83,28	104,06
Поток (Unit)	12	12	13	14	19	20	28
Лабораторный номер	z-60	z-64	z-38	z-59	z-50	z-54	z-39
SiO_2	45,64	45,65	45,15	45,91	45,58	45,99	46,10
TiO_2	3,44	3,77	2,94	3,27	3,43	3,82	2,51
Al_2O_3	11,65	11,50	12,20	12,55	10,77	11,19	13,43
Fe_2O_3	9,02	7,72	8,75	5,74	8,48	8,42	7,39
FeO	7,33	8,05	7,62	7,62	8,77	7,18	6,54
MnO	0,18	0,19	0,15	0,18	0,18	0,16	0,10
MgO	4,90	4,89	5,38	7,14	4,84	5,13	4,74
CaO	9,53	10,27	9,80	10,32	8,83	9,15	10,89
Na_2O	3,04	2,89	2,98	3,04	2,79	3,04	3,40
K_2O	1,17	0,41	1,02	0,56	1,11	1,24	1,25
P_2O_5	0,38	0,38	0,34	0,35	0,32	0,41	0,36
H_2O^+	1,36	1,29	0,85	0,78	2,12	1,90	0,65
H_2O^-	2,08	2,54	1,93	2,39	2,65	1,87	1,88
CO_2	–	–	–	–	–	–	–
Остаток		0,37	0,36	0,44		0,66	0,28
Сумма	99,72	99,92	99,47	100,29	99,87	100,16	99,52
La	23	21	16	20	19	22	21
Ce	53	49	39	40	45	45	44
Sm	7,8	8,0	7,4	7,3	7,7	8,0	8,3
Eu	2,5	2,7	2,0	2,5	2,5	2,6	2,1
Tb	1,2	1,5	1,1	1,5	1,6	1,5	1,2
Yb	2,4	3,5	3,0	3,4	3,2	3,6	4,0
Lu	0,38	0,49	0,43	0,48	0,41	0,50	0,57
Sc	36	37	37	40	49	3,8	38
Cr	29	26	41	35	29	26	82
Ni	58	67	63	64	57	48	74
Co	42	57	55	60	67	48	46
V	410	340	335	300	445	377	350
Cu	105	132	91	125	112	125	86
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Zn	160	127	94	125	160	120	94
Y	44	43	36	41	40	44	43
Nb	19	21	18	11	20	20	19
Rb	30	2,2	23	2	20	29	35
Sr	260	160	260	270	190	240	250
Zr	230	170	190	220	210	220	200
Ba	60	72	72	69	64	80	85

концентрациям кремнезема к траппам Декана [Lightfoot, Hawkesworth, 1988]. Некоторое сходство в значениях щелочности наблюдается между вулканитами верхних потоков скв. 706С, некоторыми образцами из скв. 715А и базальтами о-ва Реюньон [Fisk et al., 1988].

706C 9R-1 72–74 8 112,72 31 z-47	707C 22R-2 49–51 3A 377,59 1 z-78	707C 23R-1 98–100 1N 386,28 3 z-69	707C 25R-1 108–110 1H 405,58 4 z-70	707C 26R-3 71–73 1H 418,01 4 z-49	707C 26R-7 46–48 1E 423,76 4 z-61	707C 27R-6 29–31 2A 431,69 4 z-77	707C 27R-7 32–34 5 433,22 4 z-68
47,60	46,62	47,49	47,68	48,59	47,76	47,74	47,91
1,27	1,04	0,80	1,75	1,76	1,67	1,60	1,72
16,56	14,15	13,78	13,86	13,77	13,12	14,80	13,13
5,44	6,72	5,68	5,81	4,48	5,93	4,25	5,16
5,68	5,36	5,23	6,43	8,18	9,34	8,69	8,26
0,12	0,07	0,10	0,14	0,16	0,20	0,20	0,18
5,10	9,21	8,67	6,66	6,59	6,85	6,47	6,15
11,65	8,30	10,91	10,88	10,91	10,54	11,81	11,58
2,57	2,56	2,25	2,48	2,43	2,43	2,51	2,40
0,72	0,28	0,20	0,17	0,16	0,20	0,18	0,20
0,09	0,04	0,01	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11
1,50	1,16	1,46	1,15	0,90	0,75	0,39	0,90
1,32	3,59	2,86	2,31	1,87	1,52	1,27	1,58
–	–	–	–	–	–	–	–
0,46	0,76	0,43	0,37	0,35			0,37
100,08	99,86	99,87	99,80	99,86	100,42	100,03	99,65
5,5	0,96	0,69	4,7	4,3	4,4	4,4	4,2
10	3,4	1,8	10	10	10	10	10
2,7	1,6	1,3	3,6	3,2	3,1	3,2	3,1
0,96	0,62	0,52	1,3	1,1	1,1	1,2	1,2
0,59	0,5	0,46	0,88	0,79	0,83	0,93	0,80
2,1	1,7	2,2	3,5	3,3	3,4	3,6	3,4
0,32	0,26	0,36	0,52	0,48	0,53	0,56	0,53
39	55	54	55	52	51	52	53
31	65	205	76	86	89	74	78
60	92	117	80	85	83	78	73
35	52	48	42	53	50	45	43
245	358	250	360	490	407	327	335
132	230	155	220	330	300	280	220
< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
50	78	65	76	86	105	87	75
20	22	16	29	32	31	33	32
5,2	< 1	< 1	4,3	4,4	4,4	4,7	3,1
12	1,0	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
150	47	51	73	93	89	96	98
44	25	17	54	70	64	68	66
35	< 10	< 10	< 10	17	23	21	19

На диаграмме AFM (рис. 4.2.3) точки составов базальтов из всех скважин лежат в поле толеитовых составов. Основная дифференциация составов базальтов происходит вдоль ребра FeO*–MgO (Феннеровский тренд дифференциации).

Таблица 4.2.1 (продолжение)

Скважина	707C	707C	715A	715A	715A	715A	715A
Керн, секция	28R-2	28R-3	23R-3	25R-2	25R-6	26R-3	29R-1
Интервал, см	53–55	133–135	62–64	80–82	16–18	17–19	64–66
Кусок	6A	12	11	3C	1	1B	2B
Глубина в скв., м	435,63	437,93	214,42	232,30	237,66	242,67	268,34
Поток (Unit)	5	5	7a	9	10	10	12
Лабораторный номер	z-44	z-58	z-79	z-63	z-57	z-62	z-42
SiO_2	44,15	48,12	45,20	46,32	45,80	39,23	45,49
TiO_2	1,56	1,75	2,39	1,20	1,16	1,27	1,26
Al_2O_3	12,27	12,76	15,21	14,03	12,53	15,32	13,85
Fe_2O_3	4,83	7,06	9,39	4,24	4,68	12,05	4,61
FeO	10,28	7,34	4,89	6,81	8,00	1,08	7,13
MnO	0,14	0,16	0,17	0,18	0,18	0,23	0,15
MgO	5,78	7,14	6,52	10,20	10,95	3,03	8,85
CaO	11,78	10,30	9,81	10,33	10,22	15,86	11,74
Na_2O	2,70	2,50	2,92	1,89	1,89	2,47	2,23
K_2O	0,22	0,25	1,06	0,28	0,33	1,13	0,20
P_2O_5	0,11	0,13	0,29	0,11	0,13	0,24	0,13
H_2O^+	0,82	0,76	0,79	2,89	2,82	1,88	2,12
H_2O^-	1,37	1,47	1,59	1,31	1,14	0,92	1,81
CO_2	4,20	–	–	–	–	4,80	–
Остаток					0,31	0,23	
Сумма	100,21	99,74	100,23	99,79	100,14	99,74	99,57
La	4,5	4,9	10	4,5	4,7	5,3	7,2
Ce	12	21	21	9,8	9,9	13	13
Sm	3,4	3,3	5,2	2,2	2,3	2,6	3,3
Eu	1,1	1,1	1,7	0,79	0,82	0,92	1,1
Tb	0,77	0,73	1,2	0,52	0,54	0,59	0,67
Yb	3,1	2,4	4,3	2,1	2,2	2,4	2,2
Lu	0,39	0,34	0,68	0,34	0,35	0,37	0,39
Sc	48	51	50	42	41	44	41
Cr	52	56	69	580	590	555	440
Ni	82	80	80	245	350	200	194
Co	59	50	43	55	67	55	57
V	340	295	345	230	220	290	260
Cu	360	280	74	85	220	120	91
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Zn	86	80	120	63	82	67	62
Y	34	30	42	20	21	22	22
Nb	4,2	1,9	13	6,7	6,8	7,4	7,8
Rb	1,9	1,2	43	1,7	3,8	7,2	1,9
Sr	110	98	110	75	89	110	140
Zr	62	66	120	50	40	45	59
Ba	14	16	81	43	49	67	47

Различия в составах базальтов из рассматриваемых скважин ярко иллюстрирует классификационная диаграмма Zr–Nb–Y (рис. 4.2.4). На этой диаграмме точки составов базальтов из рассматриваемых скважин ложатся в области N-MORB (скв. 707C и 713A), E-MORB (скв. 715A и 706C) и внутриплитных толеитов (скв. 706C).

Бакстер [Baxter, 1990] указывает на различные для выделенных групп пород из скв. 706C значения магнезиальности ($100Mg/Mg + Fe^{2+}$), которые у базальтов верхних потоков колеблются в интервале от 31 до 42, а у базальтов нижних потоков –

715A 29R-1 95–97 3A 268,65 13 z-51	715 29R-2 80–82 1F 270,00 13 z-67	715A 30R-3 28–30 1 273,98 16 z-41	715A 30R-5 30–32 3 277,00 19 z-72	715 30R-5 39–41 4 277,09 19 z-43	715A 30R-5 98–100 9 277,68 20 z-46	715A 31R-1 103–105 8B 279,23 21 z-45	715A 31R-2 98–100 6A 280,68 21 z-76
48,22	46,47	46,18	26,20	40,50	42,86	44,27	44,70
2,95	1,48	1,16	1,12	1,71	1,44	1,43	1,28
12,58	13,50	11,78	10,88	15,43	13,77	13,99	15,46
4,83	5,46	5,52	7,09	11,35	7,08	8,68	7,65
8,98	6,67	7,16	1,14	3,15	4,98	3,53	3,60
0,20	0,15	0,11	0,16	0,17	0,18	0,10	0,16
4,91	8,70	9,29	2,41	2,83	7,40	8,49	9,51
10,20	10,65	11,31	29,24	15,88	13,20	10,64	9,74
3,30	1,95	2,37	2,43	2,77	2,23	2,37	2,27
0,85	0,33	0,44	0,73	0,78	0,47	0,50	0,44
0,37	0,13	0,12	0,21	0,22	0,11	0,18	0,16
0,79	2,28	2,35	1,18	0,89	2,20	2,25	2,48
1,33	1,76	1,44	0,62	0,80	1,23	3,12	2,58
–	–	–	17,05	3,80	3,00	–	–
0,39		0,39					0,40
99,90	99,83	99,62	100,46	100,28	100,15	99,55	100,43
15,0	6,1	5,7	6,4	8,6	5,3	6,7	7,1
33	13	13	11	17	13	13	14
6,5	2,9	3,0	3,2	4,1	3,1	3,6	3,2
2,3	1,0	0,96	0,94	1,3	0,84	1,0	1,0
1,50	0,61	0,56	0,65	0,81	0,60	0,65	0,60
4,2	2,2	2,2	2,4	3,0	2,1	2,4	2,4
0,67	0,34	0,33	0,36	0,45	0,33	0,35	0,35
50	42	38	35	45	40	15	39
37	417	305	196	410	295	425	355
68	197	255	76	160	235	270	290
57	54	53	21	46	59	53	51
525	220	185	150	330	235	315	222
85	105	63	100	330	120	100	105
< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
205	87	50	27	68	58	76	79
50	23	22	21	29	21	23	20
21,0	8,3	7,5	7,3	10	7,7	9,9	9,5
12,0	3,5	3,8	5,8	5,6	4,8	5,6	6,0
180	130	130	160	190	150	130	140
160	58	47	55	78	50	69	69
150	54	86	48	67	53	37	60

от 49 до 54. Для вулканитов верхних потоков характерны высокие содержания TiO_2, Zr, суммарного железа и щелочей, а также повышенный уровень некогерентных редких элементов. По этим параметрам они близки к наименее магнезиальным лавам о-ва Реюньон. Более магнезиальные базальты нижних потоков обладают "деплетированными" содержаниями некогерентных элементов, высокими концентрациями Al_2O_3 и CaO и относительно низкими – суммарного железа, приближаясь по химическому составу к MORB.

Таблица 4.2.1 (окончание)

Скважина	713A	713A	713A	713A	713A	713A
Керн, секция	13R-1	14R-3	15R-1	15R-5	18R-1	19R-1
Интервал, см	97–99	99–101	77–79	85–87	93–95	132–134
Кусок	10C	5	4B	5	9	13
Глубина в скв., м	108,67	121,19	127,47	133,55	156,13	165,72
Поток (Unit)	1	3	3	5	6	10
Лабораторный номер	z-53	z-74	z-55	z-52	z-48	z-56
SiO_2	47,12	47,13	47,35	47,75	48,78	48,31
TiO_2	1,60	1,76	1,43	1,75	1,20	1,16
Al_2O_3	13,41	14,62	12,72	13,14	14,24	14,44
Fe_2O_3	3,51	5,70	5,58	5,11	4,66	4,40
FeO	8,68	5,97	7,51	8,73	6,75	7,51
MnO	0,21	0,20	0,21	0,23	0,13	0,17
MgO	7,94	7,50	8,32	6,70	7,31	7,14
CaO	12,04	12,16	11,22	11,14	12,92	12,60
Na_2O	2,43	2,92	2,37	2,57	2,43	1,96
K_2O	0,25	0,47	0,33	0,22	0,55	0,33
P_2O_5	0,11	0,14	0,10	0,13	0,06	0,06
H_2O^+	0,99	0,32	1,69	1,06	0,76	0,76
H_2O^-	1,19	1,23	1,10	1,32	0,96	0,80
CO_2	–	–	–	–	–	–
Остаток	0,65	0,22	0,36	0,38	0,51	0,37
Сумма	100,13	100,34	100,29	100,23	100,26	100,01
La	4,1	5,5	3,7	4,7	2,4	2,6
Ce	10	12	9,6	12	6,3	6,4
Sm	3	4,2	2,8	3,3	2,4	2,2
Eu	1,2	1,3	1,1	1,2	0,85	0,92
Tb	0,77	0,97	0,77	0,81	0,64	0,61
Yb	3,2	4,2	3,1	3,5	2,4	2,6
Lu	0,49	0,67	0,45	0,52	0,39	0,40
Sc	49	51	51	53	52	51
Cr	183	150	275	170	98	115
Ni	90	100	100	90	74	83
Co	57	69	53	64	42	46
V	307	350	240	465	320	300
Cu	235	260	235	295	120	105
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Zn	95	96	86	105	60	84
Y	34	35	30	38	24	24
Nb	4,4	4,5	3,8	5,1	2,4	2,2
Rb	1,0	10	2,9	1,2	6,3	6,0
Sr	95	91	84	87	95	94
Zr	72	78	57	77	39	37
Ba	18	29	19	29	15	15

* Рейс 115.

Примечание: – – значение ниже чувствительности аналитического метода; "остаток" равен ППП – ($H_2O^+ + H_2O^- + CO_2$).

По характеру распределения РЗЭ базальты верхних потоков скв. 706C близки к базальтам океанических островов. Кривая распределения РЗЭ образца базальта из нижней группы потоков близка к таковой у E-MORB (рис. 4.2.5).

Различия в химизме вулканитов выделенных групп не могут быть объяснены

713A 20R-1 70–72 5A 174,60 12 z-40	713A 20R-3 40–42 2A 177,30 14 z-37	713A 20R-5 65–67 5B 180,55 20 z-65	713A 21R-1 73–75 4B 184,03 27 z-71	713A 21R-2 61–63 4B 185,41 31 z-75	713A 21R-3 83–85 4A 187,13 33 z-73	713A 22R-1 34–36 5 190,54 66 z-66
47,48	47,67	48,19	48,00	47,61	47,24	48,38
1,10	1,11	1,12	1,20	1,12	1,12	1,17
14,80	14,66	14,25	15,65	14,39	14,88	14,40
4,20	4,54	3,11	4,19	4,72	4,20	4,05
5,40	6,50	7,47	6,09	7,14	6,71	7,12
0,14	0,15	0,17	0,18	0,21	0,21	0,18
7,43	6,61	7,73	7,58	7,56	7,76	7,14
13,63	13,22	11,14	12,97	13,33	13,49	12,96
2,87	2,70	2,48	2,57	2,61	2,37	2,10
0,21	0,17	0,36	0,07	0,28	0,07	0,14
0,04	0,05	0,06	0,06	0,09	0,06	0,06
0,60	0,58	1,25	0,37	0,15	0,36	0,76
1,60	1,18	1,70	1,21	0,70	0,99	1,29
–	–	–	–	–	–	–
	0,35	0,42		0,08		
99,50	99,49	99,45	100,14	99,99	99,46	99,75
2,6	2,4	2,8	2,7	2,7	2,7	2,4
6,5	6,4	6,7	6,1	6,2	5,3	6,3
2,4	2,5	2,4	2,5	2,6	2,6	2,0
0,81	0,84	0,91	0,93	0,90	0,90	0,89
0,62	0,66	0,63	0,71	0,66	0,68	0,57
2,4	2,8	2,60	2,8	3,1	3,0	2,4
0,39	0,45	0,42	0,44	0,49	0,46	0,39
52	52	39	57	53	55	52
105	103	108	104	79	105	104
125	96	69	80	72	85	89
70	48	40	48	40	51	53
300	335	240	307	220	247	280
195	175	140	185	120	175	175
< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
64	60	60	84	65	78	80
23	28	24	23	24	24	23
2,2	3,4	2,6	2,7	2,8	2,7	2,2
1,7	< 1	6,2	< 1	4,8	< 1	< 1
100	91	92	92	90	85	93
36	36	38	41	35	37	40
< 10	15	17	< 10	22	< 10	15

процессами фракционирования. Следовательно, базальты этих групп являются продуктами магм, которые связанны с различными мантийными источниками.

По характеру распределения и уровням концентраций РЗЭ базальты верхних потоков скв. 707С значительно отличаются от нижних, являясь более деплетиро-

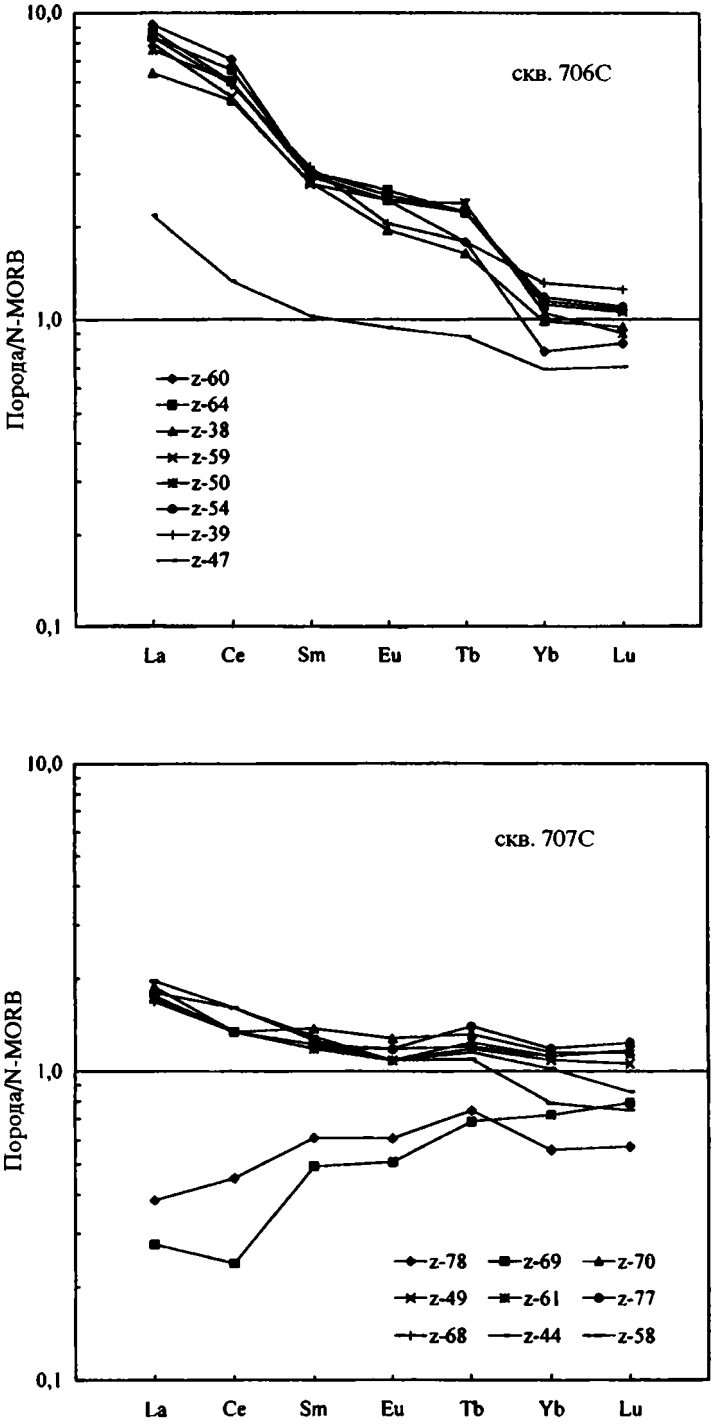
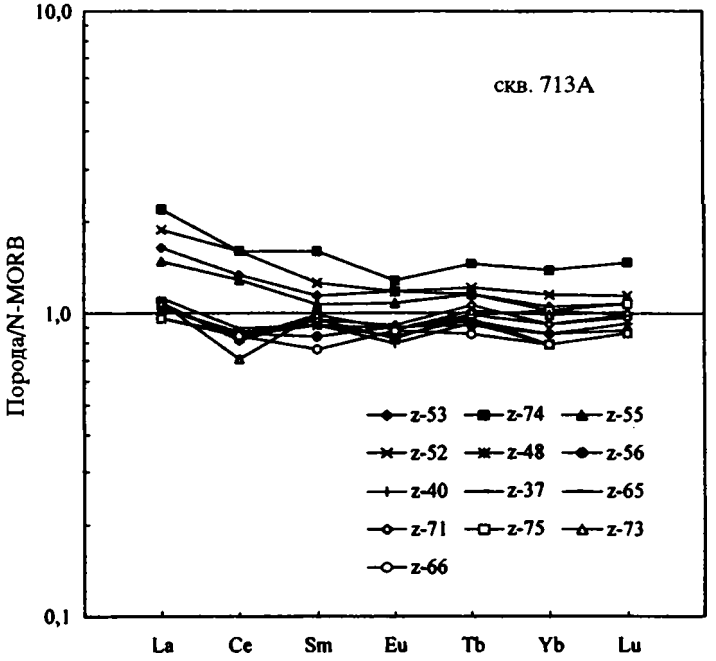


Рис. 4.2.5. Диаграмма распределения РЗЭ, нормированных по N-MORB [Sun, McDonough, 1989], для базальтов из скважин на Маскаренском плато (скв. 706С, 707С), банке Чагос (скв. 713А) и Мальдивском хребте (скв. 715А)



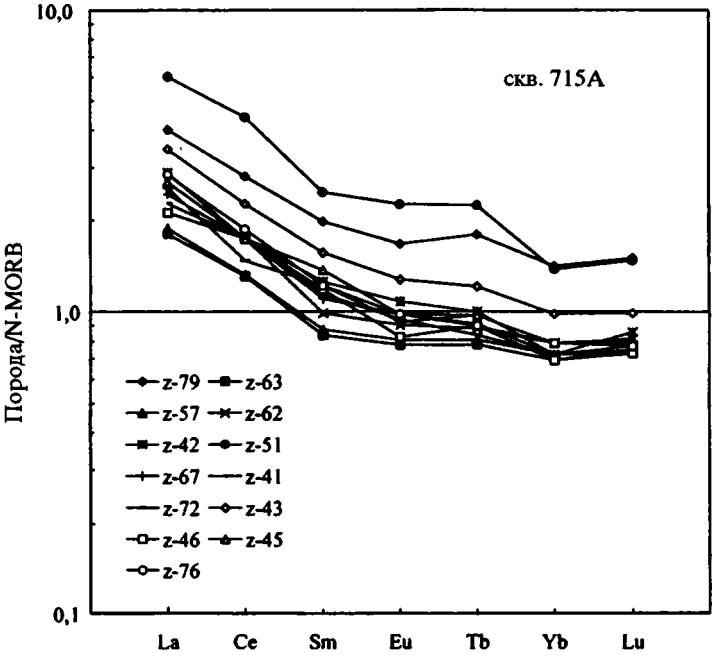


Рис. 4.2.5 (окончание)

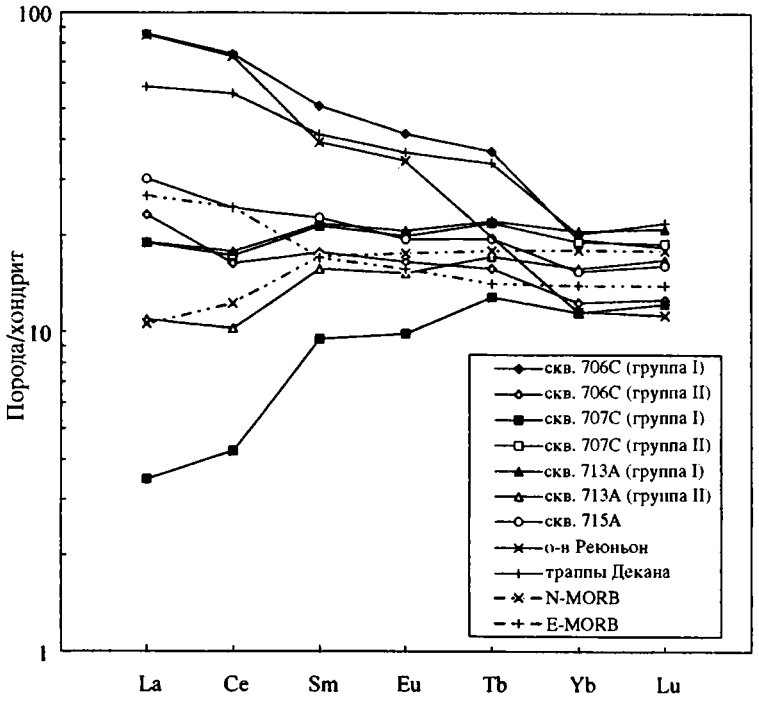


Рис. 4.2.6. Диаграмма распределения РЗЭ, нормированных по хондриту [Sun, McDonough, 1989], для средних составов базальтов из скважин на Маскаренском плато, банке Чагос и Мальдивском хребте. Приведены также кривые распределения для средних составов базальтов о-ва Реюньон [Fisk et al., 1988], траппов Декана [Lightfoot, Hawkesworth, 1988] и N-MORB, E-MORB [Sun, McDonough, 1989]

ванными, чем N-MORB, особенно в отношении КИРЗЭ (крупноионных лантаноидов). Базальты нижних потоков близки к N-MORB и обладают несколько повышенными концентрациями РЗЭ (см. рис. 4.2.5). Базальты верхней группы потоков более деплетированы, чем базальты нижних потоков: в них ниже содержания суммарного железа, TiO_2, P_2O_5, некогерентных элементов (Zr, Nb и Y), но выше – MgO, SiO_2, Al_2O_3 (см. табл. 4.2.1).

Согласно плитовым реконструкциям, географически излияния происходили в пределах провинции западных Деканских траппов [Duncan, 1990]. Однако по своему химизму базальты этих провинций сильно различаются.

Анализ содержаний РЗЭ подтверждает различие в составах базальтов выделенных групп в скв. 713A: верхняя группа (потоки 1–5) состоит из слегка обогащенных базальтов, а нижние потоки, объединенные во вторую группу (потоки 6–35), сложены базальтами, обладающими более деплетированными составами, близкими к N-MORB (см. рис. 4.2.5).

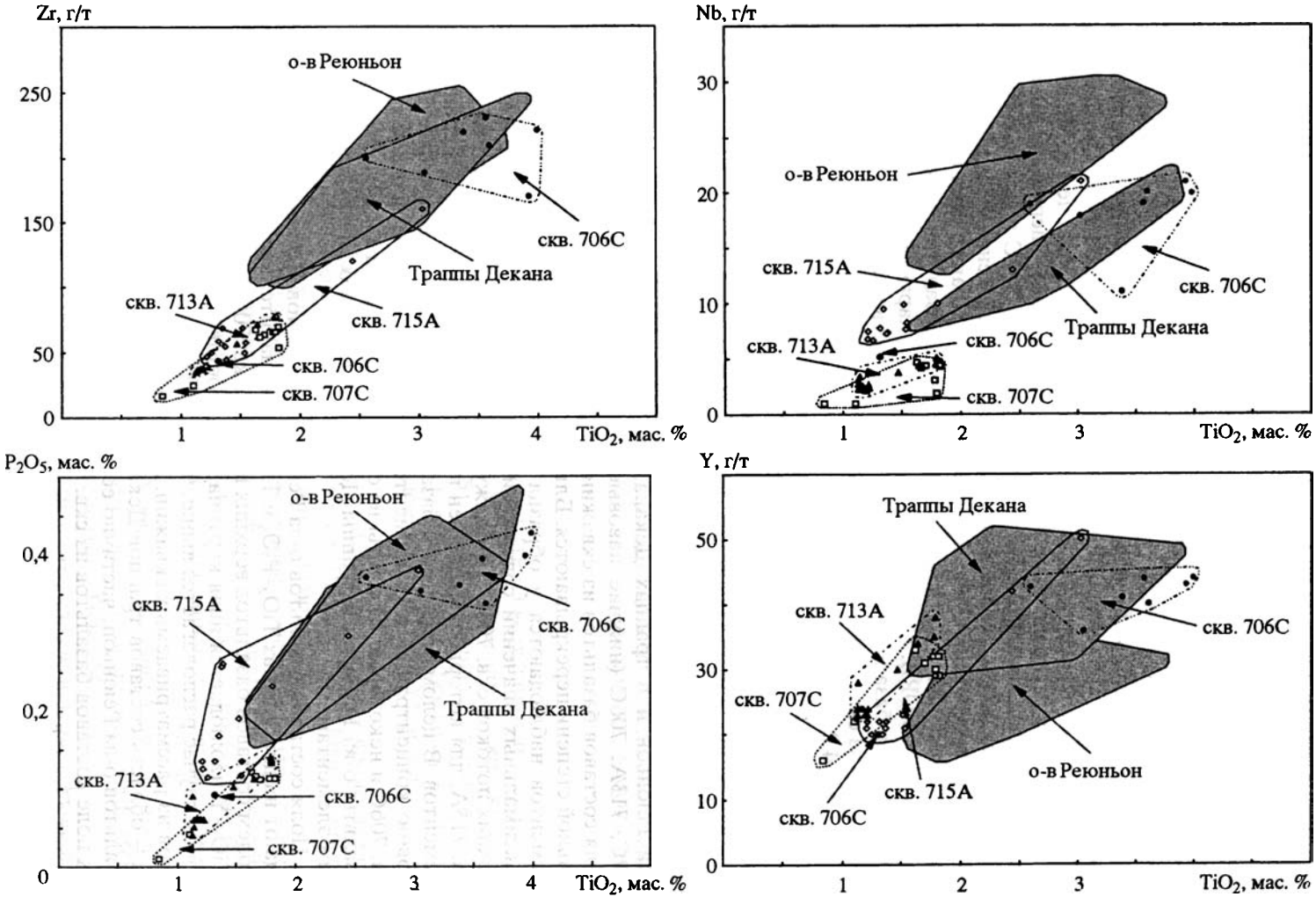
Изученные образцы базальтов скв. 715A имеют большой разброс концентраций РЗЭ, но близки по характеру их распределения, который сходен с E-MORB (см. рис. 4.2.5). По ряду некогерентных элементов (TiO_2, P_2O_5, Zr, Nb и Y) они также сильно дифференцированы. Концентрации этих элементов в различных образцах колеблются от близких к базальтам СОХ и скв. 706 (нижняя группа), 707 (нижняя группа) и 713 до концентраций, характерных для вулканических пород островов Реюньон и Маврикий. По ряду параметров они близки к траппам Декана.

Диаграмма распределения РЗЭ для средних составов базальтов из рассматриваемых скважин также указывает на их существенные различия (рис. 4.2.6). По сравнению с нормальными толеитами СОХ (N-MORB) базальты из скв. 706С обогащены РЗЭ, особенно группой крупноионных лантаноидов. При этом степень обогащения различна для выделенных групп пород. Базальты верхних потоков близки по характеру распределения и концентрациям РЗЭ к траппам Декана и базальтам о-ва Реюньон, хотя степень обогащения КИРЗЭ и значения $(La/Yb)_n$ у последних значительно выше. Кривая распределения РЗЭ у базальтов нижних потоков близка к кривой обогащенных толеитов СОХ (E-MORB). Средний состав базальтов верхней группы из скв. 707С более деплетирован, чем N-MORB, однако по характеру распределения РЗЭ они близки. Кривые распределения РЗЭ для средних составов базальтов нижней группы из скв. 707С и верхней группы из скв. 713А практически совпадают. Характер распределения РЗЭ для них близок к N-MORB, но уровень концентраций в них выше. Практически совпадают кривые распределения РЗЭ для средних составов базальтов нижней группы из скв. 713А и N-MORB. По уровню концентраций и характеру распределения РЗЭ средний состав базальта из скв. 715А близок к составу E-MORB и базальта нижней группы из скв. 706С.

На рис. 4.2.7 приведены диаграммы соотношения содержаний P_2O_5, Zr, Nb и Y с TiO_2 в базальтах из рассматриваемых скважин. Приведены также поля составов базальтов о-ва Реюньон [Fisk et al., 1988] и траппов Декана [Lightfoot, Hawkesworth, 1988]. Эти элементы наименее подвижны при процессах вторичного изменения и наиболее точно отражают истинный состав породы. Наблюдается прямая корреляционная зависимость между содержаниями этих элементов и концентрациями TiO_2 как в базальтах отдельных скважин, базальтах о-ва Реюньон и в траппах Декана, так и в базальтах отдельных скважин: 707С, 713А, 706С (нижние лавовые потоки), 715А, 706С (верхние потоки). Поля составов базальтов из скважин 707С и 713А на всех диаграммах в значительной степени перекрываются. Близкие к ним концентрации вышеназванных элементов наблюдаются у образца базальта из нижних потоков скв. 706С. Максимальных значений содержания этих элементов достигают в базальтах верхних потоков скв. 706С. Промежуточное положение занимают базальты из скв. 715А, для которых характерен наибольший разброс в концентрациях этих элементов. В целом близкими к базальтам о-ва Реюньон и траппам Декана по уровню концентрации этих элементов являются базальты верхней группы из скв. 706С и некоторые базальты из скв. 715А. При этом следует отметить, что базальты о-ва Реюньон и траппы Декана значительно дифференцированы по этим элементам.

Поля составов базальтов о-ва Реюньон и траппов Декана практически совпадают на диаграммах TiO_2–P_2O_5 и TiO_2–Zr, в значительной мере перекрываясь с полем составов базальтов верхних потоков скв. 706С. На диаграммах TiO_2–Nb и TiO_2–Y наблюдается иная картина. Поле составов базальтов о-ва Реюньон в первом случае располагается выше, чем поля составов траппов Декана и вулканитов из рассматриваемых скважин. Во втором случае картина противоположная – область составов траппов Декана располагается выше области составов базальтов о-ва Реюньон, частично ее перекрывая. При этом на обеих диаграммах поле составов базальтов из скв. 706С (верхние потоки) частично перекрываются с составами траппов Декана, не пересекаясь с полем базальтов о-ва Реюньон.

Диаграмма Zr/Nb–$(La/Yb)_n$ (рис. 4.2.8) указывает на значительные различия в значениях этих параметров для базальтов из рассматриваемых скважин. Эти отношения практически не меняются при процессах парциального плавления и фракционной


Zr, г/т
250
150
50
0
о-в Реюньон
скв. 706С
Траппы Декана
скв. 713А
скв. 715А
скв. 706С
скв. 707С
1
2
3
4
TiO2, мас. %
Nb, г/т
30
20
10
0
о-в Реюньон
скв. 715А
скв. 706С
Траппы Декана
скв. 713А
скв. 706С
скв. 707С
1
2
3
TiO2, мас. %
P2O5, мас. %
0,4
0,2
0
о-в Реюньон
скв. 715А
скв. 706С
Траппы Декана
скв. 713А
скв. 706С
скв. 707С
1
2
3
4
TiO2, мас. %
Y, г/т
50
30
10
0
Траппы Декана
скв. 713А
скв. 706С
скв. 707С
о-в Реюньон
скв. 715А
скв. 706С
1
2
3
TiO2, мас. %

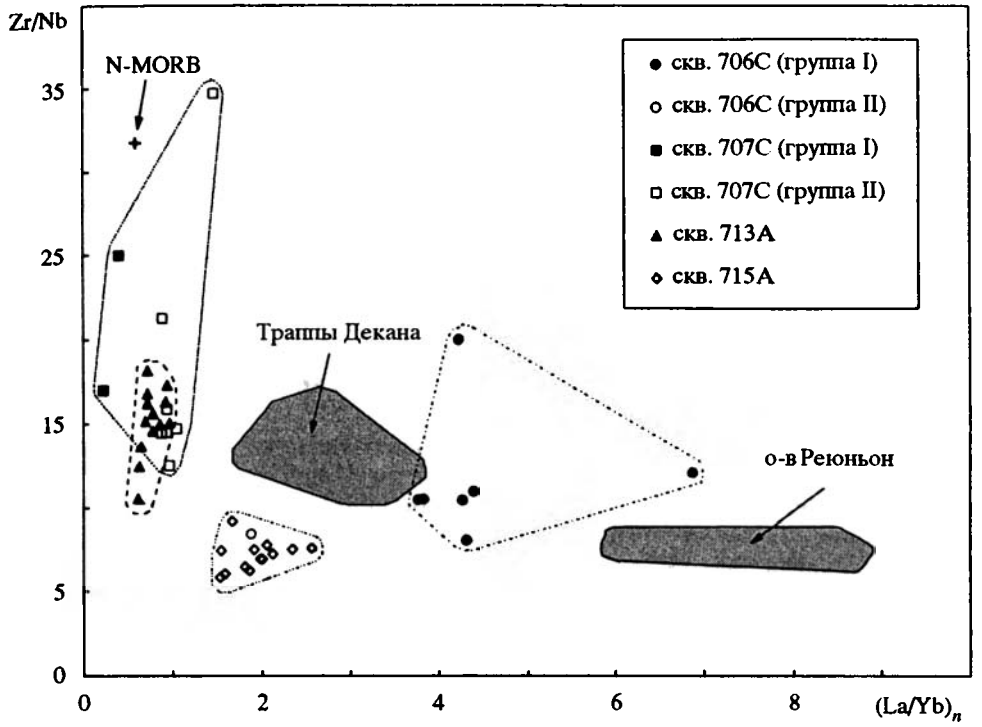


Рис. 4.2.8. Диаграмма зависимости Zr/Nb–$(La/Yb)_n$ в базальтах Маскаренского плато, банки Чагос и Мальдивского хребта. Приведены также поля составов базальтов о-ва Реюньон [Fisk et al., 1988], траппов Декана [Lightfoot, Hawkesworth, 1988] и среднее значение N-MORB [Sun, McDonough, 1989]

Условные обозначения см. на рис. 4.2.2

дифференциации и следовательно могут быть использованы для характеристики состава мантийного источника из которого образовался базальт. Значения $(La/Yb)_n$ у базальтов из скв. 707C и 713A близки к таковому у N-MORB, но значения Zr/Nb у них в основном ниже. Очень сильный разброс в значениях Zr/Nb наблюдается у базальтов скв. 707C, один из образцов которых превышает значение, характерное для N-MORB. Фигуративные точки составов базальтов скв. 715A образуют компактную группу со значениями Zr/Nb и $(La/Yb)_n$, близкими к базальтам о-ва Реюньон и траппам Декана соответственно. Базальты скв. 706C обладают значительным разбросом значений этих отношений, и поле их составов занимает промежуточное положение между базальтами о-ва Реюньон и траппами Декана. Средние значения $(La/Yb)_n$ для этих базальтов лежат в интервале от 0,77 (скв. 713A) до 4,19 (скв. 706C). Значения этого параметра для базальтов из скв. 707C и 715A составляет 0,86 и 1,92 соответственно. Анализ этой диаграммы указывает на различные источники первичных расплавов, необходимых для образования базальтов из рассматриваемых скважин.

←

Рис. 4.2.7. Вариационные диаграммы зависимости содержаний Zr, P_2O_5, Nb и Y от концентрации TiO_2 в базальтах Маскаренского плато, банки Чагос и Мальдивского хребта. Приведены также поля составов базальтов о-ва Реюньон [Fisk et al., 1988] и траппов Декана [Lightfoot, Hawkesworth, 1988]

Условные обозначения см. на рис. 4.2.2

По мнению Фиска, Дункана и др. [Fisk et al., 1989], изменение составов базальтов с возрастом вдоль цепи поднятий от о-ва Реюньон к траппам Декана связано со смешением в различных пропорциях астеносферной и глубинной ("плюмовой") мантии. Преобладание плюмового источника наблюдается в структурах, находящихся во внутриплитной позиции (островов Реюньон, Маврикий и, возможно, скв. 715 на Мальдивском хребте). В остальных случаях горячая точка и спрединговый хребет совпадали на различных стадиях открытия Индийского океана (скв. 706, 707 и 713). Составы базальтов из этих скважин несут на себе признаки как плюмовой, так и астеносферной (MORB) мантии.

Поднятия восточной части Индийского океана

Плато Кергелен и Восточно-Индийский хребет являются наиболее крупными внутриплитными поднятиями в восточной части Индийского океана. Бурение этих структур проводилось в ряде рейсов судов "Гломар Челленджер" и "Джоидес Резолюшн". Нами изучены образцы базальтов из скв. 747C, пробуренной в центральной части плато Кергелен (рейс 120), и скв. 254, 756D, 757C и 758A, расположенных вдоль простирания Восточно-Индийского хребта (рейсы 26 и 121) (рис. 4.2.9).

Плато Кергелен. Расположено в южном секторе Индийского океана, между 46° и 64° ю.ш. и ориентировано в север-северо-западном направлении. Протяженность поднятия около 2000 км при средней ширине около 500 км и высоте над океаническим дном около 3 км. Северный сегмент плато, в пределах которого находятся острова Кергелен, Макдоналд и Херд, расположен на меньших глубинах (менее 1000 м), чем южный его сегмент (от 1000 до 3000 м) [Houtz et al., 1977; Schlich, 1975].

Восточный склон поднятия образован крутыми сбросовыми уступами. Западный склон относительно пологий и образует широкий выступ (банка Элан) в срединной части плато, который выдается в западном направлении на 600 км от основного плато. Поверхность акустического фундамента нарушена рядом сбросов и грабенов. Наиболее интенсивны эти дислокации в северном сегменте плато, где они вызывают смещения всей толщи осадочного чехла. В целом, вершинная поверхность плато Кергелен хорошо выровнена [Удинцев, 1987]. Мощность коры для плато Кергелен составляет 20–23 км [Houtz et al., 1977]. Характер изменения скоростей сейсмических волн с глубиной является типичным для океанических островов [Recq et al., 1983, 1990; Recq, Charvis, 1986].

В ходе 120-го рейса ODP бурение проводилось на пяти полигонах ("Sites") (скв. 747–751). Фундамент был вскрыт в скв. 747C, 749C и 750B на глубину 53,9, 47,5 и 34,2 м соответственно. Базальты были подняты также в скв. 748C, но эти сильно измененные щелочные базальты представляют собой поток внутри толщи осадков, а не часть фундамента. Поток мощностью 3,4 м расположен в 150–200 м над фундаментом.

Возраст наименее измененных базальтов фундамента плато, определенный $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом, 109 млн лет – для скв. 749C и 118 млн лет – для скв. 750B [Whitechurch et al., 1992]. K-Ar датировки для базальтов, драгированных в этом районе, показывают возраст 114 млн лет [Leclaire et al., 1987]. Возраст базальтов о-ва Кергелен оценивается от 30 до 1 млн лет [Удинцев, 1987].

Восточно-Индийский хребет. Является одним из наиболее крупных асейсмичных хребтов Мирового океана, протягивается на расстояние около 5000 км

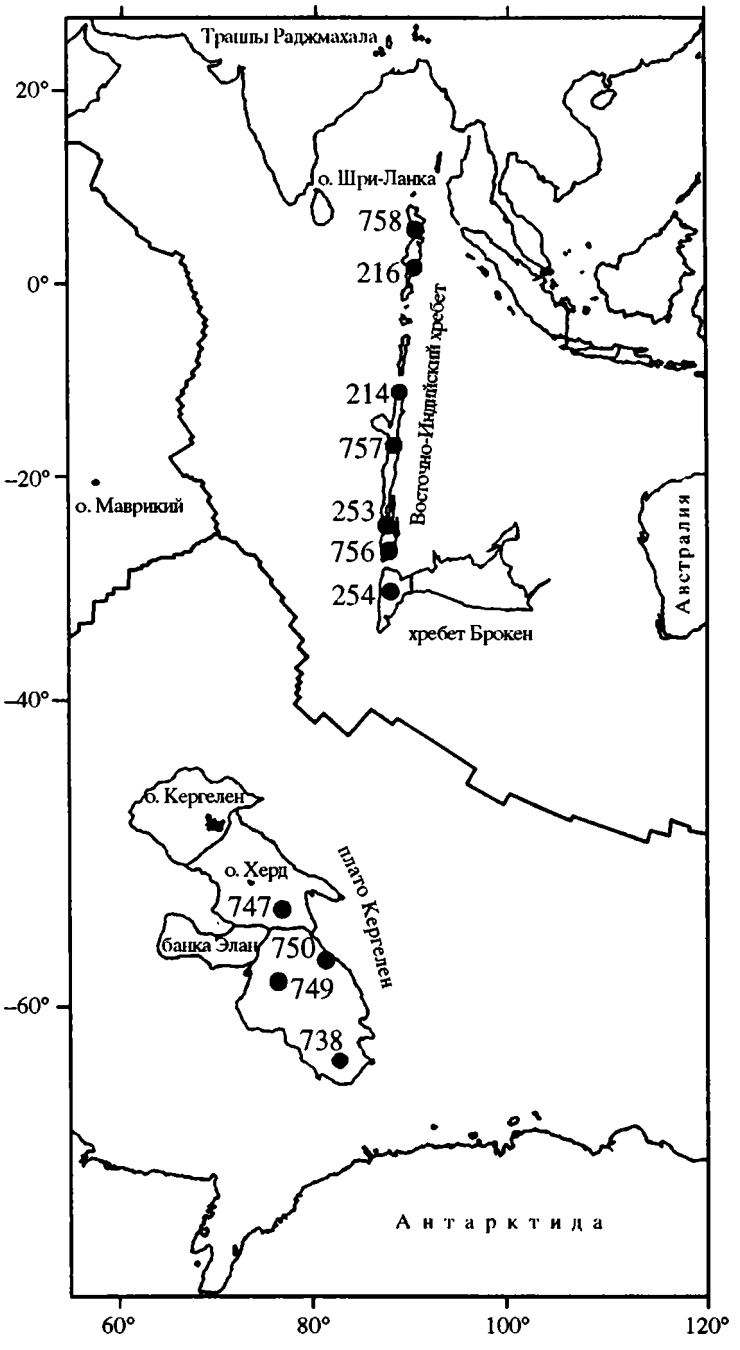


Рис. 4.2.9. Схема расположения скважин *DSDP* и *ODP* вдоль Восточно-Индийского хребта и плато Кергелен

практически параллельно 90-му меридиану восточной долготы. Северный его фланг скрыт под толщей осадков конуса выноса Ганга и Брахмапутры (Бенгальский фен), а на юге граничит с хребтом Брокен. Ширина хребта на всем его протяжении около 220 км при высоте около 3000–4000 м над ложем океана. Профиль Восточно-Индийского хребта асимметричен: восточные его склоны круты, запад-

ные – пологи. Поднятие западного лежит на глубинах 4000–5000 м, а восточного – на глубинах 5000–5500 м. Вдоль подножия восточного склона тянется желоб с глубинами более 5700 м. Хребет обладает характерной блоковой морфологией. В строении склонов хребта важную роль играют сбросовые уступы. По простиранию хребет делится на многочисленные блоки, разделенные разломами и грабенами [Удинцев, 1987]. По гравиметрическим данным хребет изостатически скомпенсирован на глубину. Мощность коры хребта оценивается разными авторами от 12 до 25 км [Удинцев, 1987; Bowin, 1973].

Возраст базальтов фундамента хребта, определенный по наиболее древним перекрывающих их осадкам, увеличивается вдоль его простирания с юга на север от позднего эоцена–олигоцена до кампана и соответствует 38 млн лет для скв. 254 и 756, 55–59 млн лет – для скв. 757 и 73–83 млн лет – для скв. 758 [Saunders et al., 1991]. Возраст базальтов Раджмахальской вулканической формации, расположенной на континентальной границе северо-восточной Индии, оценивается в 117 млн лет, согласно $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировкам [Storey et al., 1992].

Характеристика скважин и краткое петрографическое описание базальтов поднятий восточной части Индийского океана

Скважина 747С. Скв. 747С (54°48,68' ю.ш., 76°47,64' в.д.), расположенная в центральной части плато Кергелен, вскрыла 53,9 м базальтов фундамента. Базальтовый фундамент перекрыт толщей осадков мощностью 295 м. Основная часть осадков представлена нанофоссилиевыми мелоподобными известняками. Возраст наиболее древних (залегающих непосредственно на породах фундамента) известняков – ранний сантон. Верхние 32,7 м осадков слагают фораминиферовые диатомовые илы плейстоценового возраста. Нами изучены девять образцов базальтов из потоков: 8, 10, 18, 23, 25, 29 и 30. Большая часть пород представлена афировыми оливиновыми базальтами массивными и везикулярными (до 25% объема породы). Порода сложена лейстами плагиоклаза (30–50%), ксеноморфными зернами клинопироксена (40–60%), гипидиоморфными зернами рудного минерала (1–10%) и единичными микрофенокристами оливина. Структура основной массы интергранулярная и интерсертальная. Два образца представлены оливин-микропорфировыми разностями (обр. z-91, z-97). Количество микрофенокристов оливина (0,1–0,7 мм) колеблется от 2 до 7% объема породы. Степень вторичного изменения от слабой до средней. Развиты смектит и редко хлорит.

Скважина 254. В южной части хребта, на стыке с поднятием Брокен скв. 254 (30°58,15' ю.ш., 87°53,72' в.д.) вскрыла 42,5 м базальтов, которые, по мнению участников 26-го рейса судна "Гломар Челленджер" [Kempe, 1974], представляют собой один мощный поток. В этом потоке описаны три разновидности базальтов: крупнопорфировые базальты, среднезернистые базальты и мелкозернистые базальтовые автобрекчии. Две последние разности сильно переработаны вторичными процессами. Осадки, вскрытые скважиной, представлены в основном богатыми фораминиферами илами олигоценового возраста (наиболее древние датированные осадки). Осадки, залегающие непосредственно на породах фундамента (до отметки 91,5 м), – это песчанистые и алевритистые глины, конгломераты и обломочный материал. Общая мощность осадков составляет 301 м. Нами изучены шесть образцов пород фундамента. Три из них представлены редкооливин-микропорфировыми базальтами (обр. z-100, z-101 и z-102), а три другие – афировыми оливиновыми базальтами (обр. z-103, z-104, z-105).

Редкооливин-микропорфировые базальты, массивные или слабовезикулярные мелкозернистые, неполностью раскристаллизованные. Микрофенокристы оливина

(0,3–1,3 мм) составляют 1–2% объема породы. Матрикс сложен плагиоклазом (30–35%), клинопироксеном (30%), оливином (1%), рудным минералом (5–10%), интерстициальным стеклом (25–30%). Структура основной массы гиалокристаллическая, иногда пойкилоофитовая. Вторичное изменение (от слабого до среднего) выражено в развитии иддингсита по оливину, смектита по стеклу и в присутствии хлорита.

Афировые оливиновые базальты, везикулярные мелкозернистые слабораскристаллизованные. Порода сложена агрегатом лейст плагиоклаза (40–60%) и клинопироксена (20–40%), оливином (1–7%), рудным минералом (5–7%), интерстициальным стеклом (1–35%). Структура зависит от степени раскристаллизованности и варьирует от гиалокристаллической до интерсертальной. Степень вторичного изменения от слабой до средней. Развиты смектит и редко хлорит.

Скважина 756D (27°21,28' ю.ш., 87°35,84' в.д.). Скважиной вскрыто 82 м базальтов, представленных 14 потоками. Среди пород, их слагающих, преобладают афировые и редкоплагиофировые типы толеитовых базальтов различной степени везикулярности [Frey et al., 1991; Peirce et al., 1989; Saunders et al., 1991]. Базальты перекрываются 139 м осадков, среди которых преобладают известняки. Возраст наиболее древних из них – поздний эоцен. Верхи толщи слагают нанофоссилиевые илы с фораминиферами плейстоцен-верхнеэоценового возраста [Peirce et al., 1989]. Нами изучено семь образцов из четырех базальтовых потоков (5, 6, 9 и 14), 5-й поток (обр. z-29) сложен редкоплагиофировыми базальтами, а 6-й, 9-й и 14-й – представлены афировыми разностями (обр. z-22, z-25, z-5, z-36, z-4, z-16).

Редкоплагиофировый базальт, везикулярный, мелкозернистый, полностью раскристаллизованный. Фенокристы плагиоклаза (2–3 мм) составляют около 1% объема породы. Основная масса представлена лейстами плагиоклаза (40%), клинопироксеном (45%), оливином (1%), рудным минералом (10%). Структура основной массы интергранулярная. Вторичное изменение среднее. Вторичные минералы представлены смектитом, смешанослойным смектит-хлоритом и небольшим количеством гидрослюды.

Афировый базальт, массивный или слабовезикулярный мелкозернистый практически полностью раскристаллизованный. Порода сложена плагиоклазом (40–45%), клинопироксеном (35–50%), оливином (1–10%), рудным минералом (5–10%) и интерстициальным стеклом (до 1%). Структура породы интергранулярная, реже интерсертальная. Вторичное изменение слабое. Из вторичных минералов развиты смектит, смешанослойный смектит-хлорит, редко гидрослюда.

Скважина 757C (17°1,38' ю.ш., 88°1,81' в.д.). Скважина, расположенная примерно в срединной части хребта, вскрыла 48,3 м базальтов. Участниками 121 рейса ODP эта толща подразделена на 19 маломощных потоков [Frey et al., 1991; Peirce et al., 1989; Saunders et al., 1991]. Среди них преобладают везикулярные плагиофировые разности толеитовых базальтов. По химическому составу вскрытые скважиной базальты подразделяются на две группы. К первой группе относятся базальты, слагающие верхние 14 потоков, ко второй – базальты 17-го и 18-го потоков [Saunders et al., 1991]. Мощность вскрытых скважиной осадков 372,8 м. Верхние 212 м осадочной толщи представлены палеоцен-нижнеэоценовыми нанофоссилиевыми илами. Непосредственно на базальтах залегают туфы. Возраст наиболее древних осадков определен как поздний палеоцен [Peirce et al., 1989]. Нами изучено девять образцов из базальтовых потоков: 2, 5, 12 и 18. Большая часть из них представлена плагиофировыми базальтами (обр. z-9, z-6, z-7, z-17, z-18, z-30, z-34) и относится к верхней геохимической группе. Присутствуют также и клинопироксен-плагиоклазовые разности (обр. z-21, z-13), которые являются представителями базальтов второй (нижней) геохимической группы (18-й поток).

Плагиофировые базальты, везикулярные, мелкозернистые, почти полностью раскристаллизованные. Содержание фенокристов плагиоклаза размером от 1 до 6 мм варьирует от 5 до 50% объема породы. Матрикс сложен лейстами плагиоклаза (50–60%), клинопироксеном (25–40%), оливином (1–5%), рудным минералом (3–10%), интерстициальным стеклом (до 1–3%). Структура основной массы интергранулярная, реже интерсертальная. Вторичное изменение от слабого до сильного. Развиты смектит, смешанослойный смектит-хлорит, редко хлорит и гидрослюда.

Клинопироксен-плагиоклазовые базальты, массивные мелкозернистые почти полностью раскристаллизованные. Фенокристы клинопироксена размером 1,5–3 мм составляют около 1%, а плагиоклаза (1–5 мм) до 25% объема породы. Матрикс сложен плагиоклазом (50%), клинопироксеном (45%), оливином (до 1%), рудным минералом (1–3%), интерстициальным стеклом (1–3%). Структура основной массы интергранулярная. Вторичное изменение слабое. Развит смектит.

Скважина 758А (5°23,04' с.ш., 90°21,67' в.д.). Расположена в северной части хребта. Базальты (177,9 м), вскрытые в этой скважине, разделены на 29 потоков мощностью от 2 до 20 м [Peirce et al., 1989]. Большая часть базальтов относится к афировым и редко плагиофировым или клинопироксен-плагиофировым разностям [Frey et al., 1991]. Породы фундамента перекрыты мощной толщей осадков (527 м), верхние 122 м которой представлены нанофоссилиевыми илами голоцен-среднемиоценового возраста. Низы осадочной толщи сложены глинистым туфом. Возраст наиболее древних осадков сантон–нижний кампан. Мы изучили 19 образцов из базальтовых потоков: 1–4, 7, 10, 11, 14, 17, 22 и 29. Среди них преобладают афировые разности, относящиеся к потокам: 2, 3, 7, 10, 11, 14, 22 и 29 (обр. z-32, z-33, z-28, z-14, z-12, z-2, z-15). Реже встречаются редкоплагиофировые базальты, развитые в потоках 1, 3, 14 и 17 (обр. z-26, z-27, z-35, z-20). Значительно меньше распространены плагиофировые разности. Они встречены в 4-м и 17-м потоках (обр. z-23, z-24, z-10). Как видно из изложенного выше, отсутствует какая либо зависимость в распределении афировых и порфировых разностей базальтов от глубины и, соответственно, времени их излияния.

Афировые базальты, везикулярные, мелкозернистые, плохо раскристаллизованные. Порода сложена лейстами плагиоклаза (40–50%), клинопироксеном (30–40%), оливином (до 1%), рудным минералом (5–10%) и интерстициальным стеклом (10–25%). Структура породы интерсертальная или гиалопилитовая. Вторичное изменение от слабого до среднего. Развит смектит.

Редкоплагиофировые и плагиофировые базальты, везикулярные, мелко-среднезернистые, неполностью раскристаллизованные. Фенокристы плагиоклаза размером 1–5 мм составляют 1–5% объема породы в первом случае и около 10% – во втором. В редкоплагиофировых разностях содержатся единичные (менее 1%) микрофенокристы оливина. Матрикс сложен плагиоклазом (40–60%), клинопироксеном (20–40%), оливином (до1%), рудным минералом (2–5%) и интерстициальным вулканическим стеклом (10–30%). Структура основной массы интерсертальная. Вторичное изменение от слабого до среднего. Развит смектит.

Таким образом, петрографические особенности базальтов (неполная раскристаллизованность, преобладание афировых разностей, широко распространенная и относительно высокая везикулярность), формирующих Восточно-Индийский хребет, указывают на то, что практически на всем протяжении хребта излияние лав происходило в мелководных (субаэральных) условиях. Отсутствие протокристаллов свидетельствует о непосредственном излиянии расплавов из зон их генерации, минуя промежуточные магматические камеры. Исключение составляют порфировые базальты срединной части хребта (скв. 757С). На этом участке хребта расплавы, по-видимому, некоторое время "отстаивались" в промежуточной магматической камере, что привело к накоплению фенокристов плагиоклаза и клинопироксена.

Химические составы базальтов из скв. 254, 756D, 757C, 758A и 747C приведены в табл. 4.2.2 и 4.2.3. На диаграмме (Na_2O+K_2O)–SiO_2 (рис. 4.2.10) в поле толеитовой серии попадают фигуративные точки составов базальтов из скв. 758A и некоторые образцы из скв. 756D и 757C. Базальты остальных скважин лежат в поле составов щелочной серии.

На диаграмме AFM (рис. 4.2.11) точки составов базальтов из скважин на Восточно-Индийском хребте лежат в поле толеитовых составов. Исключение составляют базальты скв. 757C, попавшие в поле известково-щелочных составов. В том же поле лежит и большая часть фигуративных точек составов базальтов из скв. 747C.

На классификационной диаграмме Zr-Nb-Y (рис. 4.2.12) точки составов базальтов из скважин Восточно-Индийского хребта и плато Кергелен расположены на границе трех полей составов (N-MORB, E-MORB и внутриплитных толеитов).

По сравнению с океаническими толеитами базальты из всех рассматриваемых скважин в той или иной степени обогащены РЗЭ, если их сравнивать с нормальными толеитами СОХ, особенно по группе крупноионных лантаноидов. В большей степени это относится к базальтам из скв. 254 (рис. 4.2.13).

Распределение РЗЭ в базальтах скв. 756D сравнительно с базальтами скв. 254 сохраняет ту же тенденцию обогащения КИРЗЭ, но характеризуется несколько более широким разбросом в содержаниях этих элементов. Некоторое

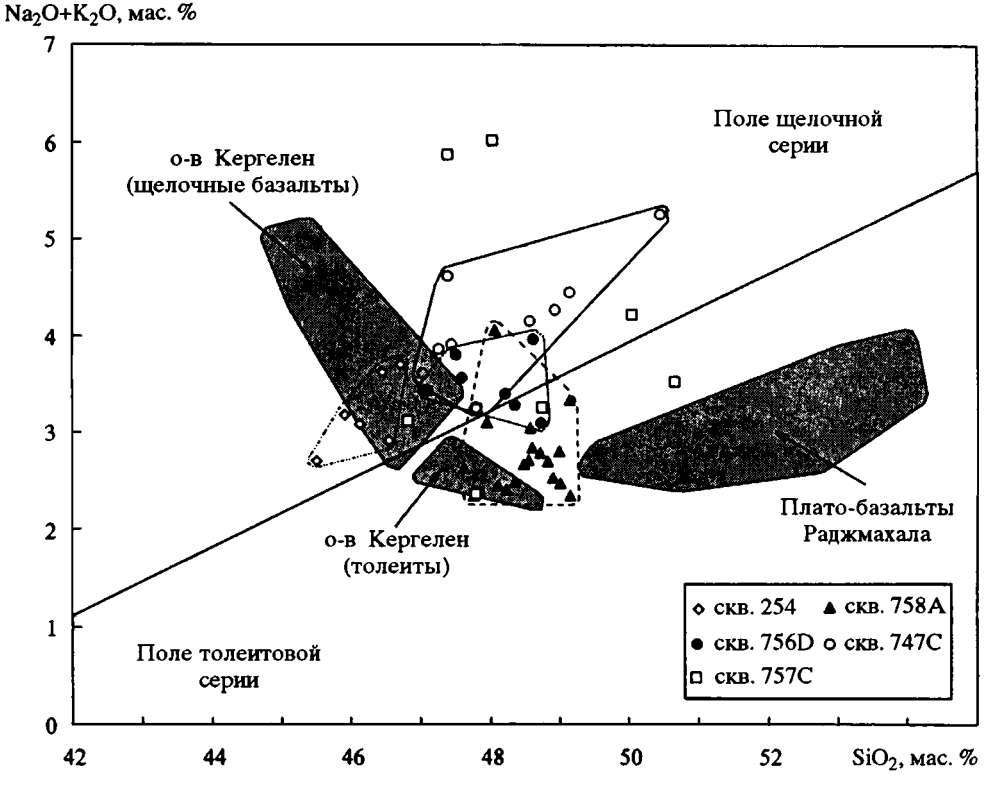


Рис. 4.2.10. Диаграмма ($Na_2O + K_2O$)–SiO_2 [Macdonald, 1968] для базальтов из скважин Восточно-Индийского хребта и плато Кергелен. Приведены также поля составов базальтов о-ва Кергелен [Storey et al., 1988] и траппов Раджмахала [Storey et al., 1992]

Таблица 4.2.2. Содержание главных породообразующих (в мас.%), редких и редкоземельных (в г/т) элементов в базальтах Восточно-Индийского хребта*

Скважина	756D	756D	756D	756D	756D	756D
Керн, секция	6R-2	7R-1	7R-2	9R-1	9R-3	11R-2
Интервал, см	91–95	136–138	26–28	36–38	119–121	95–99
Кусок	1C	12C	1C	5	4E	11D
Глубина в скв., м	160,71	169,36	169,76	187,76	191,59	209,05
Поток (Unit)	F5	F6	F6	F9	F9	F14
Лабораторный номер	z-29	z-22	z-25	z-5	z-36	z-4
SiO_2	45,89	46,52	47,09	47,00	47,27	45,61
TiO_2	1,87	2,60	2,30	2,56	1,72	2,56
Al_2O_3	13,01	15,94	15,14	13,88	13,21	14,16
Fe_2O_3	8,99	7,49	6,18	7,23	6,15	8,62
FeO	5,61	3,72	4,64	5,20	7,03	5,03
MnO	0,12	0,12	0,07	0,13	0,14	0,16
MgO	6,69	7,10	6,42	6,59	6,88	6,39
CaO	10,59	10,59	11,01	11,42	11,45	10,82
Na_2O	2,87	2,98	3,33	2,70	2,70	2,64
K_2O	0,80	0,50	0,50	0,61	0,31	0,69
P_2O_5	0,17	0,20	0,19	0,18	0,16	0,18
H_2O^+	1,40	0,24	0,75	0,68	1,13	1,15
H_2O^-	1,50	1,85	1,49	1,98	1,43	1,83
CO_2	–	–	–	–	–	–
Остаток	0,47		0,42	0,07	0,22	
Сумма	99,98	99,85	99,53	100,23	99,80	99,84
La	7,5	11	13	9,3	8,3	6,5
Ce	17	22	23	17	19	15
Sm	3,8	5,4	5,4	4,6	4,5	3,5
Eu	1,3	1,5	1,6	1,4	1,3	1,2
Tb	0,79	0,84	1,0	0,84	0,81	0,69
Yb	2,5	2,5	3,3	2,1	2,5	2,0
Lu	0,35	0,36	0,5	0,38	0,4	0,31
Sc	43	47	47	49	45	47
Cr	215	240	210	270	220	195
Ni	70	92	92	85	82	94
Co	37	50	48	50	48	60
V	275	400	335	340	315	340
Cu	240	165	310	100	85	130
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Zn	58	86	90	80	74	74
Y	27	29	30	27	30	27
Nb	7,7	10	11	9,5	9,4	8,9
Rb	43	3,0	7,2	11	2,7	18
Sr	150	200	180	160	160	160
Zr	97	130	120	100	94	110
Ba	40	49	48	37	41	35

отличие заключается в том, что концентрации элементов итриевой группы в базальтах скв. 756D несколько ниже, чем в нормальных толеитах СОХ (см. рис. 4.2.13).

Сходными концентрациями РЗЭ и характером распределения обладают базальты скв. 747C, но степень обогащения КИРЗЭ в них выше (см. рис. 4.2.13).

756D 12R-2 69–72 1C 218,39 F14 z-16	757C 8R-1 127–129 5A 373,67 F2 z-9	757C 8R-2 119–121 31 375,09 F2 z-6	757C 9R-1 59 61 3 382,59 F2 z-1	757C 9R-2 24–26 1A 383,74 F2 z-17	757C 9R-3 35–37 1A 385,35 F2 z-18	757C 9R-7 71–73 1B 391,71 F5 z-30
47,00	43,56	45,86	45,32	46,18	45,92	46,82
2,47	1,39	0,97	0,96	1,13	0,95	0,85
14,91	17,16	21,18	20,30	22,30	23,54	19,51
4,85	6,61	4,29	5,26	2,82	2,70	3,31
5,40	1,57	1,78	2,50	2,58	2,17	3,39
0,15	0,14	0,03	0,08	0,02	0,03	0,08
6,27	7,49	6,93	5,84	3,58	5,04	5,08
12,88	7,22	11,73	13,46	15,71	13,36	13,87
2,80	3,52	2,18	2,03	2,03	1,95	2,57
0,39	1,94	0,93	0,99	0,25	0,33	0,56
0,10	0,10	0,07	0,06	0,05	0,03	0,02
0,89	5,49	2,60	1,49	1,33	1,11	1,14
1,87	3,47	1,23	1,18	1,41	2,30	1,92
–	–	–	–	–	–	–
	0,20	0,38	0,49	0,26	0,33	0,34
99,98	99,86	100,16	99,96	99,65	99,76	99,46
8,3	6,2	3,6	4,1	3,6	4,2	4,3
18	14	6,9	8,6	8,6	8,7	8,1
4,1	2,7	1,9	1,8	1,8	1,7	1,6
1,4	0,99	0,68	0,67	0,62	0,6	0,66
0,74	0,54	0,52	0,36	0,34	0,33	0,35
2,4	1,5	1,1	1,2	1,2	1,0	1,0
0,35	0,23	0,15	0,18	0,18	0,16	0,14
48	42	31	32	34	31	34
188	250	165	210	130	190	155
88	94	77	105	70	94	88
47	37	30	37	24	40	33
310	280	145	150	125	270	160
75	125	63	52	36	75	86
< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
70	45	40	56	42	46	28
27	19	12	12	14	9,9	9,7
8,1	4,8	3,8	4,0	3,4	3,2	3,2
5,1	18	12	24	1,6	2,2	2,7
180	110	190	170	190	210	170
110	58	42	36	36	39	37
30	38	29	17	18	24	28

На рис. 4.2.14 на примере РЗЭ видны различия в составах базальтов из скважин, расположенных в различных сегментах плато Кергелен. Базальты скв. 747С из центральной части плато обладают более высокими концентрациями этих элементов и большей степенью обогащения КИРЗЭ, чем базальты из скв. 749С и 750В, расположенных в северной части южного сегмента плато.

Таблица 4.2.2 (продолжение)

Скважина	757C	757C	757C	758A	758A	758A
Керн, секция	11R-1	12R-1	12R-2	56R-1	57R-3	58R-1
Интервал, см	35–137	84–86	8–10	21–23	7–9	41–43
Кусок	9E	2	1	2A	1	3
Глубина в скв., м	402,75	411,94	412,68	508,61	520,97	527,51
Поток (Unit)	F12	F18	F18	F1	F2	F2
Лабораторный номер	z-34	z-21	z-13	z-26	z-32	z-33
SiO_2	42,61	49,02	48,51	46,79	43,41	46,43
TiO_2	1,12	1,17	1,18	1,17	1,27	1,25
Al_2O_3	17,02	18,47	17,32	14,42	11,92	12,78
Fe_2O_3	7,52	3,01	6,14	5,60	9,85	7,27
FeO	2,23	4,10	3,47	5,40	5,70	5,54
MnO	0,07	0,05	0,12	0,10	0,10	0,18
MgO	5,90	5,38	5,62	7,95	8,93	7,78
CaO	8,10	12,10	10,45	11,88	5,45	10,02
Na_2O	3,33	2,40	2,63	2,57	2,98	2,98
K_2O	1,95	1,01	1,45	0,11	0,68	0,17
P_2O_5	0,07	0,06	0,05	0,06	0,04	0,08
H_2O^+	6,21	1,39	0,89	0,88	2,69	1,13
H_2O^-	3,03	1,44	1,94	2,81	6,30	4,09
CO_2	–	–	–	–	–	–
Остаток	0,34	0,26	0,32	0,07	0,17	0,22
Сумма	99,50	99,86	100,09	99,74	99,49	99,92
La	6,5	14	11	4,1	6,7	6,6
Ce	15	24	24	7,4	12	12
Sm	2,8	4,4	3,5	2,0	3,0	3,0
Eu	1,0	1,0	1,1	0,73	0,96	1,1
Tb	0,52	0,78	0,76	0,48	0,7	0,7
Yb	1,8	3,1	2,7	1,9	1,7	1,8
Lu	0,26	0,48	0,41	0,29	0,27	0,28
Sc	38	34	36	47	49	51
Cr	110	92	92	240	90	84
Ni	55	55	58	100	80	80
Co	30	30	33	42	69	71
V	260	240	260	325	385	370
Cu	81	50	24	195	155	210
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Zn	44	62	65	56	82	62
Y	16	27	29	18	21	26
Nb	4,5	8,5	8,7	2,7	4,5	4,9
Rb	19	12	21	1,3	1,9	1,6
Sr	380	160	150	100	120	120
Zr	48	130	130	36	59	63
Ba	34	53	75	16	22	34

Для базальтов скв. 757C характерны широкие вариации в распределении РЗЭ, причем только у La, Ce и Sm (в отдельных образцах) концентрации выше, чем в нормальных толеитах СОХ. При этом в отношении Eu, Tb, Yb, Lu и, частично, Sm они в значительной мере обеднены по сравнению с N-MORB. Общий уровень концентраций РЗЭ значительно ниже в плагиофировых разностях (верхняя группа потоков), чем в клинопироксен-плагиофировых (нижняя группа потоков) (см. рис. 4.2.13).

758A 58R-5 55–57 2A 533,65 F2 z-8	758A 60R-1 11–13 1B 546.01 F3 z-31	758A 60R-2 80–82 2 548,20 F3 z-3	758A 60R-2 82–84 1C 554,22 F3 z-27	758A 62R-1 57–59 4A 564.87 F4 z-23	758A 62R-3 27–29 2 567,57 F4 z-24	758A 63R-1 3–5 1 573,83 F7 z-19
44,96	45,71	45,59	46,11	43,95	44,66	43,68
1,51	1,39	1,75	1,43	1,12	1,20	2,10
14,37	11,87	13,26	12,31	17,57	19,22	13,29
6,90	7,76	7,89	6,55	4,27	3,50	8,50
4,75	6,10	5,05	6,09	3,73	3,45	4,90
0,12	0,14	0,17	0,10	0,07	0,11	0,18
7,32	8,99	8,78	8,26	9,47	7,02	9,82
11,40	9,19	8,76	11,26	8,73	12,12	5,66
2,10	2,70	2,37	2,57	1,88	2,30	2,63
0,14	0,17	0,18	0,13	0,31	0,17	0,20
0,05	0,10	0,11	0,08	0,04	0,05	0,15
1,91	1,81	1,15	1,47	2,74	2,08	3,61
4,85	3,82	4,53	3,43	5,38	3,55	4,87
–	–	–	–	–	–	–
		0,46	0,20	0,17	0,21	0,25
100,38	99,75	100,05	99,99	99,43	99,64	99,84
3,0	4,9	5,7	5,9	4,1	3,9	8,5
8,0	12	13	12	8,5	7,9	18
2,3	2,9	3,0	2,9	2,0	1,9	4,2
0,9	1,0	1,0	1,0	0,66	0,64	1,2
0,63	0,72	0,61	0,68	0,41	0,42	0,9
2,2	2,7	2,3	2,4	1,4	1,4	3,1
0,33	0,38	0,38	0,34	0,2	0,2	0,48
50	50	49	48	41	42	47
82	75	225	175	535	360	18
94	77	110	94	135	120	58
73	50	69	60	58	51	58
620	330	515	380	320	240	360
275	195	185	195	113	81	215
< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
65	66	80	71	36	46	76
19	27	23	23	12	14	30
3,9	4,8	5,2	4,4	3,3	3,0	6,5
< 1	2,3	< 1	< 1	2,0	< 1	< 1
120	120	130	120	130	130	130
52	62	70	55	40	35	99
23	28	21	20	19	19	19

Вулканиты скв. 758A слабо обогащены La и Ce и обеднены Sm, Eu, Tb, Yb и Lu по сравнению с N-MORB (см. рис. 4.2.13).

На рис. 4.2.15 приведены диаграммы соотношения содержаний ряда элементов с концентрациями TiO_2 в базальтах из рассматриваемых скважин. Приведены также поля составов толеитов о-ва Кергелен [Storey et al., 1988] и плато-базальтов Раджмахала [Storey et al., 1992]. Как и в случае базальтов поднятий на западе Индийского океана, наблюдается прямая корреляционная зависимость между содержаниями

Таблица 4.2.2 (окончание)

Скважина	758A	758A	758A	758A	758A	758A	758A
Керн, секция	63R-5	65R-6	66R-3	67R-4	67R-6	68R-3	69R-2
Интервал, см	48–50	25–27	44–46	78–80	28–30	106–108	45–47
Кусок	1A	1A	1B	3	1	8	1
Глубина в скв., м	580,28	600,45	605,54	616,78	619,28	624,86	632,15
Поток (Unit)	F7	F10	F11	F14	F14	F17	F17
Лабораторный номер	z-7	z-28	z-14	z-12	z-35	z-20	z-10
SiO_2	45,79	45,89	46,14	44,11	45,95	44,46	45,92
TiO_2	1,64	1,54	1,47	1,93	1,20	1,41	1,43
Al_2O_3	14,13	11,78	14,46	13,18	14,87	15,25	12,95
Fe_2O_3	5,85	7,97	5,24	6,47	5,60	6,24	7,70
FeO	4,85	5,33	4,56	4,09	4,59	3,15	4,87
MnO	0,15	0,14	0,10	0,10	0,14	0,05	0,15
MgO	9,05	8,16	8,35	10,96	8,32	8,57	7,86
CaO	10,85	11,25	11,28	6,57	10,86	9,40	12,96
Na_2O	2,18	2,43	2,10	2,33	2,30	2,25	2,10
K_2O	0,18	0,10	0,10	0,20	0,08	0,21	0,15
P_2O_5	0,05	0,08	0,07	0,10	0,07	0,07	0,,07
H_2O^+	1,25	1,16	1,64	2,97	1,35	2,90	1,27
H_2O^-	4,29	3,59	4,00	6,55	4,40	5,75	3,05
CO_2	–	–	–	–	–	–	–
Остаток	0,19		0,13	0,30		0,23	
Сумма	100,45	99,42	99,64	99,86	99,73	99,94	100,48
La	4,8	4,8	3,9	5,2	4,4	4,1	3,3
Ce	11	10	9,5	10	11	8,9	8,5
Sm	2,8	2,8	2,6	2,7	2,7	2,3	2,4
Eu	1,0	1,0	0,94	0,99	0,84	0,77	0,9
Tb	0,65	0,72	0,56	0,75	0,52	0,45	0,53
Yb	2,2	2,2	2,0	1,8	1,8	1,6	2,1
Lu	0,35	0,32	0,3	0,28	0,3	0,25	0,32
Sc	50	53	51	48	50	49	49
Cr	195	295	375	112	295	230	240
Ni	92	102	105	82	102	88	100
Co	69	55	58	47	53	51	55
V	440	330	360	430	330	340	280
Cu	165	185	150	195	152	165	140
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Zn	62	66	58	70	59	50	58
Y	23	22	21	19	17	15	21
Nb	5,1	4,2	3,7	5,1	3,6	3,0	3,8
Rb	< 1	< 1	1,0	< 1	< 1	< 1	< 1
Sr	120	120	110	130	120	130	110
Zr	59	62	47	67	42	55	49
Ba	17	21	< 10	18	20	18	15

* Рейсы 121 и 26.

P_2O_5, Zr, Nb и Y и концентрациями TiO_2, как в базальтах отдельных скважин, о-ва Кергелен и плато-базальтов Раджмахала, так и в ряду скважин 757C–758A–756D–254. Эти диаграммы ярко иллюстрируют различия в составе базальтов из выделенных групп в скв. 757C. Вулканиты нижней группы обогащены Zr, Y, Nb, а также Ba, Ni, Cr (см. табл. 4.2.2) по сравнению с базальтами верхних потоков. Значения TiO_2 и P_2O_5 в базальтах выделенных групп близки. Базальты

758A	758A	254	254	254	254	254	254
71R-3	73R-3	35-1	35-2	35-3	36-1	36-2	36-2
87–89	85–87	123–125	105–107	72–75	140–143	2–4	114–118
3B	4F	11	14	9	20	1	20
652,47	671,45	311,23	312,55	313,72	316,40	316,52	317,64
F22	F29	5	5	5	5	5	5
z-2	z-15	z-100	z-101	z-102	z-103	z-104	z-105
45,01	44,38	42,56	44,35	43,88	43,87	42,17	41,94
1,60	1,35	2,34	2,52	2,48	2,87	2,60	2,63
13,06	14,01	11,46	10,33	12,27	13,91	12,61	12,99
5,78	7,24	7,01	9,44	7,69	8,13	10,16	14,66
4,85	3,37	7,61	7,15	6,61	5,34	5,00	2,16
0,31	0,14	0,16	0,05	0,15	0,17	0,25	0,05
8,49	9,56	10,91	9,13	9,92	8,34	8,04	6,55
12,07	8,16	8,79	9,31	9,42	8,26	7,56	5,32
2,16	2,10	2,22	2,51	2,70	2,91	2,41	2,81
0,13	0,14	0,31	0,27	0,34	0,51	0,41	0,51
0,11	0,11	0,15	0,22	0,12	0,13	0,21	0,16
1,28	2,68	3,93	2,55	2,21	2,99	3,61	4,08
3,98	6,35	2,95	2,64	2,54	2,98	4,81	6,24
–	–	–	–			–	
1,11	0,32						
99,94	99,91	100,40	100,47	100,33	100,41	99,84	100,10
4,9	4,7	11	10	10	13	12	14
11	10	23	22	24	29	23	28
2,6	2,5	5,3	5,0	5,3	6,2	5,4	6,3
0,87	0,87	1,8	1,7	1,8	1,9	1,9	2,2
0,58	0,51	1,1	0,94	1,1	1,3	1,2	0,99
2,4	1,8	3,6	3,5	3,6	4,2	4,0	3,5
0,39	0,29	0,58	0,54	0,58	0,66	0,59	0,54
49	46	41	40	40	43	41	45
240	108	485	450	360	335	350	350
117	80	270	250	250	165	210	200
65	46	70	65	60	55	70	70
460	430	270	280	250	390	390	450
185	185	100	160	100	60	225	185
< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
64	58	120	120	110	125	120	120
22	19	33	36	34	41	34	35
5,5	4,5	9,3	9,6	9,2	12	9,8	12
< 1	< 1	1,5	1,6	1,6	4,4	1,9	2,6
110	100	81	130	140	120	160	120
54	50	78	95	100	90	150	110
< 10	< 10	66	87	84	110	82	76

скв. 747C по содержанию TiO_2 и Y близки к базальтам из скв. 756D и 758A, но поля их составов на диаграммах TiO_2–P_2O_5, TiO_2–Zr, TiO_2–Nb лежат выше поля составов базальтов из скважин Восточно-Индийского хребта.

Картина, подобная наблюдаемой для базальтов о-ва Реюньон и траппов Декана, характерна и для плато-базальтов Раджмахала и толеитов о-ва Кергелен. Здесь также наблюдается значительное пересечения полей составов базальтов из назван-

Таблица 4.2.3. Содержание главных породообразующих (в мас.%), редких и редкоземельных (в г/т) элементов в базальтах плато Кергелен (Индийский океан)*

Скважина	747C	747C	747C	747C	747C	747C	747C	747C	747C
Керн, секция	12R-1	12R-2	12R-3	13R-3	14R-1	15R-1	15R-2	16R-2	16R-4
Интервал, см	53–56	85–87	146–148	97–99	49–51	22–24	97–99	51–53	14–16
Кусок	7A	10	12	10B	3C	3A	13	1D	1A
Глубина в скв., м	303,53	305,35	307,46	316,47	322,49	331,72	333,97	343,01	345,64
Поток (Unit)	8	10	10	18	19	23	25	29	30
Лабораторный номер	z-91	z-92	z-93	z-94	z-95	z-96	z-97	z-98	z-99
SiO_2	45,79	43,82	47,94	44,65	45,60	44,91	44,30	46,75	45,10
TiO_2	2,19	1,59	1,81	2,29	1,86	1,25	1,53	1,25	1,36
Al_2O_3	18,55	14,38	15,66	16,87	15,29	15,78	12,79	14,34	13,36
Fe_2O_3	8,77	7,74	4,22	8,33	7,73	6,92	8,62	7,58	6,17
FeO	1,19	4,75	4,97	3,12	3,86	3,01	3,44	3,10	4,47
MnO	0,20	0,02	0,05	0,02	0,15	0,08	0,08	0,05	0,17
MgO	4,45	8,51	7,24	6,71	7,71	7,98	9,91	7,79	10,33
CaO	4,68	8,84	11,76	7,68	9,99	8,57	8,89	9,96	10,69
Na_2O	3,08	2,70	3,42	3,12	2,91	2,61	2,13	2,13	2,32
K_2O	1,68	0,66	0,75	1,22	0,84	1,22	0,89	2,09	1,36
P_2O_5	0,18	0,17	0,16	0,22	0,18	0,14	0,13	0,10	0,10
H_2O^+	3,56	2,30	0,69	1,65	1,23	2,93	5,14	2,56	2,66
H_2O^-	5,20	3,65	1,69	3,72	2,56	3,91	2,57	2,84	2,38
CO_2	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Остаток	0,06								
Сумма	99,58	99,13	100,36	99,60	99,91	99,32	100,42	100,54	100,47
La	14	11	13	19	17	13	10	14	14

Ce	29	24	25	35	33	27	22	30	24
Sm	4,5	3,8	4,2	5,8	4,9	3,7	3,5	3,9	3,7
Eu	1,6	1,4	1,5	1,9	1,5	1,2	1,1	1,2	1,2
Tb	0,79	0,68	0,80	1,0	0,87	0,61	0,62	0,67	0,68
Yb	2,1	2,2	2,2	3,4	2,8	2,1	1,8	2,0	2,0
Lu	0,28	0,34	0,36	0,52	0,42	0,32	0,28	0,31	0,31
Sc	57	46	48	46	46	39	40	36	38
Cr	400	270	240	60	95	405	425	430	290
Ni	95	80	85	90	100	135	135	115	115
Co	55	50	50	60	55	55	55	40	40
V	540	320	250	240	270	175	220	165	155
Cu	55	100	100	45	60	40	45	35	80
Pb	6	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Zn	95	95	95	115	115	90	90	80	80
Y	27	30	27	29	26	20	22	21	20
Nb	11	9	8,7	13	10	7,6	8,2	7	7,3
Rb	29	6,3	2,7	13	6,4	12	11	17	9,6
Sr	190	230	280	250	190	210	190	160	250
Zr	100	95	130	150	91	87	88	52	92
Ba	120	140	130	290	210	150	110	210	120

* Рейс 120.

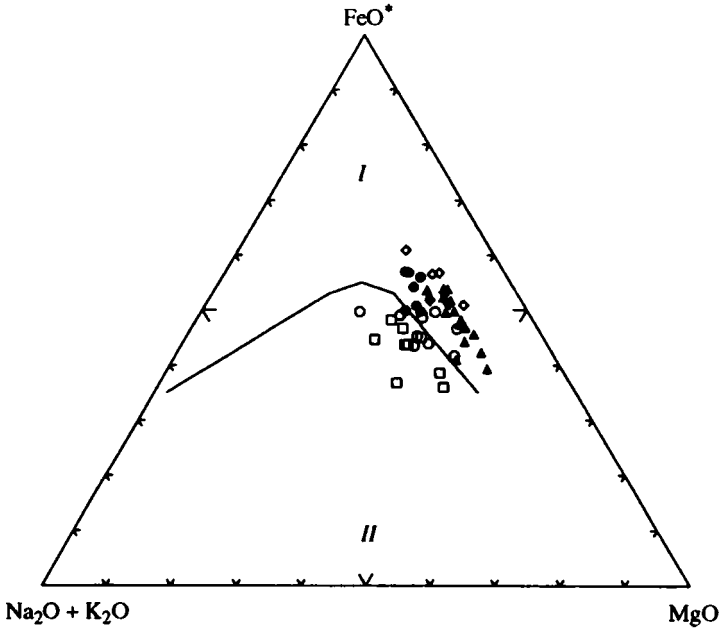


Рис. 4.2.11. Диаграмма *AFM* [Irvine, Baragar, 1971] для базальтов из скважин Восточно-Индийского хребта и плато Кергелен

Условные обозначения см. на рис. 4.2.10. Названия полей см. на рис. 4.2.3

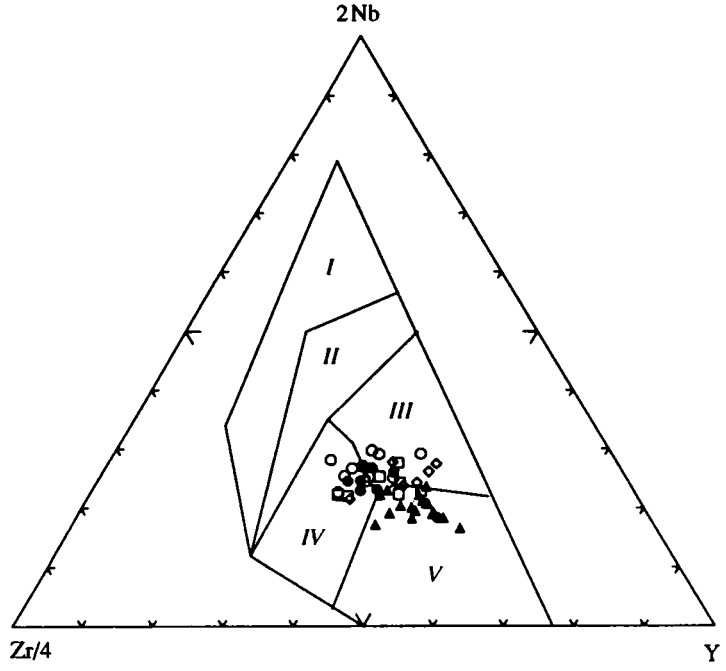


Рис. 4.2.12. Диаграмма Zr–Nb–Y [Meschede, 1986] для базальтов из скважин Восточно-Индийского хребта и плато Кергелен

Условные обозначения см. на рис. 4.2.10. Названия полей см. на рис. 4.2.4

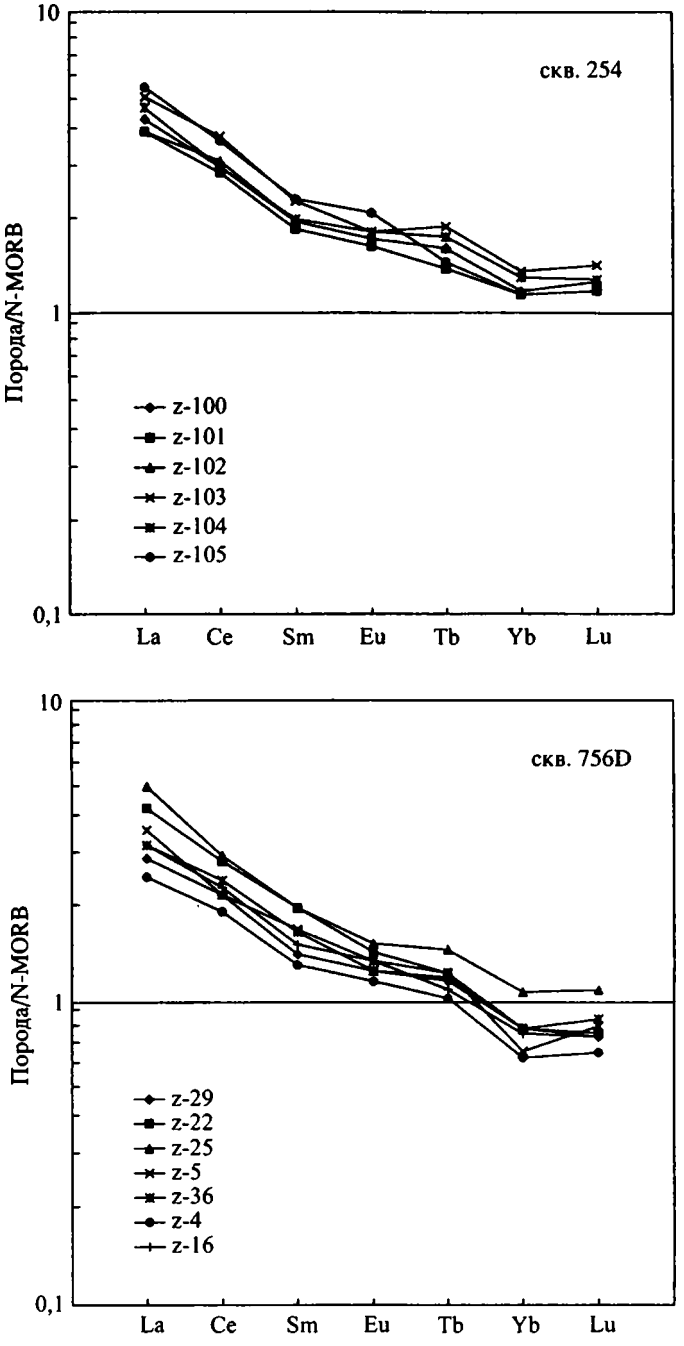


Рис. 4.2.13. Диаграмма распределения РЗЭ, нормированных по N-MORB [Sun, McDonough, 1989], для базальтов из скважин Восточно-Индийского хребта (скв. 254, 756D, 757C, 758A) и плато Кергелен (скв. 747C)

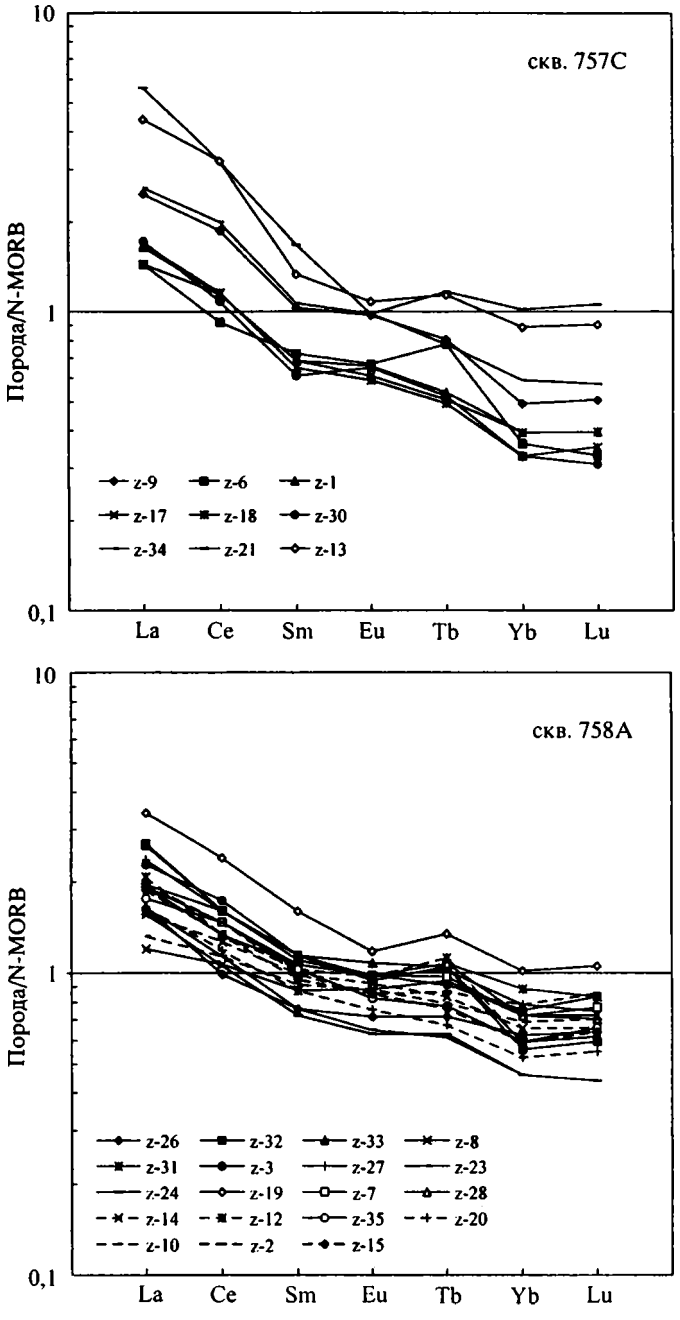


Рис. 4.2.13 (продолжение)

ных областей на диаграммах TiO_2–P_2O_5 и TiO_2–Zr и соотношения, аналогичные западной части Индийского океана на диаграммах TiO_2–Nb и TiO_2–Y.

На рис. 4.2.16 приведены кривые распределения РЗЭ для средних составов базальтов из рассматриваемых скважин. Базальты из скважин Восточно-Индийского хребта обладают сходным характером распределения РЗЭ, близким к E-MORB. При этом концентрации этих элементов увеличиваются от северных (скв. 758А) к

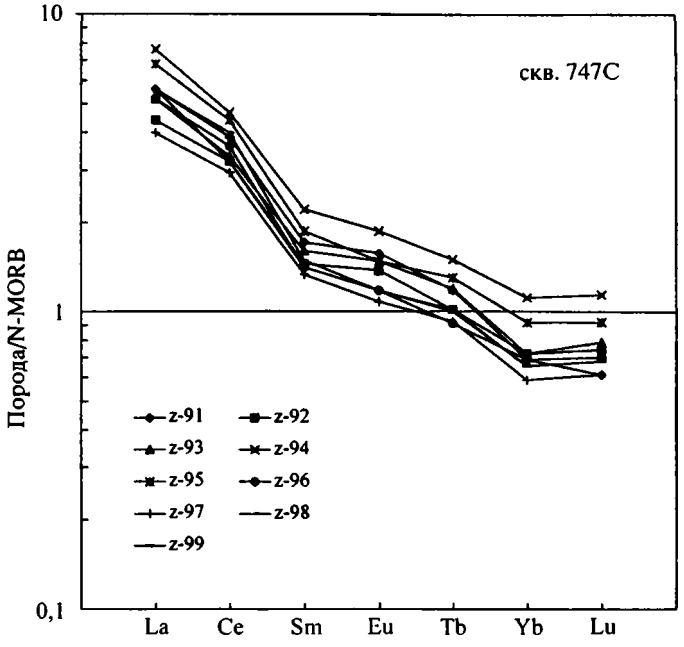


Рис. 4.2.13 (окончание)

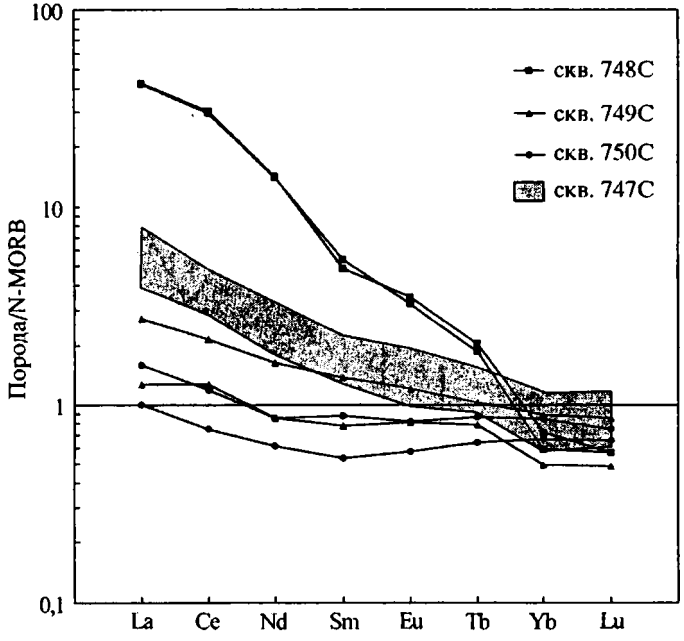


Рис. 4.2.14. Диаграмма распределения РЗЭ, нормированных по N-MORB [Sun, McDonough, 1989], для базальтов из скважин плато Кергелен [Storey et al., 1992]

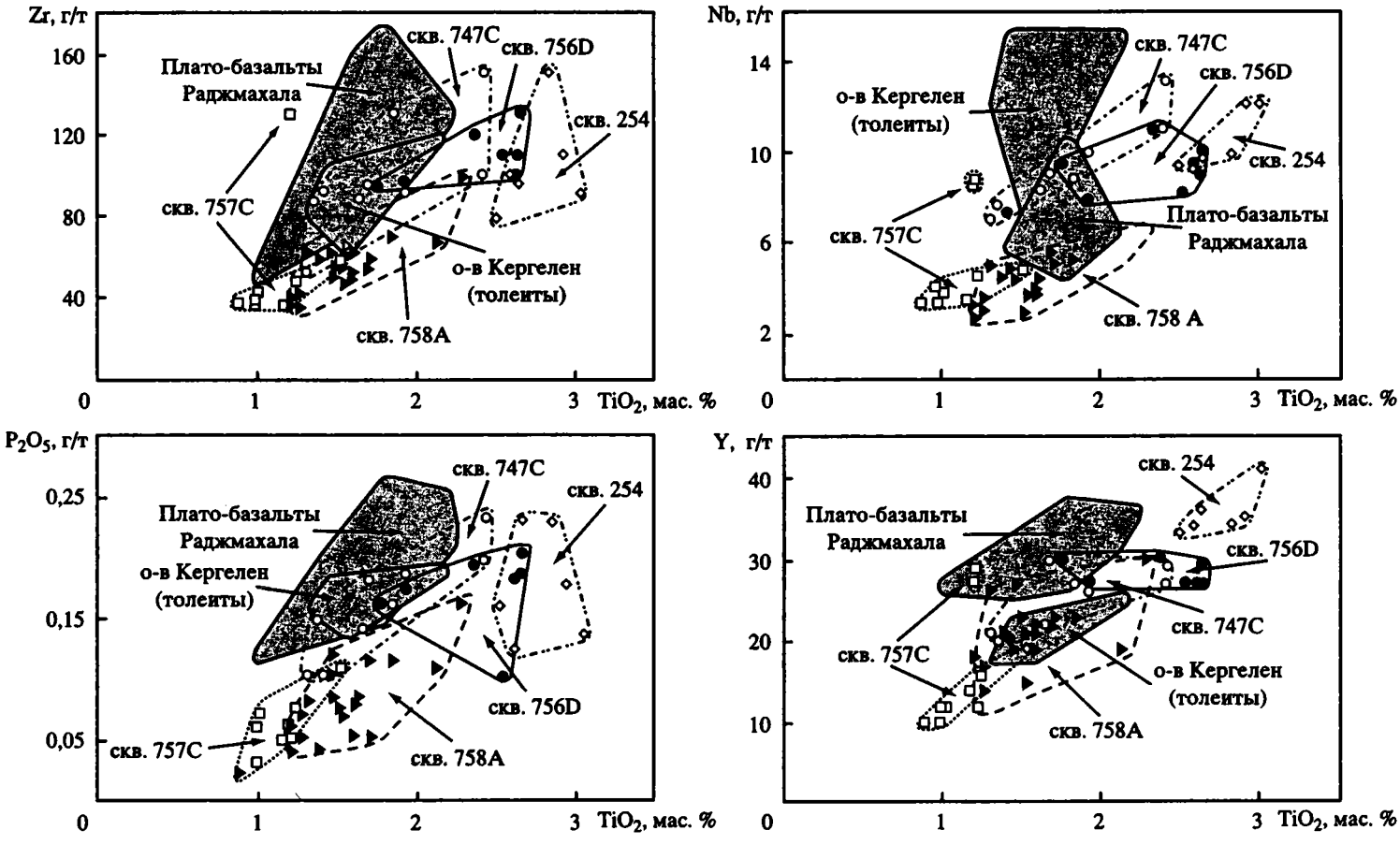


Рис. 4.2.15. Вариационные диаграммы зависимости содержаний Zr, P_2O_5, Nb и Y от концентрации TiO_2 в базальтах Восточно-Индийского хребта и плато Кергелен. Приведены также поля составов толеитовых базальтов о-ва Кергелен [Storey et al., 1988] и траппов Раджмахала [Storey et al., 1992]

Условные обозначения см. на рис. 4.2.10

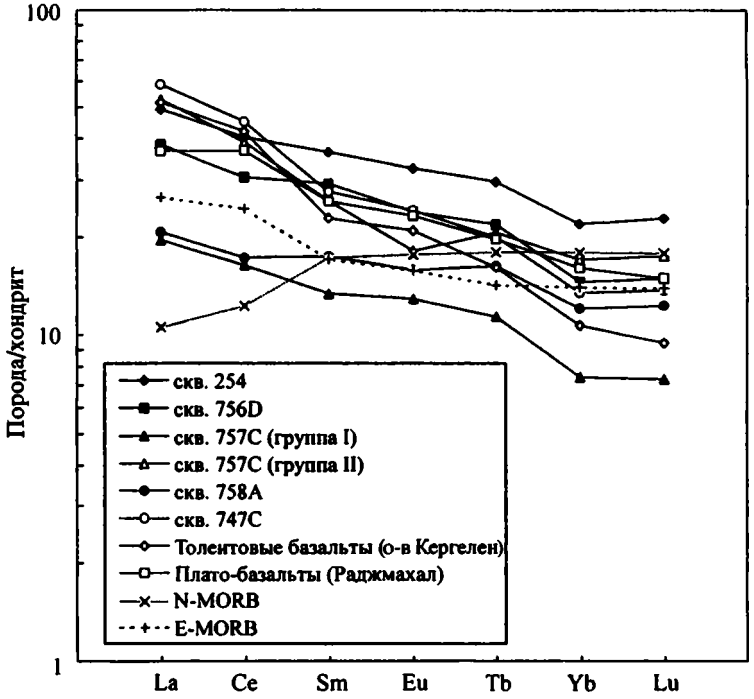


Рис. 4.2.16. Диаграмма распределения РЗЭ, нормированных по хондриту [Sun, McDonough, 1989], для средних составов базальтов из скважин Восточно-Индийского хребта и плато Кергелен. Приведены также кривые распределения для средних составов толеитовых базальтов о-ва Кергелен [Storey et al., 1988], траппов Раджмахала [Storey et al., 1992] и N-MORB, E-MORB [Sun, McDonough, 1989]

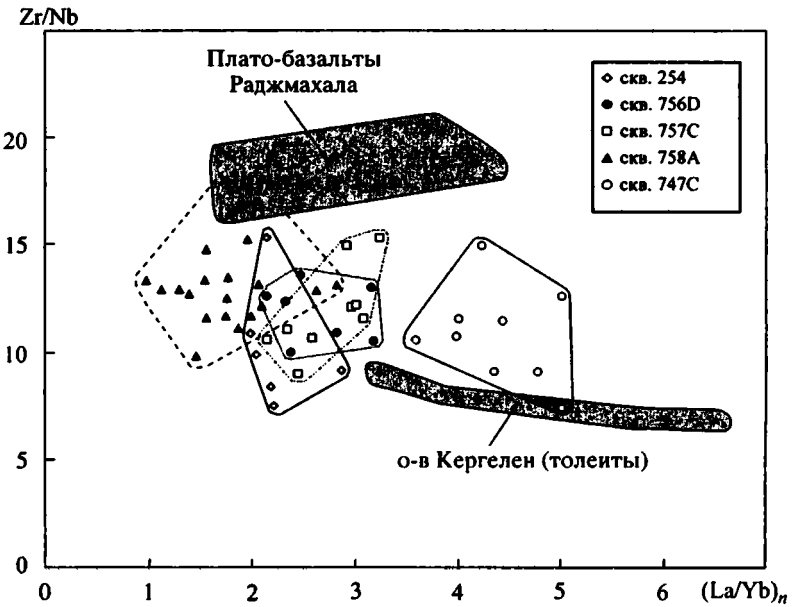


Рис. 4.2.17. Диаграмма зависимости $Zr/Nb–(La/Yb)_n$ в базальтах Восточно-Индийского хребта и плато Кергелен. Приведены также поля составов толеитовых базальтов о-ва Кергелен [Storey et al., 1988] и траппов Раджмахала [Storey et al., 1992]

Условные обозначения см. на рис. 4.2.10

южным скважинам (скв. 254). Закономерность нарушается для плагиофировых базальтов скв. 757С. Здесь базальты потоков верхней группы обладают меньшими концентрациями РЗЭ, чем базальты скв. 758А, хотя характер их распределения у базальтов из этих скважин близок. Базальтам нижней группы свойственны иной характер распределения РЗЭ и более высокий уровень их концентрации. У них наблюдается более высокая степень обогащения КИРЗЭ и небольшая отрицательная Eu аномалия.

Базальты скв. 747С по уровню концентраций и характеру распределения РЗЭ близки к толеитам о-ва Кергелен и плато-базальтам Раджмахала, отличаясь от базальтов из скважин Восточно-Индийского хребта.

На диаграмме $Zr/Nb–(La/Yb)_n$ (рис. 4.2.17) поля составов базальтов из скважин Восточно-Индийского хребта в значительной мере перекрывают друг друга, не перекрываясь с полями составов базальтов из скв. 747С, толеитов о-ва Кергелен и плато-базальтов Раджмахала. Для скв. 758А характерны более деплетированные значения этих параметров. Поле составов базальтов из скв. 747С занимает на диаграмме промежуточное положение между полями составов толеитов о-ва Кергелен и плато-базальтов Раджмахала.

* * *

Как отмечалось выше, гипотеза, объясняющая образование внутриплитных поднятий на западе Индийского океана действием долгоживущей глубинной мантийной "горячей точки", является сегодня наиболее популярной. Однако существуют и другие представления о формировании этих структур. Предполагалось, что Маскаренское поднятие формировалось над палеозойской островной дугой [Meyerhoff, Kamen-Kay, 1981]. Сейшельские острова, расположенные на северо-западном окончании поднятия, представляют собой докембрийский гранитный массив. Граниты с возрастом ~650 млн лет секутся серией значительно более молодых базальтовых даек [Barker, Miller, 1963]. Эти данные указывают на континентальную природу этих островов.

Согласно плитовым реконструкциям [Duncan, 1990] и доминирующей сегодня гипотезе образования всей цепи поднятий в западной части Индийского океана, около 65 млн лет назад массовым излиянием покровных толеитовых базальтов в западной Индии начала свою деятельность горячая точка Реюньон. Провинция Деканских траппов представляет собой толщу базальтовых потоков, покрывающую около 500 000 км^2. Мощность толщи достигает 2000 м. Анализ возрастных и стратиграфических данных показывает, что образование базальтов Декана происходило на границе мела и палеогена в течение 0,5 млн лет [Jaeger et al., 1989]. Считается, что часть Маскаренского плато (скв. 707) являлась в то время частью Деканской провинции плато-базальтов, а затем в ходе спрединга отделилась от Индии и была пристыкована к Африканской плите. Около 56 млн лет назад между Индией и Сейшельским поднятием уже существовал небольшой океанический бассейн. К этому времени относят образование поднятия, вулканиты которого вскрыты в скв. 715. При этом горячая точка в это время располагалась вне спрединговой хребта.

Вскоре после этого времени началась коллизия Индии и Африки (Аравия) с Евразией [Besse et al., 1984]; 48 млн лет назад, когда формировались базальты, вскрытые скв. 713, горячая точка Реюньон располагалась вблизи или на спрединговом Центрально-Индийском хребте. К этому времени относится образование банки Чагос (49 млн лет) и центральной части Маскаренского плато (банка Сайяде-Малья) (47 млн лет). В это же время горячая точка Кергелен, расположенная в тот момент к северу от оси спрединга Юго-Восточного Индийского хребта, форми-

ровала южную часть Восточно-Индийского хребта. 34 млн лет назад горячая точка Реюньон была расположена под сегментом Центрально-Индийского хребта и поставляла расплавы к банке Назарет (скв. 706) так же, как и к южной части банки Чагос. Спрединговая система Индийского океана мигрировала в северо-восточном направлении сначала через горячую точку Кергелен (~ 38 млн лет) и затем через горячую точку Реюньон (34 млн лет). С этого времени и до настоящего каждая из этих горячих точек располагается во внутриплитной позиции: Кергелен формирует северную часть плато Кергелен в ходе очень медленного поворота по часовой стрелке Антарктической плиты, а Реюньон – восточную часть Маскаренского плато, при движении Африканской плиты на северо-восток.

Существует несколько гипотез образования плато Кергелен. Хоутс и др. [Houtz et al., 1977] рассматривают его как поднятый останец древней меловой океанической коры, сформированной к западу от Австралии во время отделения Индии от Австрало-Антарктического континента. Ряд исследователей придерживается точки зрения, что плато представляет собой фрагмент подвергшейся рифтингу континентальной коры суперконтинента Гондвана [Deitz, Holden, 1970]. Наиболее популярной является гипотеза образования плато под действием мантийного плюма [Davies et al., 1989; Duncan, 1978; Luyendyck, Rennick, 1977; Morgan, 1981; Peirce, 1978; Storey et al., 1989; Weis et al., 1989].

О формировании Восточно-Индийского хребта в разное время также высказано несколько гипотез. Согласно этим гипотезам, хребет предлагается рассматривать как: 1) горстообразное поднятие на океанической коре [Francis, Raitt, 1967]; 2) поднятие, образованное при коллизии двух плит и надвиге одной плиты на другую [Le Pichon, Heirtzler, 1968]; 3) рифтогенную вулканическую структуру [Veevers et al., 1971]; 4) след горячей точки [Bowin, 1973; Duncan, 1978; Frey et al., 1977; Morgan, 1972; Peirce, 1978; Thompson et al., 1974]; 5) результат взаимодействия деятельности горячей точки и дислокаций на трансформном разломе [Luyendyk, Davies, 1974; Sclater, Fisher, 1974]; 6) сочетание следов нескольких горячих точек [Luyendyk, Rennick, 1977]. Ю.П. Непрочнов с соавторами [1979] предложил рассматривать формирование Восточно-Индийского хребта как результат тектонических движений в зоне линейного разлома на океанической коре, которые сопровождались базальтовым вулканизмом, что привело к приращению второго слоя океанической коры под хребтом. Близких взглядов на формирование хребта придерживается и Г.Л. Кашинцев [1994].

В настоящее время подавляющее большинство исследователей образование Восточно-Индийского хребта связывает с движением Индийской плиты над стационарным мантийным потоком ("mantle plume"). Споры ведутся лишь относительно современного расположения этой горячей точки. Наиболее широко распространена среди исследователей гипотеза, согласно которой Восточно-Индийский хребет, хребет Брокен, плато Кергелен-Херд и траппы Раджмахала (Восточная Индия) являются продуктами долгоживущей (около 120 млн лет) горячей точки, расположенной вблизи островов Кергелен и Херд [Duncan, 1978; Morgan, 1981; Luyendyk, Rennik, 1977; и др.]. Согласно этим представлениям, наиболее ранними вулканическими продуктами данной горячей точки являются покровные базальты Раджмахальских траппов на востоке Индии (~117 млн лет), обнажающиеся на площади 4300 км^2. Эта вулканическая формация сложена в основном кварцнормативными толеитами. В меньших объемах присутствуют оливиновые базальты и андезито-базальты. Мощность толщи достигает 200–300 м. Эту толщу субаэральных вулканитов перекрывают тонко переслаивающиеся раннепермские и раннемеловые осадки (Гондванская группа), а снизу залегает докембрийский фундамент [Storey et al., 1992].

К ранним вулканическим продуктам данной горячей точки также относят вулканиты южной части плато Кергелен (скв. 749 и 750) и, возможно, плато Натура-

лист (включая базальты Бунбури, юго-западная часть Австралии). Приблизительно 84 млн лет назад Индия начала отодвигаться от Австрало-Антарктической плиты. Горячая точка формировала Восточно-Индийский хребет в интервале между поздним мелом и ранним олигоценом при движении Индии на север. Начиная приблизительно с 38 млн лет, когда спрединг океанического дна в Юго-Восточном Индийском хребте разделил Восточно-Индийский хребет и горячую точку, вулканизм был ограничен районом вокруг архипелага Кергелен на медленно движущейся Антарктической плите [Duncan, 1991].

С влиянием мантийного плюма связывают также образование островов Амстердам и Св. Павла, расположенных на спрединговом Юго-Восточном Индийском хребте (SEIR) (38° ю.ш. и 78° в.д.). Острова лежат в 1 и 2° южнее оси хребта соответственно. В районе разломных зон Амстердам–Св. Павел осевая зона спредингового хребта не имеет рифтовой долины и расположена на глубине около 1800 м. Севернее (в сторону тройного сочленения Родригес) и южнее зоны разломов Амстердам–Св. Павел спрединговый хребет обладает рифтовой долиной, а глубина осевой зоны увеличивается до 3500 м [Dosso et al., 1988].

Все описанные структуры имеют ряд общих признаков.

1. Они представляют собой крупные протяженные поднятия на океанической коре, фундамент которых сложен огромными массами вулканических пород основного состава.

2. Морфология Маскаренского плато, Мальдивского хребта, Восточно-Индийского хребта и плато Кергелен носит глыбовый характер, а их поперечные профили асимметричны (восточный склон крутой, западный – пологий). Вдоль подножия восточных склонов Восточно-Индийского и Мальдивского хребтов протягиваются желоба.

3. Для всех структур характерна повышенная мощность коры (до 25 км), причем увеличение мощности происходит за счет наращивания второго ее слоя (рис. 4.2.18).

4. На континентальном продолжении Восточно-Индийского и Мальдивского хребтов развит трапповый вулканизм – плато-базальты Раджмахала и трапы Декана соответственно.

5. На внутриокеаническом окончании цепи поднятий находятся молодые вулканические острова Кергелен и Реюньон.

6. Возраст вулканитов, слагающих поднятия, закономерно уменьшается от континента к океану.

7. Маскаренский и Мальдивский хребты на западе океана и Восточно-Индийский хребет и плато Кергелен на востоке разделены спрединговыми срединно-океаническими хребтами – Центрально-Индийским и Юго-Восточным Индийским соответственно.

Некоторые из приведенных выше признаков сходны с таковыми для Гавайско-Императорской вулканической цепи, являющейся эталонным примером структуры, образование которой связано с действием глубинного мантийного потока. Общая ее протяженность около 4000 км. Наблюдается увеличение возраста вулканов Гавайского хребта и Императорских гор в северо-западном и северном направлении соответственно. На юго-восточном окончании Гавайского хребта расположены поднимающиеся над водой Гавайские острова. На о-ве Гавайи расположены ныне действующие вулканы. Мощность коры под Гавайским валом оценивается в 14 км [Удинцев, 1987].

Тем не менее несмотря на общие черты имеющиеся различия в составах пород фундамента исследуемых поднятий позволяют говорить о том, что Мальдивский и Маскаренский хребты на западе Индийского океана, как и Восточно-Индийский хребет и плато Кергелен на востоке, следует рассматривать как самостоятельно

формировавшиеся тектономагматические структуры. Идея связи образования всей совокупности поднятий на западе и востоке Индийского океана с действием долгоживущих мантийных горячих точек Реюньон и Кергелен не находит подтверждения.

Вулканические острова Кергелен и Реюньон, по-видимому, сформированы под действием глубинных мантийных плюмов. Об этом говорят состав слагающих их базальтов и оценки *P–T* параметров образования их первичных расплавов [Соболев, Никогосян, 1994]. Кроме того, на островах проявлены породы повышенной щелочности и кремнекислые дифференциаты [Лучицкий, 1984; Fisk et al., 1988; Storey et al., 1988]. С действием этих плюмов может быть связано, по-видимому, и образование базальтов верхней группы потоков из скв. 706С и базальтов из скв. 747С на Маскаренском хребте и в центральной части плато Кергелен соответственно.

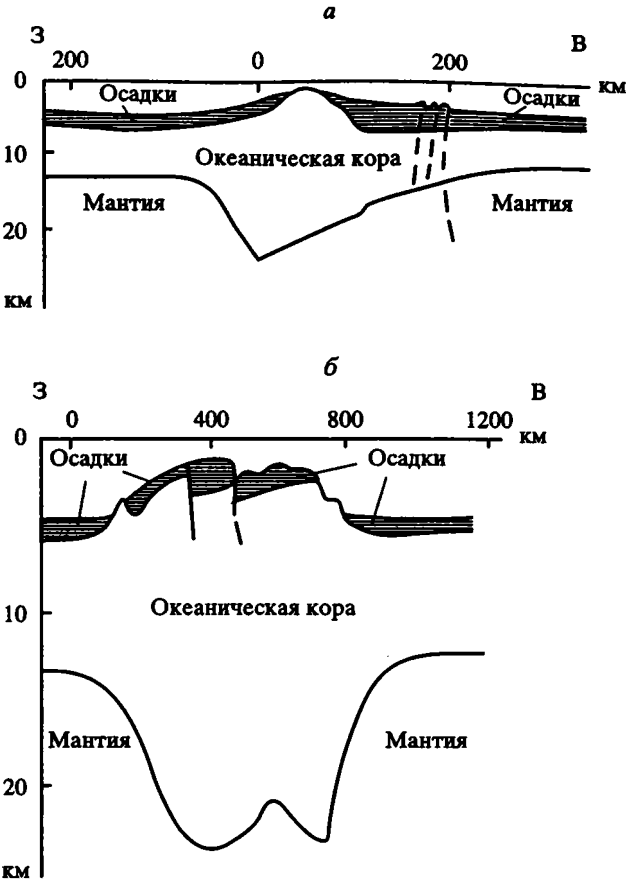


Рис. 4.2.18. Схема глубинной структуры Восточно-Индийского хребта [Bowin, 1973] (*а*) и плато Кергелен [Houtz, 1977] (*б*)

Химический состав базальтов трапповых формаций Декана и Раджмахала говорит об их образовании из обогащенных глубинных мантийных источников, но не связанных, по-видимому, с действием горячих точек Реюньон и Кергелен. На это указывают особенности составов плато-базальтов и базальтов островов, их пространственная и структурная разобщенность, а также большой возрастной интервал.

Состав базальтов из других скважин не отвечает представлению о связи их образования с глубинным мантийным потоком. В частности, концентрации некогерентных редких и редкоземельных элементов в них ниже, чем это характерно для производных горячих точек. Хотя эти концентрации в большинстве случаев выше, чем у нормальных базальтов СОХ. Это, по-видимому, связано с промежуточными между базальтами СОХ и производными горячих точек глубинными уровнями формирования первичных расплавов.

В целом разброс в значениях содержаний некогерентных элементов и максимальный уровень их концентраций у базальтов внутриплитных поднятий запада Индийского океана (Реюньон–Декан) выше, чем у вулканитов аналогичных структур восточной части Индийского океана (Кергелен–Раджмахал). Этот факт может свидетельствовать в пользу представлений о глобальной мантийной неоднородности состава мантии под западным и восточным сегментами Индийского океана [Кашинцев, 1993, 1994].

Образование Восточно-Индийского, Мальдивского и Маскаренского хребтов, по нашему мнению, связано с развитием разломных зон на уже сформированной океанической коре, сопровождавшимся излияниями огромных объемов базальтов, по составу более глубинных, чем базальты СОХ. Тектонические движения, по-видимому, продолжались и после завершения магматического этапа. Развитие разломных зон при формировании Восточно-Индийского и Мальдивского хребтов происходило от континента в сторону открытого океана, а по мере развития разлома – последовательное перемещение области активного вулканизма и изменение глубины образования магматических очагов. Это объясняет закономерное изменение возраста базальтов вдоль простирания структур. Однако характер изменения состава базальтов вдоль этих хребтов различен. При таком развитии событий объяснимы и блоковая структура хребтов, и увеличенная мощность коры под поднятиями.

Морфология фундамента и увеличенная мощность коры океанического типа указывают на близкий механизм формирования плато Кергелен (см. рис. 4.2.18). Химизм базальтов фундамента различен для отдельных сегментов плато. Базальты северного и центрального сегментов плато (скв. 747С и вулканиты островов Кергелен и Херд) значительно обогащены редкими некогерентными и редкоземельными элементами по сравнению с базальтами северной части южного сегмента (скв. 749С и 750В).

Интерпретация некоторых геофизических параметров (сейсмичность, теплофизические характеристики) позволяет подойти к проблеме генезиса пострифтогенных тектоно-магматических структур с иных позиций. Все СОХ сейсмически очень активны. Подавляющее большинство землетрясений в этих структурах характеризуется магнитудой не более 7, а глубина фокальных очагов землетрясений значительно меньше 70 км. Большинство пострифтогенных структур Индийского океана асейсмичны. Исключение составляет сейсмически активный хребет Маккуори. Большая часть зафиксированных в нем землетрясений обладает магнитудой менее 7 и глубиной очагов землетрясений около 70 км. Отмечены единичные землетрясения с магнитудой более 7 и глубиной очагов, превышающей 70 км. Отмечены единичные землетрясения в Мальдивском и Восточно-Индийском хребтах с магнитудой менее 7 и глубиной фокальных очагов около 70 км [Stover, 1966].

Важной геофизической характеристикой, широко используемой в петрологических исследованиях, является величина теплового потока, которая различна для разных тектоно-магматических структур. Так, для абиссальных котловин (плит) средняя величина теплового потока равна 1,35 мкал/см^2 · с, при стандартном отклонении 0,56, а для асейсмичных хребтов – 1,61 мкал/см^2 · с, при стандартном отклонении 0,49. Наибольший разброс величин теплового потока характерен для СОХ (1,45), в которых максимальная величина в осевой зоне может достигать 2,5 мкал/см^2 · с, при средней величине 1,42 мкал/см^2 · с [Langseth, von Herzen, 1970].

Максимальной "разогретостью" по средним величинам характеризуются породы пострифтогенных тектоно-магматических структур и некоторых участков СОХ. Принято считать, что очаги магмообразования формируются в фокальных зонах землетрясений. Следовательно, можно предположить, что магмагенерирующие очаги под СОХ формируются на глубинах менее 70 км и расположены в верхних частях деплетированной мантии, а под асейсмичными хребтами на глубинах около 70 км и локализованы в верхней зоне астеносферы.

Как следует из концепции Ф.А. Летникова [1999], литосфера, в том числе ее океаническая часть, формируется под воздействием флюидных потоков из астеносферы, а ее мощность зависит от времени воздействия и условий проницаемости пород деплетированной мантии и фундамента коры (наличие зон растяжения, разломов, тектонизированных участков). Глубинные разломы, заложенные в любом типе литосферы, не могут проникать в глубь астеносферы в силу ее пониженной

упругости (частичное плавление, повышенное содержание флюидов). Однако различная глубина их проникновения в пределах самой литосферы определяет степень воздействия на нее астеносферных флюидных потоков и тем самым влияет на состав первичных выплавок. Концентрация флюидов влияет на температуру солидуса мантийных минеральных парагенезисов и определяет состав первичных расплавов. Соответственно, создаются предпосылки для возникновения расплавов различной степени обогащенности. Такой подход примиряет концепции возникновения расплавов из разноглубинных источников и их смешения.

Из данной концепции следует: 1) обязательность возникновения среди вулканитов СОХ базальтов различной степени обогащенности (N-MORB, E-MORB, T-MORB); 2) вариации по степени обогащенности среди базальтов асейсмичных хребтов, т.е. открывается возможность альтернативного объяснения генезиса этих структур.

Таким образом, многочисленными геолого-геофизическими и петролого-геохимическими работами показано, что типичная океаническая кора формируется главным образом за счет вулканизма, в процессе рифтогенеза в СОХ и последующего спрединга ее новообразованных участков. Мощность рифтогенных участков коры не превышает 8–10 км. В пострифтогенный этап кора в отдельных ее участках за счет реактивизации вулканических процессов в значительной мере преобразуется. Мощность коры возрастает в 2–3 раза и достигает 15–25 км. Происходит наращивание базальтового слоя сверху и его приращение в корневых частях новообразованных тектоно-магматических структур. Этот пострифтогенный процесс преобразования первичной океанической коры может рассматриваться как этап ее вертикальной аккреции.

Аккреционный процесс приводит не только к увеличению мощности коры, но и к инверсии состава вулканитов, сопровождающейся увеличением щелочности пород и обогащением их некогерентными элементами. Вертикальная аккреция океанической коры, в свою очередь, связана с перестройкой глубинных геодинамических процессов, суть которых сводится к "заглублению" первичных очагов выплавления магм и, соответственно, изменению состава мантийного субстрата и P–T условий или к существенному влиянию астеносферных флюидных потоков.

Авторы выражают глубокую благодарность геологам, участвующим в осуществлении программы *ODP* (Ocean Drilling Programme) за предоставленные материалы, и лично Ф. Рабиновицу и Т. Френсису за помощь в осуществлении поездок в кернохранилища *ODP*.

Глава 4.3

ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В СВЕТЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ "ВОДА–ПОРОДА"

Согласно одной из существующих в настоящее время концепций, становление континентальной коры происходит в результате тектонического скучивания базитовой коры океана и ее глубокой структурно-вещественной переработки [Пейве, 1973; Пейве и др., 1971, 1976, 1980, 1984]. Признаком такой трансформации коры в островных дугах эти исследователи считали "массовое развитие... метаморфических и магматических комплексов гранитного состава" [Пейве и др., 1980, с. 17] и полагали, что это происходит "благодаря поступлению жидких и газообразных флюидов... в глобальные эпохи тектоно-магматической активности" [Пейве и др.,

1984, с. 7]. Хотя источник этих флюидов определенно не идентифицировался, подразумевалось, что они имеют глубинное (мантийное ?) происхождение.

Такое представление о природе флюидов как будто бы поддерживалось данными об изотопном составе содержащегося в них гелия. Как известно, в земных объектах этот состав отражает смешение двух генетических типов гелия – первичного, захваченного Землей при аккреции, и образующегося в ней радиогенного. В первичном гелии отношение концентраций его изотопов $^3He/^4He = R = (1{,}5–4{,}0) \cdot 10^{-4}$, а в радиогенном, возникающем в породах при кларковых содержаниях материнских элементов (U, Th, Li), оно в ~10 000 раз ниже, $R = (2\pm1) \cdot 10^{-8}$, тогда как в атмосфере имеет промежуточное значение, $R_a = 1{,}4 \cdot 10^{-6}$ [Мамырин, Толстихин, 1981]. Типичным для верхней (деплетированной) мантии считается состав гелия в базальтах и гидротермах срединно-океанических хребтов (СОХ), где $R = (1{,}15\pm0{,}1) \cdot 10^{-5}$ [Marty, Tolstikhin, 1998]. В гелии из газов действующих вулканов и термальных источников островных дуг это отношение в среднем несколько меньше, $R = (0{,}84–0{,}87) \cdot 10^{-5}$ [Поляк и др., 1979а; Craig et al., 1978], но и в этом случае ясно указывает на преобладание в нем мантийной компоненты. В газах же зрелой континентальной коры, обогащенной U и Th по сравнению с мантией, это отношение из-за разбавления исходного (мантийного) гелия новообразованным тяжелым ^4He постепенно уменьшается по мере увеличения возраста t и тектоно-магматической активности в разных ее блоках до "канонического" радиогенного R [Поляк и др., 1979а].

Аналогичный возрастной тренд был ранее установлен в распределении фонового теплового потока [Поляк, Смирнов, 1966, 1968; Hamza, Verma, 1969; Sclater, Francheteau, 1970; и др.]. Но если изотопно-гелиевое отношение уменьшается от современных островных дуг к древним щитам на три порядка величины, то фоновая плотность кондуктивного теплового потока, q, – не более, чем в 2,5 раза, от ~100 до ~40 мВт/м^2 [Смирнов, 1980]. В англоязычной литературе этот тренд получил название "heat flow – age dependence" [Chapman, Pollack, 1976]. Этот тренд указывает на существование в недрах мобильных структур временных источников тепла, но сам по себе ничего не говорит о природе этих источников. *A priori* они отождествлялись с поднятиями горячего мантийного вещества (астеносферными диапирами).

Такой постулат оказался хорошо согласующимся с полученными позднее изотопно-гелиевыми данными, так что стала очевидной тройственная взаимосвязь $R–q–t$, интерпретированная как результат стирания геотермических и изотопно-гелиевых следов импульсной разгрузки тепломассопотока из мантии в процессе становления и эволюции континентальной коры [Поляк и др., 1979а; Поляк, 1988]. Тесная корреляция изотопных составов летучего гелия и литофильного стронция в продуктах вулканической и гидротермальной деятельности выявила силикатную природу этого массопотока [Поляк и др., 1979б]. К такому же представлению вскоре пришли и другие исследователи [O'Nions, Oxburgh, 1988].

Сходная зависимость теплового потока от геологического времени существует и в океанической коре [Sclater, Francheteau, 1970]. Там величина q при удалении от осей срединно-океанических хребтов, в зависимости от скорости спрединга, уменьшается от максимума в их центральных долинах (несколько превышающего островодужный) до минимума (сходного с наблюдаемым в континентальных щитах), так что универсальным для океанической коры оказывается убывание теплового потока через ее поверхность по мере удревнения в ней возраста полосовых магнитных аномалий. Такая зависимость, естественно, была приписана остыванию океанической литосферы, формируемой астеносферными расплавами над восходящими ветвями мантийных конвекционных ячеек. Но таким же образом объяснять генерацию магмы в зоне перехода, т.е. над нисходящими ветвями конвекционных ячеек, нельзя, и для этого нужно искать другие источники тепла.

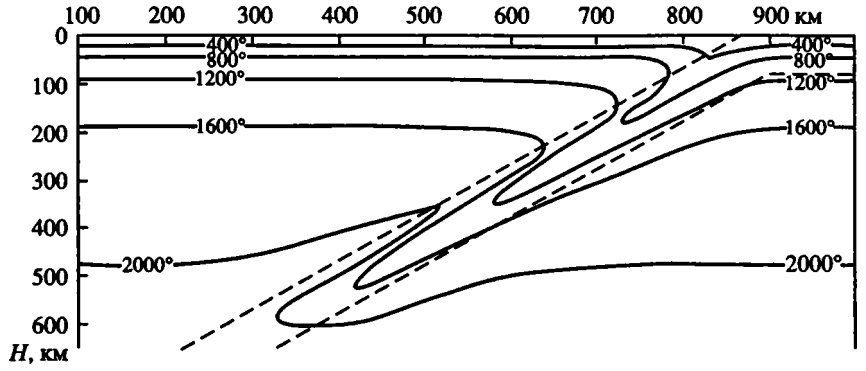


Рис. 4.3.1. Модель глубинного распределения температур в зоне перехода океан–континент, по М. Токсёзу и др. (по: [Yoder, 1976], упрощено)

Модель учитывает выделение значительного количества тепла в результате сдвиговых деформаций вдоль верхней поверхности погружающейся в мантию океанической плиты (ограниченной пунктиром) толщиной 100 км. Показано распределение температуры спустя 13 млн лет с момента начала пододвигания со скоростью 8 см/год. Предполагается, что связанное со сдвиговыми деформациями разогревание происходит в узкой зоне (мощностью 10 км) в верхней части плиты. Плавление начинается у верхней границы плиты примерно на глубине 180 км. В присутствии воды толщина зоны плавления составляет ±100 км от верхней границы плиты

Само по себе механическое скучивание океанической коры в островных дугах, принимая во внимание величину эффекта фрикционного разогрева при тектонических деформациях, который, в принципе, не очень велик [Гзовский, Михайлова, 1972; Goguel, 1975; и др.], не может привести к ее масштабному плавлению, ярко выраженному здесь в интенсивном вулканизме. Вместе с тем распределение проявлений вулканической и сейсмической активности, например, на Камчатке, показывает, что "...размещение действующих вулканов ...контролируется процессами, происходящими в сейсмофокальном слое на глубинах 100–200 км" [Федотов и др., 1985, с. 100], что "на глубинах 50–150 км есть явная тенденция к двухслойному расположению очагов" [с. 102] и что "верхняя мантия под вулканами почти асейсмична на глубинах от 20–30 до 80–100 км" [с. 102].

Механизмы магмообразования в разных геодинамических обстановках были детально рассмотрены Х. Йодером [Yoder, 1976]. Он приводит данные моделирования, согласно которым у верхней границы субдуцируемой плиты плавление происходит за счет сдвиговых деформаций, начинаясь на глубине 180 км при отсутствии воды, а в ее присутствии – на уровне не менее 100–110 км (соответствующее распределение температур показано на рис. 4.3.1). Однако, подтвердив важную роль летучих (прежде всего, H_2O и CO_2) в понижении температуры плавления, Йодер в своей монографии все же заключил, что существуют веские основания "сомневаться в том, что нагревание при трении является основной причиной образования магм, связанных с зоной Беньофа" [Рус. пер., 1979, с. 81]. Другие исследователи все же полагают достаточным для плавления разогрев субдуцируемой плиты за счет сдвиговых деформаций [Brown, Masset, 1981; и др.], и, таким образом, вопрос о механизме магмообразования в зоне перехода окончательно не решен.

Что касается летучих, то считается, что в островных дугах обогащенные водой известково-щелочные магмы образуются благодаря выделению воды из субдуцируемой океанической коры, где H_2O присутствует в интерстициях и включениях, а также в виде гидроксил-иона в измененных (хлоритизированных и амфиболизированных) базитах и глинистых осадках [Burnham, 1979; Brown, Masset, 1981; Бримхолл, Крерар, 1992]. Это согласуется с изотопными признаками генерации в

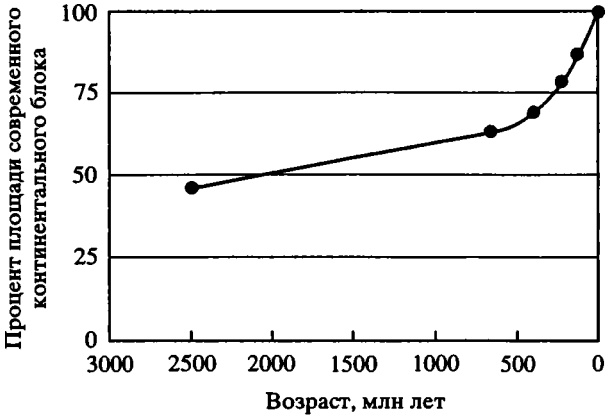


Рис. 4.3.2. Динамика роста площади континентального блока Земли, по: [Хаин и др., 1982]

островных дугах андезитовых или гранитоидных расплавов внутри коры с участием не гипотетических ювенильных (мантийных) водных флюидов, а метеогенных вод [Тейлор, 1982; Виноградов и др., 1993; Покровский, 2000; и др.].

Концепцию палингенного гранитообразования разрабатывали многие геологи. Развивая ее, А.А. Ярошевский [1986] объясняет гранитизацию пород гранулит-базитового слоя континентальной коры их метаморфизмом (гидратацией) и глубокой метасоматической переработкой при участии больших объемов коровых (метеорных) вод, переносящих кремнезем, щелочи и другие "гранитофильные" элементы из осадочной оболочки, с последующим плавлением обогащенных этими элементами метабазитов. Но механизм массообмена в глубоких зонах коры при метаморфизме и метасоматозе, равно как и источник тепла, обеспечивающего палингенез (анатексис), и в этой концепции остается неопределенным.

Вместе с тем синтез результатов Sm–Nd и Rb–Sr изотопных систематик (см. гл. 4.4) показывает, что континентальная кора если не целиком, то почти полностью обособилась как изотопно-геохимический резервуар не позднее 2 млрд лет тому назад, а может быть, и существенно раньше. Согласно этим данным, основная масса сиалического материала, сосредоточенная в современной континентальной коре, имеет возраст около 2,8–1,8 млрд лет, так что позже масса материковых блоков практически не наращивалась дополнительным поступлением такого материала из мантии. И в таком случае одинаковая скорость формирования гранитов (~ 1700 км^2/млн лет), например, Северной Америки в докембрии и фанерозое [Knopf, 1955], говорит об их исключительно коровой природе.

Такой вывод выглядит несовместимым с концепцией А.В. Пейве и его соавторов о формировании континентальной коры, если принять во внимание соотношение площадей разновозрастных блоков, которое следует из составленной ими Тектонической карты Северной Евразии [1980], хотя в пояснительной записке к ней оговорено, что распространенность древнейшей (дорифейской) коры шире, чем показано на карте, за счет шельфовых зон и пр. [Пейве и др., 1980]. Согласно расчетам В.Е. Хаина и его соавторов [1982], раннедокембрийские складчатые комплексы занимают лишь 46% общей площади современной континентальной и субконтинентальной коры (рис. 4.3.2). Это кажется явным противоречием с данными изотопной геохимии о постоянстве массы сиалического вещества континентов в неогее. А по расчетам А.Б. Ронова [1980, табл. 17, рис. 32], к концу раннего протерозоя платформы занимали только 9% площади современных материков.

Процессы метаморфизма, метасоматоза и гранитоидного магматизма, сопутствующие, по вышеупомянутой концепции, становлению (и эволюции) континентальной коры, весьма энергоемки. Для их обеспечения, судя по ориентировочным балансовым оценкам Н.А. Добрецова и его соавторов [1974], требуется поток тепла, по плотности в 2,5–3 раза превышающий среднепланетарные кондуктивные теплопотери – больше, чем наблюдается в островных дугах (см. выше). Это заостряет

вопрос о природе источника такого избыточного тепла, хотя названные исследователи приписали его адвективному силикатному тепломассопотоку из мантии.

Единого мнения о природе теплоносителя, вызывающего гранитизацию и обеспечивающего другие энергоемкие процессы при становлении континентальной коры, до сих пор нет. Выдвинутая Д.С. Коржинским [1969] концепция "сквозьмагматических растворов", поддержанная многими исследователями [Кузнецов, Изох, 1969; Поспелов, 1973; и др.], привела к широко распространенному сегодня представлению о том, что таким теплоносителем является поднимающийся в кору поток мантийных летучих – газово-водных флюидов [Летников и др., 1977; Летников, 2000]. Такое представление находится, однако, в противоречии с выводом о силикатной природе тепломассопотока из мантии, выносящего из нее остатки первичного гелия вместе с литофильным стронцием (см. выше). Кроме того, содержание H_2O в верхней мантии, по современным оценкам, составляет не более 0,02% [Рябчиков, 2000]. Такое водосодержание, существенно влияя на реологические свойства среды [Артюшков, 1993, 2000], не может, однако, обеспечить энергетически значимого потока летучих из нее. Наконец, представления о мантийной природе летучих, вызывающих магмообразование, противоречат вышеупомянутым изотопно-геохимическим признакам генерации андезитовых или гранитоидных расплавов внутри коры с участием метеогенных вод.

Можно ли примирить представления о становлении континентальной коры при активном участии тепломассопотока из мантии в фанерозое с изотопно-геохимическими свидетельствами об обособлении этой коры от мантии в основном еще в докембрии? Возможна ли вообще "континентализация" коры без заметного привноса сиалического материала из мантии? Сопровождается ли эволюция континентальной коры в материковых блоках ее дальнейшей вещественной трансформацией?

Для ответа на эти вопросы нужно примирить между собой в рамках единой концепции разнородные натурные данные, послужившие основанием для диаметрально противоположных выводов. Кажется, что к созданию такой синтетической концепции можно приблизиться путем анализа физических эффектов взаимодействия вода–порода и количественной оценки их роли в эволюции земной коры.

Среди таких эффектов, сопутствующих химическим реакциям и "сплетенных" между собой в тесный клубок обратных связей, первоочередное значение имеют приращение массы (Δm), объемный эффект (ΔV), обусловленные им приращение давления, или пьезоэффект ($\Delta V \rightarrow \Delta P$) и гидродинамическое возмущение ($\Delta V \rightarrow$ $\rightarrow$ div $\mathbf{u}$), тепловой эффект (ΔQ_c) и, наконец, их суммарное действие как движущей силы структурно-вещественного преобразования земной коры. Рассмотрим их специально.

Гидродинамическое возмущение в системе вода–порода как результат хемогенных и термических объемных деформаций

Уравнение непрерывности системы вода–порода. Сопряженные процессы переноса вещества и тепла в земной коре изучались многими авторами путем численного или аналитического решения уравнений, описывающих законы сохранения массы и энергии и основанных на этом численных оценок [Гинсбург и др., 1971; Голубев, Шарапов, 1971; Кононов, Ильин, 1971; Макаренко и др., 1972б; Пампура, 1977; Norton, 1978; Garven, Freeze, 1984; Лялько, 1985; Теркот, Шуберт, 1985; Bickle, McKenzie, 1985; и др.]. Было установлено, в частности, что деформации флюидосодержащих пород при изменении их температуры или в результате неизохорических

гетерофазных химических реакций могут вызывать значительное (на несколько порядков) изменение проницаемости пород, сопровождаться явлениями гидроразрыва и служить мощным механизмом гидродинамического возмущения (вариаций давления) в системе флюид–порода.

Вся совокупность обратных связей между химическими, термическими, транспортными и механическими процессами в системе вода–порода, испытывающей упругие деформации, описывается уравнением непрерывности, которое вытекает из закона сохранения массы в такой системе [Yakovlev, 1995; Яковлев, 1999]:

$$\beta\frac{\partial P}{\partial t}+\frac{1}{\rho_w}\mathrm{div}\rho_w\mathbf{v}=\frac{\partial\varepsilon}{\partial t}+\alpha\frac{\partial T}{\partial t}, \qquad (1)$$

где P – давление, t – время, ρ_w – плотность воды, $\mathbf{v}$ – скорость флюидной адвекции, $\partial\varepsilon/\partial t$ – относительный объемный эффект химических реакций в единицу времени: $\partial\varepsilon = \partial V/V$ (V – объем), T – температура, α – термический коэффициент объемного расширения среды, β – коэффициент упругой сжимаемости среды.

Левая часть уравнения (1) характеризует гидродинамическое возмущение в системе. Скорость $\mathbf{v}$, согласно закону Дарси, пропорциональна градиенту давления P: $\mathbf{v} = -k_ф\nabla P$, где $k_ф$ – коэффициент фильтрации. Следовательно, гидродинамическое возмущение включает вариации давления флюида как во времени (производная P в первом члене), так и в пространстве (лапласиан ∇P во втором члене). Правая часть описывает хемогенные и термические объемные деформации.

В случае закрытой системы ($\mathbf{v} = 0$), ограниченной таким образом, что ее объем $V = \mathrm{const}$ ($dV = 0$), интегрирование (2.1) по времени протекания процесса дает выражение для количественной оценки гидродинамического возмущения:

$$\beta\Delta P = \Delta\varepsilon + \alpha\Delta T, \qquad (2)$$

где ΔP – изменение давления за счет химических и термических процессов (пьезоэффект); $\Delta\varepsilon$ – общий объемный эффект химических реакций, суммирующий приращение объема твердого матрикса и свободной воды в системе; ΔT – приращение температуры.

При значениях параметров $\alpha \sim n\cdot 10^{-5}\,\mathrm{K}^{-1}$ и $\beta \sim 10^{-6} - 10^{-5}$ бар$^{-1}$, характерных для главных типов горных пород, можно переписать (2) в виде:

$$\Delta P \sim (10^5 \div 10^6)\Delta\varepsilon + n(1\div 10)\Delta T. \qquad (3)$$

Из (3) следует, что в закрытой системе вода–порода химические реакции, если их объемный эффект составляет $\Delta\varepsilon_{крит} \sim \pm 10^{-3}$ (т.е. 0,1 об.%), или термические деформации при изменении температуры на $\Delta T_{крит} \sim \pm n \cdot 10$ °C вызывают изменение давления на 100–1000 бар, т.е. разрушение породного матрикса.

Факторы и виды нарушений сплошности породного матрикса. Знак пьезоэффекта $\pm\Delta P$ определяет механизм разрушения водонасыщенной породы на микроуровне (рис. 4.3.3) – гидроразрыв матрикса ($\Delta P > 0$) или схлопывание порового пространства под действием вакуума ($\Delta P < 0$). Сочетание локальных разрушительных пьезоэффектов приводит к макроскопической дезинтеграции массива горных пород, стимулирует развитие тектонических нарушений; закрытая система стремится стать открытой.

В открытой системе хемогенные или термические деформации стимулируют флюидную адвекцию в направлении, зависящем от знака преобладающего объемного эффекта: если он положителен, то флюиды отжимаются из массива пород, если отрицателен – притягиваются из внешнего источника. Исходно монолитные

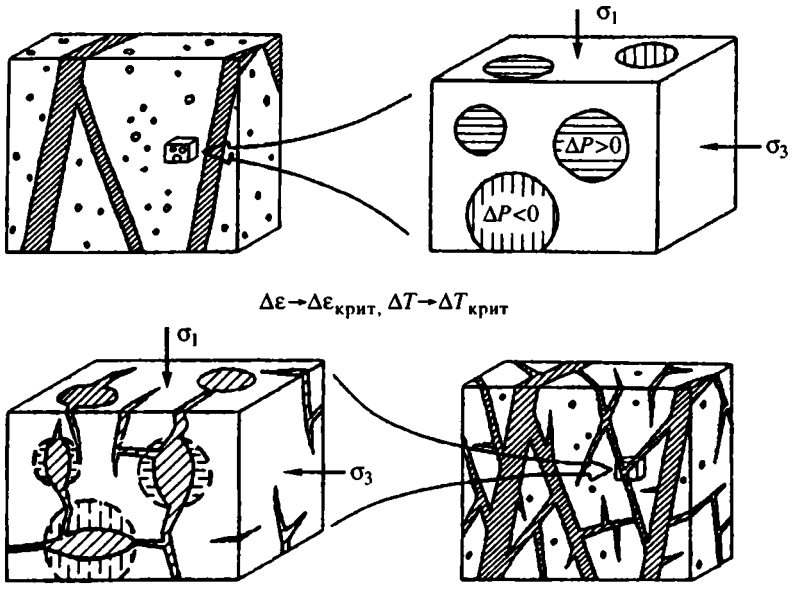


Рис. 4.3.3. Принципиальная схема хемогенной и термической дезинтеграции водоносных пород
Пояснения см. в тексте

блоки, заключенные между проводящими каналами, проявляют свойства закрытой системы до тех пор, пока не начнется их дезинтеграция.

Масштабы и характер взаимного влияния гидродинамических, химических и термических процессов. В работе [Яковлев, 1999] гидродинамическое значение *хемогенных объемных деформаций* оценено на примере типовых химических реакций в системе вода–порода, протекающих в широком диапазоне *P–T* условий земной коры (табл. 4.3.1).

Реакции 1–4 и 6 характеризуют низко- и среднетемпературные изменения (метаморфизм, гидротермальный процесс, эпигенез и т.п.) магматических пород основного и кислого состава и их метаморфических эквивалентов – гнейсов, гранулитов и др. Реакция 5 отвечает зеленокаменному метаморфизму базитов в *P–T* условиях от цеолитовой до зеленосланцевой фаций. Реакции 7, 8 описывают серпентинизацию гипербазитов в нормальных *P–T* условиях. Последние две колонки содержат объемные эффекты реакций – общий Δε, рассчитанный с учетом связывания или выделения свободной воды, и твердофазный $\Delta\varepsilon_{тв}$.

Из табл. 4.3.1 видно, что объемный эффект реакций Δε колеблется от нескольких до 24% по абсолютной величине, превышая его критическую величину $\Delta\varepsilon_{крит}$ на 1,5–2 порядка, откуда следует вывод о сопряженности вторичных преобразований пород с их механическим разрушением. Для начала хемогенной дезинтеграции пород достаточно связывания $n \cdot 0{,}1$ об.% воды. Этот процесс создает предпосылки для глубоких вторичных преобразований породных массивов во всем их объеме.

Общий объемный эффект отличается от твердофазного по абсолютной величине, а иногда и по знаку. Это различие ведет к гидродинамическим эффектам двух типов. Деформация объема матрикса породы ($\Delta\varepsilon_{тв}$) определяет изменение пористости и, соответственно, проницаемости среды, не влияя на флюидное давление. Интегральный же эффект Δε регулирует флюидное давление, независимо от величины и знака твердофазного эффекта, т.е. изменения пористости.

Таблица 4.3.1. Типовые реакции гидратации/дегидратации пород и их объемные эффекты

№ п/п	*P*, кбар	*T*, °C	Реакция**	Объемный эффект, %	
	Фация*			$\Delta\varepsilon$	$\Delta\varepsilon_{тв}$
1	1–4	50–200	альбит + вода → анальцим+ кварц	1,7	19,4
	Ze		$NaAlSi_3O_8 + H_2O \rightarrow NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O + SiO_2$		
2	1–4	50–200	анортит + кварц + вода → ломонтит	–4,0	42,0
	Ze		$CaAl_2Si_2O_8 + 2SiO_2 + 4H_2O \rightarrow CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$		
3	2–5	200–300	Ломонтит → вайракит + вода	7,9	–10,0
	Pr–Pu		$CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O \rightarrow CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 2H_2O + 2H_2O$		
4	2–5	200–300	ломонтит → лавсонит + кварц + вода	–11,3	–29,2
	Pr–Pu		$CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O \rightarrow CaAl_2Si_2O_8 \cdot 2H_2O + 2SiO_2 + 2H_2O$		
5	1–7	50–400	энстатит + анортит + вода → цоизит + клинохлор + кварц	–12,0	1,8
	Ze–GS		$5MgSiO_3 + 4CaAl_2Si_2O_8 + 5H_2O \rightarrow 2Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH) + Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 4SiO_2$		
6	0,1–5	100–450	анортит + кварц + вода + Mg^{2+} → хлорит + Ca^{2+} + $8H^+$	–24,0	67,7
	Гидротермальный процесс		$CaAl_2Si_2O_8 + SiO_2 + 8H_2O + 5Mg^{2+}_{водн} \rightarrow Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + (Ca^{2+} + 8H^+)_{водн}$		
7	1	25	форстерит + кварц + вода → серпентин	–5,8	38,4
	Серпентинизация		$3Mg_2SiO_4 + SiO_2 + 4H_2O \rightarrow 2Mg_3Si_2O_5(OH)_4$		
8	1	25	форстерит + вода → серпентин + периклаз + кварц	–3,5	28,3
	Серпентинизация		$2Mg_2SiO_4 + 4H_2O \rightarrow 2Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 4MgO + SiO_2$		

* Фации метаморфизма и их *P–T* границы (по: [Файф и др., 1962, 1981]): Ze – цеолитовая, Pr–Pu – пренит-пумпеллиитовая, GS – зеленосланцевая.

** По: [Файф и др., 1962, 1981; Зверев, Поляк, 1970; Маракушев, 1973; Yakovlev, 1996].

Соотношение общего и твердофазного эффектов существенно зависит от химического состава пород. Реакция 5 отражает процесс, доминирующий при зеленокаменном метаморфизме пород основного состава, – процесс их хлоритизации и эпидотизации. Она характеризуется значительным отрицательным объемным эффектом (–12 об.%), который возбуждает и регулирует приток воды из внешнего источника. Этот поток флюидов удобно поэтому называть метаморфогенным, или М-инфильтрацией. Твердофазный эффект реакции 5, хотя и положителен, но очень мал: ее продукты не смогут полностью залечить флюидопроводящие каналы при начальной пористости ~ 1%. Именно поэтому М-инфильтрация может беспрепятственно развиваться в базитах. Хемогенное трещинообразование служит при этом мощным стимулятором глубокого преобразования пород.

Менее благоприятные для М-инфильтрации условия складываются при гидратации кислых и ультраосновных пород: в них твердофазные эффекты весьма велики. При гидратации, в отличие от базитов, образуются в основном рыхлоупакованные минералы-гидраты (цеолиты, филлосиликаты и др.), которые быстро залечивают пути миграции флюида. Поэтому вторичные преобразования таких пород нуждаются во внешней механической стимуляции (тектоническом стрессе) или предполагают растворение матрикса поступающим извне флюидом.

Термические объемные деформации могут усиливать или ослаблять хемогенные эффекты. Деформации, приводящие при $\Delta T_{крит} \geqslant \pm n \cdot 10$ °С к наиболее значительным механическим эффектам, могут быть вызваны тремя процессами, которые описываются общеизвестным уравнением теплопроводности:

$$\partial T / \partial t = \operatorname{div} q_к + \operatorname{div} q_а + A, \qquad (4)$$

где $q_к$ – плотность кондуктивного теплового потока; $q_а$ – плотность адвективного теплового потока; A – мощность тепловых источников в единице объема.

Обусловленное кондуктивной теплопередачей приращение температуры $\Delta T_{крит}$ в элементарном объеме геологического разреза может быть вызвано либо перемещением данного объема в направлении изменения температуры, либо перемещением относительно данного объема физической границы среды с фиксированной температурой (например, инъекцией магмы), либо, наконец, изменением во времени температуры на той или иной границе, неподвижной относительно данного объема (например, при излиянии лавы на земную поверхность).

Что касается аномальных источников тепла в земной коре, с которыми может быть связан достаточно быстрый разогрев среды на критическую величину $n \cdot 10$ °С, способный привести к гидрогенному разуплотнению пород, то они бывают эндогенными или экзогенными [Кононов, Поляк, 1970; Хуторской, 1996; Юсупова, 1992; Yoder, 1976; и др.]. К эндогенным обычно относят магматические источники (связанные с остыванием интрузий), гидротермальные (возникающие за счет переноса тепла флюидами), органогенные (обусловленные эволюцией рассеянного органического вещества) и механический (разогрев пород при сдвиговых деформациях). Еще одним мощным источником эндогенного тепла является при определенных условиях гидратация горных пород, специально рассмотренная ниже. Экзогенные источники связаны с экзотермическими процессами окисления углерода и окисления-восстановления серы; к ним также относятся искусственные радиогенные источники – в местах захоронения радионуклидов.

Движение подземных вод – самый мощный фактор возмущения теплового поля [Огильви, 1956]: при скорости вертикального потока n мм/год температура может изменяться на $n \cdot 10$ °С [Яковлев, 1999]. При зеленокаменном метаморфизме базитов под осадочным чехлом отрицательный термический пьезоэффект при охлаждении разреза нисходящим потоком флюидов совпадает по знаку с пьезоэффектом процесса гидратации. При метаморфизме осадочных комплексов, инициру-

ющем восходящие флюидные токи, термические деформации по-прежнему имеют тот же знак, что и хемогенные (положительный). Таким образом, метаморфические процессы имеют тенденцию к самопроизвольному ускорению и углублению за счет хемогенных и термических деформаций.

Флюидное давление, температура и метаморфические фации. Флюидный режим метаморфизма зависит от общего и твердофазного объемных эффектов химических реакций и связанных с ними двух *независимых* гидродинамических следствий: общий эффект ($\Delta\varepsilon$) регулирует давление и динамику течения в системе вода–порода, а твердофазный ($\Delta\varepsilon_{тв}$) – проницаемость (пористость) среды. Приписывание вариаций порового давления изменению пористости преобразуемых пород [Елисеев, 1963; Ярдли, 1989; и др.] следует признать ошибочным. Из табл. 4.3.1 видно, что увеличение объема матрикса ($\Delta\varepsilon_{тв} > 0$) и, соответственно, уменьшение пористости сопровождаются при уменьшении общего объема системы вода–матрикс ($\Delta\varepsilon < 0$) не ростом, а снижением давления (реакции 2, 5–8). Напротив, если общий объем системы растет, т.е. $\Delta\varepsilon > 0$ (реакция 3), давление будет расти вопреки увеличению пористости (при $\Delta\varepsilon_{тв} < 0$).

В классическом учении о метаморфических фациях отсутствует понятие о хемогенных физических эффектах. Оно исходит из того, что вода и углекислота присутствуют в преобразуемых породах *a priori* [Eskola, 1920] и могут рассматриваться как вполне подвижные компоненты, причем термодинамические параметры их состояния (химические потенциалы, парциальные давления) определяются внешними факторами [Коржинский, 1957, 1969; Маракушев, 1973; Файф и др., 1962]. Многие петрологи указывают на корреляцию состава равновесной ассоциации минералов с парциальными давлениями H_2O и CO_2 [Добрецов и др., 1974; и др.]. Однако давления летучих, свойственные той или иной фации метаморфизма, не принято связывать ни с наблюдаемой ассоциацией вторичных минералов, ни с предысторией динамической системы флюид–порода. Выполненный анализ показывает ограниченность такого подхода и намечает направление его совершенствования: термические и гидродинамические параметры метаморфизма – поровое давление, скорость движения флюида, проницаемость и температура среды – не только влияют на ход вещественных превращений (что очевидно), но и регулируются, в свою очередь, самими метаморфическими реакциями. Физико-математическая формализация этих обратных связей с целью более гибкого определения фациальных *P–T* границ – задача дальнейшего развития учения о метаморфических фациях.

Гидратация земной коры

Механизмы проникновения воды в глубь коры. Как подчеркивает В.И. Виноградов (см. гл. 4.4), главная причина разнообразия земных пород – взаимодействие свободной воды с породным силикатным матриксом, отчего и возникла сиалическая (континентальная) кора. Такой вывод существенно дополняет концепцию А.В. Пейве и его коллег [1984] о трансформации океанической коры в континентальную. С этим хорошо согласуется и независимая геохимическая модель земной коры, предложенная А.Б. Роновым и А.А. Ярошевским [1967, 1976]. По этой модели, континентальная кора, содержащая 1,57% связанной воды, заметно отличается степенью гидратации от океанической коры (1,05% воды) (рис. 4.3.4). Исходя из этого, Ф.А. Макаренко с коллегами [1972а] разработали физическую модель подземной гидросферы, в которой отражена следующая закономерность: отношение массы свободной и физически связанной воды к массе химически связанной и дисперсной воды убывает в ряду "океаническая кора (2,8)–субконтинентальная кора (1,5)–континентальная кора (0,8)". Очевидно, что этот ряд – эволюционный,

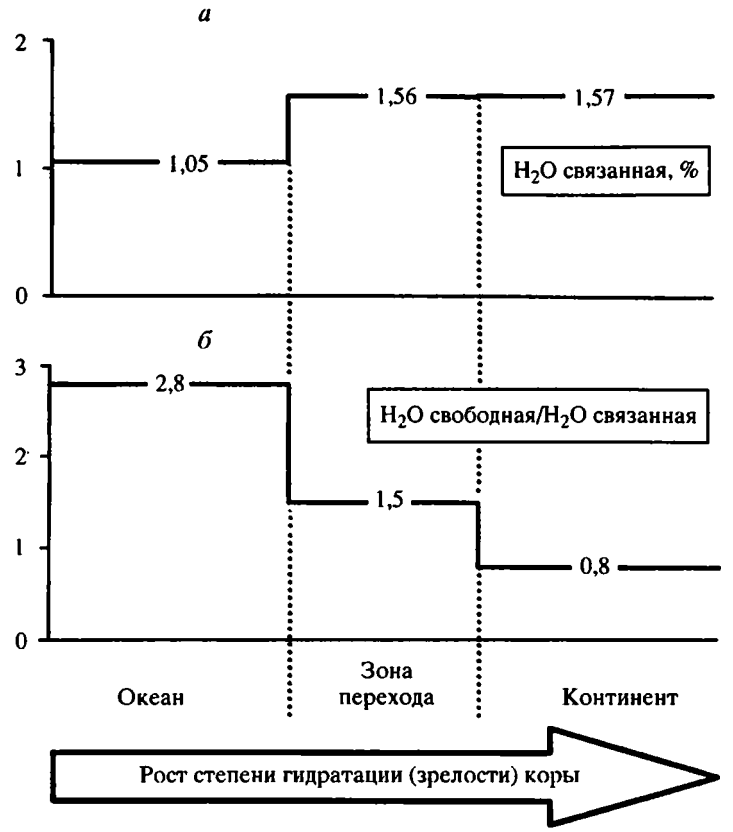


Рис. 4.3.4. Изменение степени гидратации земной коры по мере ее эволюции, по: [Ронов, Ярошевский, 1967, 1976] (*а*) и [Макаренко и др., 1972] (*б*)

и такое преобразование коры должно быть сопряжено с ее гидратацией (см. рис. 4.3.4). Гидратации, очевидно, подвергается обедненный водой базитовый субстрат коры. При этом неоднократно упоминавшиеся изотопно-кислородные данные показывают, что главным агентом гидратации служит вода *поверхностного* происхождения (метеогенные воды). Какие же силы обеспечивают проникновение этой воды в базитовый субстрат?

Некоторые исследователи полагали, что это – тепловая (свободная) конвекция, способная увлечь метеогенные воды на глубину до 5–10 км. Но она, как выясняется, эффективна только в открытых (сообщающихся с поверхностной гидросферой) гидротермальных системах, подобных тем, которые существуют в осевых долинах СОХ [Lister, 1972] или по берегам наземных районов активного вулканизма [Кононов, 1983]. Слабопроницаемый осадочный чехол даже небольшой мощности служит непреодолимым препятствием для тепловой конвекции. В.П. Пименов проанализировал условия возбуждения свободной термоконвекции в земной коре и нашел, что минимальная допустимая проницаемость пород, при которой этот процесс может идти, равна $k = 2 \cdot 10^{-14}$ ...$3 \cdot 10^{-13}$ м^2 [Pimenov, 1998]. В оценках других авторов, рассматривающих возможность такой конвекции во внутренних слоях коры [Flores, Royer, 1992], эта проницаемость, как отмечает Пименов, неоправданно занижена на один–четыре порядка, так что в обычных условиях верхней коры (при $k = 10^{-15}$...10^{-17} м^2) термоконвекция неосуществима.

Проницаемость консолидированных трещиноватых пород меняется с глубиной под действием литостатической нагрузки. Считается [Ingebritsen, Manning, 1999], что водопроводящие каналы сохраняют устойчивость только в верхних 10 километрах разреза коры, где жесткие породы испытывают упругие деформации, и проницаемость убывает с глубиной от 10^{-12} до 10^{-16} м^2. К подошве этого слоя приурочено большинство землетрясений [Павленкова, 1988]. В интервале глубин 10–15 км заметно проявляются вязко-пластические свойства среды, трещины с глубиной теряют устойчивость, и проницаемость составляет 10^{-19}–10^{-16} м^2 [Ingebritsen, Manning, 1999]. В этом интервале возникает непроницаемая для поверхностных вод зона объемного разрушения горных пород, в которой флюидное давление возрастает до литостатического или даже превышает его на величину тектонического стресса – "зона гидрогенного разуплотнения" [Боревский, Кременецкий, 1985]. В этом слое повышена электропроводность из-за увеличенного содержания флюидов [Berdichevsky et al., 1972], и он называется "коровым волноводом" [Дмитриевский и др., 2000]. Он был вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной, где в нем видны следы миграции металлоносных растворов [Боревский и др., 1984]. Глубже 15 км породы ведут себя как вязко-пластический материал и проницаемость не превышает 10^{-19}–10^{-17} м^2 [Ingebritsen, Manning, 1999], но в целом на платформах по геофизическим данным в интервале 10–25 км выделяется "реологически ослабленный слой" [Павленкова, 1988].

Метаморфогенная инфильтрация флюидов отличается от тепловой конвекции и других механизмов движения флюидов тем, что для нее характерен резко повышенный (за счет декомпрессии порового пространства в области разгрузки потока) вертикальный градиент флюидного давления. Судя по наблюдениям в Закавказье, этот градиент может достигать по абсолютной величине 1–1,5 м водн. ст./м глубины = 100–150 бар/км [Яковлев, 1999]. Поэтому даже при низкой проницаемости среды М-инфильтрация способна обеспечить проникновение водных растворов из осадочного чехла в глубокие зоны коры, а при сейсмической активизации проводящих каналов – и под коровый волновод. Проникновению флюида в базитовый субстрат (гранулит-базитовый слой) должна способствовать хемогенная дезинтеграция пород, особенно сильная в условиях тектонического стресса.

Возможность реализации того или иного механизма миграции флюидов определяется совокупностью необходимых условий. Для тепловой конвекции это: 1) существование локального теплового очага, над которым могут разгружаться гидротермы; 2) высокая проницаемость среды. Для развития же М-инфильтрации нужны: 1) проницаемое тело базитов, находящихся в *P–T* условиях гидратации (диагенеза, диафтореза) и лишенных внутренних ресурсов воды для ее завершения (вулканогенная толща, гранулит-базитовый слой и т.д.); 2) внешний источник воды с достаточно высоким флюидным давлением (осадочный чехол, перекрывающий базиты или субдуцируемый под них, водная толща океана и т.д.); 3) гидравлическая связь между телом базитов и внешним источником воды (за счет проводящих разломов, фациальных или структурных окон и т.д.). Совпадение той или иной совокупности указанных условий в пространстве и времени можно считать достаточным признаком реализации соответствующего механизма миграции флюидов.

Рассмотрим особенности гидратации базитового субстрата в разных геодинамических обстановках с учетом доминирующих механизмов миграции флюидов в глубокие зоны коры.

Гидратация океанической коры. Как известно, вторичные изменения пород второго и третьего слоев новообразованной океанической коры начинаются уже в срединно-океанических хребтах в *P–T* условиях начальных фаций метаморфизма (вплоть до фации зеленых сланцев) [Базылев, 1989; Силантьев и др., 1992]. Но тепловая конвекция морской воды в отдельных водопроводящих каналах не может

обеспечить глубокую переработку всего массива базитов. Вторичные изменения, по данным Дж. Альта [Alt et al., 1986a], В.Б. Курносова [1986], С.А. Силантьева с соавторами [1992] и других исследователей, затрагивают сравнительно узкие трещинные зоны, по которым циркулирует вода. Основной же объем базитов в океанической коре остается неизмененным, хотя считается, что масса всей воды Мирового океана "прокачивается" через гидротермальные циркуляционные системы в зонах спрединга примерно за 1 млн лет [Сорохтин, Сагалевич, 1994; Гурвич, 1998]. Что же препятствует глубокой гидратации новообразованной коры в океанической обстановке?

В океане существуют две необходимые предпосылки М-инфильтрации: источник воды (сама водная толща) и потенциальный поглотитель (базальтовый субстрат). Но их разделяют донные осадки и продукты гальмиролиза, которые препятствуют инфильтрации воды океана в его кору. Это показали материалы глубоководного бурения скв. 504B, пройденной на фланге рифта Коста-Рика в 200 км к югу от его оси. Скважина вскрыла 275 м пелагических осадков и более 1500 м базальтов второго слоя (2A, 2B, 2C) с возрастом 6 млн лет. Пока базальты находились в зоне циркуляции гидротерм, они неоднократно подвергались гидротермальной переработке. Но из-за быстрого спрединга они вскоре были отодвинуты от оси рифта и перекрыты осадками. Вторичные изменения захватили от 1 до 10% объема пород [Alt et al., 1986a]. При этом отмечаются некоторое обогащение базальтов водой и щелочами, а также вынос Ca. На рис. 4.3.5 приведены диаграммы вариаций содержания CaO, Na_2O, K_2O и H_2O в измененных породах по глубине. Из этих графиков видно интенсивное обогащение кровли базитового комплекса калием, типичное для гидротермально-гальмиролитического эпигенеза [Курносов, 1986; Дриц, Коссовская, 1990; и др.]. В пределах слоя 2C отмечается незначительный вынос из пород Ca и привнос Na, что характерно для взаимодействия морской воды с базальтами [Seyfried et al., 1978; Гричук и др., 1985; Силантьев и др., 1992; и др.].

Как видно из рис. 4.3.5, содержание химически связанной воды в слоях 2a и 2б колеблется около 1% (здесь и далее символ "%" означает "% по массе", если нет оговорки), а в слое 2c составляет в среднем около 2%, достигая в отдельных хлоритизированных его прослоях 4–9%. В общей сложности измененные базиты связали около 1,5% воды, т.е. не более четверти ее массы, необходимой для их полного зеленокаменного изменения. Это говорит о том, что вторичные процессы в океаническом субстрате пресеклись, едва начавшись.

Геотермические данные, пополнявшиеся в течение 12 лет по мере углубления забоя [Becker et al., 1983; Dick et al., 1991], показали, что океаническая вода перетекает по стволу скважины в толщу базальтов, что было зафиксировано по характерному искривлению термограммы. Этот поток, судя по медленному восстановлению температур начиная с 1979 г., постепенно ослабевал, но к 1991 г. возобновился с прежней силой, что было зафиксировано по повторному искривлению термограммы. Одной из возможных причин этого явления представляется хемогенная декомпрессия порового пространства второго слоя, по механизму, рассмотренному выше. Но, независимо от того, чем оно вызвано, это явление показывает, что высокопластичный слой пелагических осадков и продуктов гальмиролиза препятствует проникновению воды океана в его кору [Becker et al., 1983]. Кроме того, реакции гидратации в базитовом субстрате замедляются по мере охлаждения коры при удалении от оси спрединга, так как они реализуются с максимальной скоростью в узком температурном диапазоне, около ±20 °C [Файф и др., 1981]. В наиболее холодной верхней части разреза слоя 2 скорость зеленокаменных преобразований снижается почти до нуля.

Поскольку с удалением от СОХ базиты перекрываются слоем осадков и остывают, в океанической обстановке из трех обязательных предпосылок М-инфильтрации

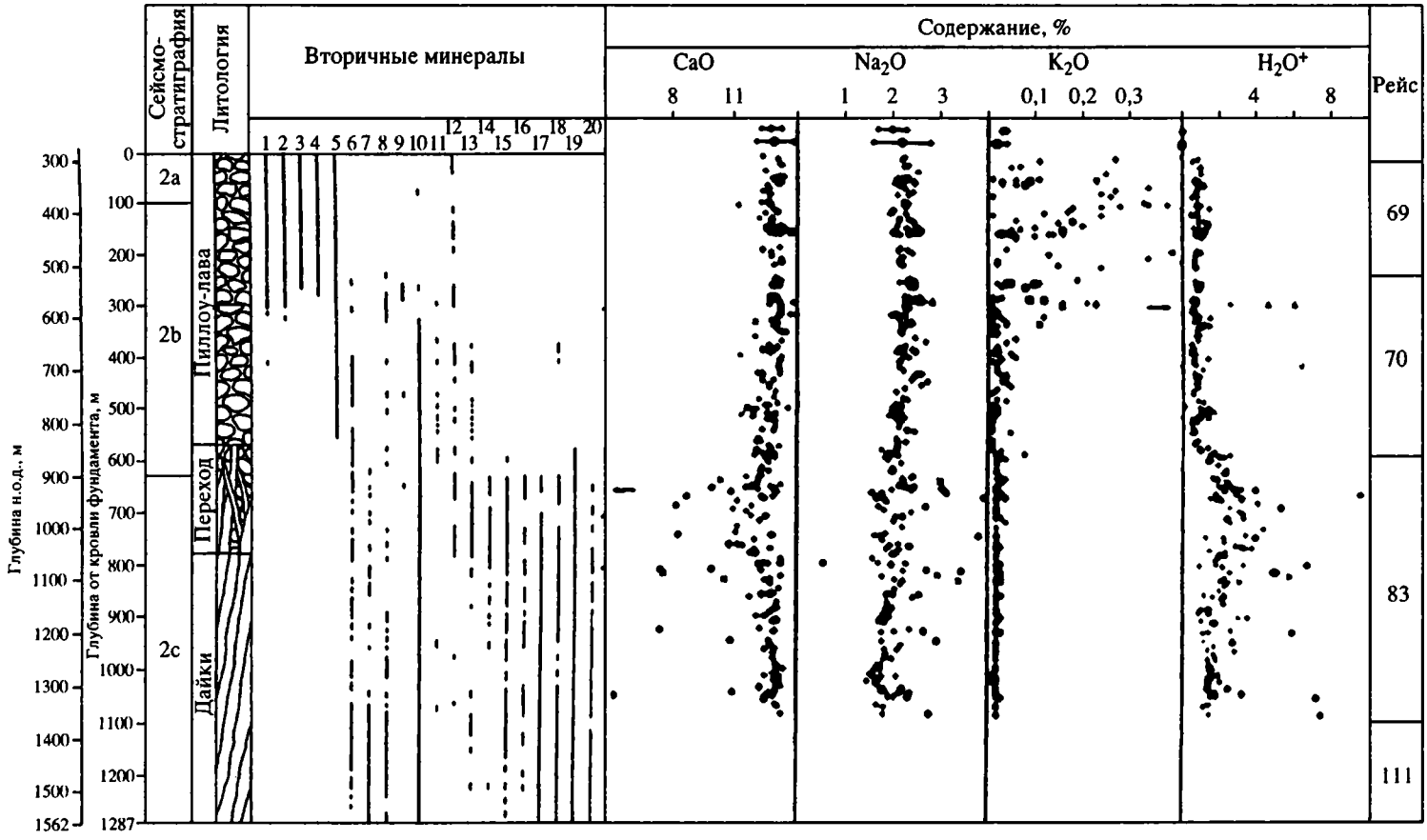


Рис. 4.3.5. Сейсмостратиграфическое расчленение, литологический разрез и вариации состава вторичного парагенеза и содержаний некоторых породообразующих окислов в породах скв. 504B [Alt et al., 1986]

Вторичные минералы: 1 – гидрооксиды железа, 2 – арагонит, 3 – филлипсит, 4 – селадонит, 5 – сапонит, 6 – смешанослойные глинистые минералы, 7 – хлорит, 8 – тальк, 9 – Na-цеолит, 10 – пирит, 11 – ангидрит, 12 – кальцит, 13 – кварц, 14 – эпидот, 15 – ломонтит, 16 – пренит, 17 – актинолит, 18 – альбит, 19 – сфен, 20 – магнетит; н.о.д. – ниже океанского дна

две – P–T условия зеленокаменного метаморфизма и гидравлическая связь источника воды с ее поглотителем – не выполняются. Гидратация базитов, местами промывавшихся гидротермами, приостанавливается. Это подтверждают исследования во впадине Науру и других районах Мирового океана [Курносов, 1986]. В итоге океаническая плита до начала субдукции претерпевает лишь неполную мозаичную гидратацию – "эмбриональную континентализацию" [Коссовская и др., 1981б]. Частично гидратированные базиты, удаляясь от оси СОХ, остаются в метастабильном (неравновесном) состоянии. В их трещинах и порах (везикулах) сохраняется некоторое количество свободной воды, захваченной в зоне спрединга. Общее содержание свободной и связанной воды в океанической плите, перемещающейся в сторону континента, не превышает, вероятнее всего, ~2%.

Гидратация субконтинентальной и континентальной коры. В зоне перехода ситуация меняется: погружающаяся океаническая плита вновь прогревается. Поэтому химическая активность базитового матрикса, не затронутого вторичными изменениями, резко возрастает. Кроме того, осадочный чехол, большей частью скапливающийся в аккреционной призме, уплотняется (отчасти и за счет катагенеза), в нем развиваются аномально высокие пластовые давления (АВПД), и он превращается из водоупорного экрана в мощный источник воды, т.е. возникают условия, благоприятные для М-инфильтрации флюидов – из аккреционной призмы в базиты океанической коры. На этом этапе гидратации океанической плиты содержание воды в базитах может возрастать, и при их полном преобразовании в возникающих P–T условиях фации зеленых сланцев может достичь 4–5% [Файф и др., 1981]. По мере погружения плиты часть этой воды (2–3% [Бримхолл, Крерар, 1992]) связывается в возникающих гидроксилсодержащих минералах амфиболитовой фации. Гидратация породного матрикса продолжается до его полного преобразования в амфиболиты или частичного плавления.

Предпосылки М-инфильтрации, типичные для зоны перехода, по-видимому, сохраняются кое-где и после закрытия океанических бассейнов. Это, например, имеет место в Закавказье, о чем говорят результаты сверхглубокого бурения в Куринской впадине (изотопные, геохимические, гидродинамические и геотермические), а также аналогичные данные по другим регионам [Яковлев, 1999]. В цитируемой работе выявлены основные особенности флюидного режима осадочных бассейнов с базитовым основанием. Именно такое строение, благоприятное для развития М-инфильтрации, имеют впадины активных континентальных окраин, межгорные впадины молодых внутриконтинентальных складчатых поясов, континентальные рифты, авлакогены, бассейны с захороненными кимберлитами и траппами. Вот почему так важно изучение океанических плато ("палео" и современных) и трапповых формаций, которым было уделено внимание в соответствующих разделах этой книги.

На графике $P_{фл} - z$, обобщающем данные опробования глубоких скважин в Куринской впадине (рис. 4.3.6), показаны вариации истинного ($P_{ист}$) и приведенного ($P_{прив}$) флюидного давления в разрезе коры, состоящем из литифицируемого чехла и базитового слоя. Пунктирная линия справа отвечает классическим представлениям о распределении флюидных давлений в земной коре: оно стремится с глубиной к литостатическому $P_{лит}$ (правая наклонная линия). Но точечная линия – результат измерений в Закавказье – отклоняется от классической. Истинное давление изменяется от сублитостатического в зоне пьезомаксимума (АВПД) в чехле до субгидростатического в базитовом слое (левая наклонная линия показывает изменение гидростатического давления). Движение флюидов регулируется, по закону Дарси, градиентом приведенного давления $P_{прив} = P_{ист} - P_{гидр}$. Максимальное в зоне АВПД, давление $P_{прив}$ непрерывно падает с глубиной из-за нарастающего вниз по разрезу отрицательного объемного эффекта реакций гидратации базитов; оно снижается до отрицательных значений, отвечающих положению пьезометрического уровня

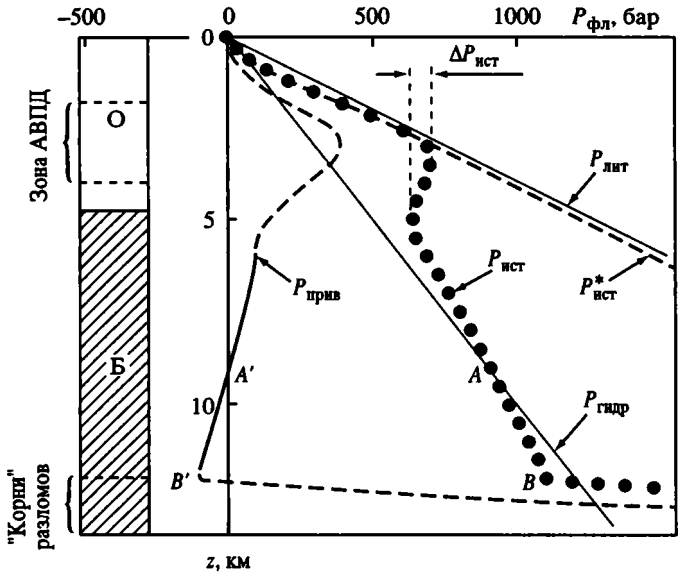


Рис. 4.3.6. Вертикальные вариации $P_{фл}$ (истинного $P_{ист}$ и приведенного $P_{прив}$), характерные для элизионного бассейна, в котором терригенно-осадочный чехол (О) подстилается базитовым основанием (Б)

Изменение литостатического давления $P_{лит}$ вычислено при плотности пород чехла 2,5 г/см^3 и основания – 2,7 г/см^3. Гидростатическое давление $P_{гидр}$ отвечает плотности воды 1 г/см^3

ниже земной поверхности. Положительный градиент $P_{прив}$ предопределяет нисходящий поток подземных флюидов, скорость которого может быть ~ *n* мм/год. На контакте чехла с основанием существует своеобразная депрессия истинного давления $\Delta P_{ист}$, возникающая из-за различной проницаемости пластичных осадков и трещиноватых базитов.

Такая гидродинамическая обстановка наблюдается не только в Закавказье, но и в других регионах. Об этом говорят, например, геотермические данные по скв. Сомбатхей-II в западной части Паннонского бассейна. Там скорость нисходящего потока в 2-километровом разрезе чехла, под которым залегают тела метабазитов, равна 7 мм/год. Очень отчетливо выражена подобная гидродинамическая инверсия на севере Западной Сибири, в области массовых проявлений мезозойского рифтогенеза [Кирюхин, Толстихин, 1987].

М-инфильтрация седиментогенных флюидов служит связующим звеном между процессами преобразования пород чехла и фундамента. Развитие в чехле АВПД связано с важным этапом катагенеза (эпигенеза) терригенных осадков – переходом глинистых минералов группы монтмориллонита в гидрослюду (иллит) [Копелиович, 1965; Холодов, 1983; Burst, 1959; и др.]. По общепринятой схеме, ниже зоны АВПД флюидное давление может только расти с глубиной (см. рис. 4.3.6). Но в области М-инфильтрации флюидное давление ниже зоны АВПД непрерывно падает до подошвы чехла, затем приведенное давление продолжает убывать, а истинное начинает расти, немногим отличаясь от гидростатического в ту или иную сторону. При этом гидравлический градиент достигает 1–1,5 (м водн. ст./м глубины) в нижней части чехла и 0,3 – в базитовом основании. При таких градиентах напора вода может фильтроваться даже через относительно водоупорные слои глин со скоростью $v \sim 10^{-10}$ м/с $\approx n$ мм/год.

Отток флюидов из зоны АВПД возможен отчасти и вверх, но слабопроницаемая покрышка может сильно затруднять его. Вместе с тем увеличение интеграль-

ной проницаемости разреза с глубиной предопределяет предпочтительную разгрузку элизионных флюидов вниз, а не вверх. Увеличение проницаемости может быть вызвано возрастанием степени дислоцированности слоев, консолидацией пород (повышением устойчивости трещин), сгущением сети проницаемых неоднородностей (тектонических разрывов, структурно-фациальных окон, кластических даек и т.п.) и другими факторами.

Метаморфогенная стимуляция флюидной адвекции ощутимо сказывается на физико-химическом состоянии среды, на направлении и ходе катагенетических преобразований: согласно принципу Ле-Шателье, отток газо-водных продуктов реакций гидрослюдизации из чехла – необходимое условие их протекания [Копелиович, 1965; Холодов, 1983; и др.].

Упомянутая депрессия $\Delta P_{ист} \sim -100$ бар на контакте чехла с основанием играет роль геохимического барьера, на котором происходит глубокая декомпрессия гетерогенных флюидов. Это способствует сепарации жидких углеводородов, свободной газовой фазы, металлоорганических соединений и других компонентов, чувствительных к изменению давления. Отделившиеся фазы, имеющие низкую плотность, могут накапливаться в декомпрессионной зоне, формируя газово-упругий режим М-инфильтрации.

Важное геохимическое следствие взаимодействия элизионных вод с базитами – концентрирование раствора в области М-инфильтрации за счет поглощения растворителя. Из расчетов, основанных на изотопии водорода, следует, что метаморфизм базитов может рассматриваться как процесс, способный конкурировать с трансэвапоризацией (поверхностным испарением) в формировании рассолов хлоркальциевого типа [Яковлев, 1999]. Их насыщение кальцием есть результат ионного обмена $Na_{раствор} \Leftrightarrow Ca_{породы}$, который происходит при взаимодействии раствора с алюмосиликатами [Шварцев, 1982; и др.]. Этот мощный механизм концентрирования раствора может объяснить широкую распространенность таких рассолов в земной коре.

В рассмотренной схеме гидратации базитов остается открытым вопрос о природе тепла, потребляемого процессами метаморфизма и палингенеза – как при становлении, так и в ходе дальнейшей эволюции континентальной коры. Рассмотрим под этим углом зрения энергетику взаимодействия вода–порода.

Геоэнергетическое значение гидратации коры

Существует ли энергетический дисбаланс в земной коре? Энергетический аспект геологических процессов более или менее детально рассматривали П.Н. Кропоткин, Е.Н. Люстих, Е.А. Любимова, В.А. Магницкий, Ф.А. Макаренко, Б.Г. Поляк, О.Г. Сорохтин, У. Файф, Ж. Гогель, Ж. Ирияма, Р. К. О'Найоне, Е.Р. Оксбург, Дж. Ферхуген и многие другие исследователи.

Р. Шуилинг [Schuiling, 1966], оценив теплоту гидратации пород в океанических гидротермальных системах, предположил, что повышенный тепловой поток, наблюдаемый в срединно-океанических хребтах, может быть результатом генерации тепла в процессе серпентинизации ультрабазитов новообразованной коры. Принимая во внимание эту смелую гипотезу и результаты собственных оценок теплоты гидратации пород, В.П. Зверев и Б.Г. Поляк [1970] заключили, что этот процесс в самом деле может играть существенную и даже решающую роль в геотемпературном поле отдельных фрагментов коры. Такие представления не нашли, однако, отражения в последующих оценках энергетического баланса земной коры.

В работах, посвященных анализу природы глубинного тепломассопотока как индикатора динамики и строения мантии, показано существование по меньшей

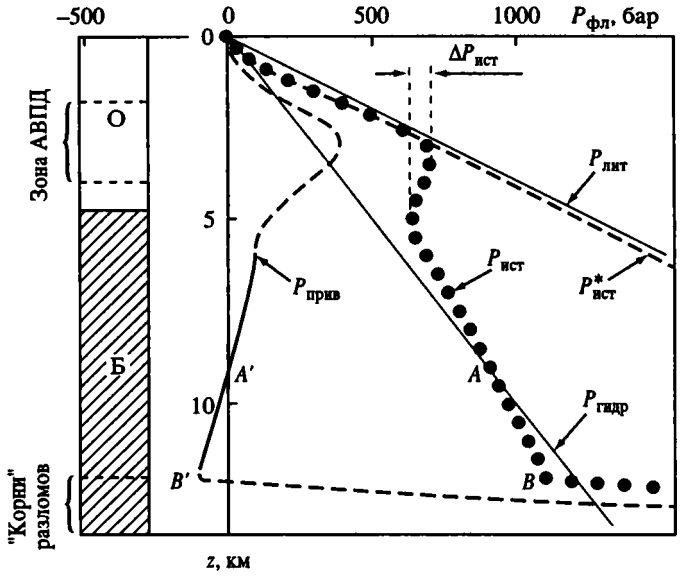


Рис. 4.3.6. Вертикальные вариации $P_{фл}$ (истинного $P_{ист}$ и приведенного $P_{прив}$), характерные для элизионного бассейна, в котором терригенно-осадочный чехол (О) подстилается базитовым основанием (Б)

Изменение литостатического давления $P_{лит}$ вычислено при плотности пород чехла 2,5 г/см^3 и основания – 2,7 г/см^3. Гидростатическое давление $P_{гидр}$ отвечает плотности воды 1 г/см^3

ниже земной поверхности. Положительный градиент $P_{прив}$ предопределяет нисходящий поток подземных флюидов, скорость которого может быть ~ *n* мм/год. На контакте чехла с основанием существует своеобразная депрессия истинного давления $\Delta P_{ист}$, возникающая из-за различной проницаемости пластичных осадков и трещиноватых базитов.

Такая гидродинамическая обстановка наблюдается не только в Закавказье, но и в других регионах. Об этом говорят, например, геотермические данные по скв. Сомбатхей-II в западной части Паннонского бассейна. Там скорость нисходящего потока в 2-километровом разрезе чехла, под которым залегают тела метабазитов, равна 7 мм/год. Очень отчетливо выражена подобная гидродинамическая инверсия на севере Западной Сибири, в области массовых проявлений мезозойского рифтогенеза [Кирюхин, Толстихин, 1987].

М-инфильтрация седиментогенных флюидов служит связующим звеном между процессами преобразования пород чехла и фундамента. Развитие в чехле АВПД связано с важным этапом катагенеза (эпигенеза) терригенных осадков – переходом глинистых минералов группы монтмориллонита в гидрослюду (иллит) [Копелиович, 1965; Холодов, 1983; Burst, 1959; и др.]. По общепринятой схеме, ниже зоны АВПД флюидное давление может только расти с глубиной (см. рис. 4.3.6). Но в области М-инфильтрации флюидное давление ниже зоны АВПД непрерывно падает до подошвы чехла, затем приведенное давление продолжает убывать, а истинное начинает расти, немногим отличаясь от гидростатического в ту или иную сторону. При этом гидравлический градиент достигает 1–1,5 (м водн. ст./м глубины) в нижней части чехла и 0,3 – в базитовом основании. При таких градиентах напора вода может фильтроваться даже через относительно водоупорные слои глин со скоростью $v \sim 10^{-10}$ м/с $\approx n$ мм/год.

Отток флюидов из зоны АВПД возможен отчасти и вверх, но слабопроницаемая покрышка может сильно затруднять его. Вместе с тем увеличение интеграль-

ной проницаемости разреза с глубиной предопределяет предпочтительную разгрузку элизионных флюидов вниз, а не вверх. Увеличение проницаемости может быть вызвано возрастанием степени дислоцированности слоев, консолидацией пород (повышением устойчивости трещин), сгущением сети проницаемых неоднородностей (тектонических разрывов, структурно-фациальных окон, кластических даек и т.п.) и другими факторами.

Метаморфогенная стимуляция флюидной адвекции ощутимо сказывается на физико-химическом состоянии среды, на направлении и ходе катагенетических преобразований: согласно принципу Ле-Шателье, отток газо-водных продуктов реакций гидрослюдизации из чехла – необходимое условие их протекания [Копелиович, 1965; Холодов, 1983; и др.].

Упомянутая депрессия $\Delta P_{ист} \sim -100$ бар на контакте чехла с основанием играет роль геохимического барьера, на котором происходит глубокая декомпрессия гетерогенных флюидов. Это способствует сепарации жидких углеводородов, свободной газовой фазы, металлоорганических соединений и других компонентов, чувствительных к изменению давления. Отделившиеся фазы, имеющие низкую плотность, могут накапливаться в декомпрессионной зоне, формируя газово-упругий режим М-инфильтрации.

Важное геохимическое следствие взаимодействия элизионных вод с базитами – концентрирование раствора в области М-инфильтрации за счет поглощения растворителя. Из расчетов, основанных на изотопии водорода, следует, что метаморфизм базитов может рассматриваться как процесс, способный конкурировать с трансэвапоризацией (поверхностным испарением) в формировании рассолов хлоркальциевого типа [Яковлев, 1999]. Их насыщение кальцием есть результат ионного обмена $Na_{раствор} \Leftrightarrow Ca_{породы}$, который происходит при взаимодействии раствора с алюмосиликатами [Шварцев, 1982; и др.]. Этот мощный механизм концентрирования раствора может объяснить широкую распространенность таких рассолов в земной коре.

В рассмотренной схеме гидратации базитов остается открытым вопрос о природе тепла, потребляемого процессами метаморфизма и палингенеза – как при становлении, так и в ходе дальнейшей эволюции континентальной коры. Рассмотрим под этим углом зрения энергетику взаимодействия вода–порода.

Геоэнергетическое значение гидратации коры

Существует ли энергетический дисбаланс в земной коре? Энергетический аспект геологических процессов более или менее детально рассматривали П.Н. Кропоткин, Е.Н. Люстих, Е.А. Любимова, В.А. Магницкий, Ф.А. Макаренко, Б.Г. Поляк, О.Г. Сорохтин, У. Файф, Ж. Гогель, Ж. Ирияма, Р. К. О'Найоне, Е.Р. Оксбург, Дж. Ферхуген и многие другие исследователи.

Р. Шуилинг [Schuiling, 1966], оценив теплоту гидратации пород в океанических гидротермальных системах, предположил, что повышенный тепловой поток, наблюдаемый в срединно-океанических хребтах, может быть результатом генерации тепла в процессе серпентинизации ультрабазитов новообразованной коры. Принимая во внимание эту смелую гипотезу и результаты собственных оценок теплоты гидратации пород, В.П. Зверев и Б.Г. Поляк [1970] заключили, что этот процесс в самом деле может играть существенную и даже решающую роль в геотемпературном поле отдельных фрагментов коры. Такие представления не нашли, однако, отражения в последующих оценках энергетического баланса земной коры.

В работах, посвященных анализу природы глубинного тепломассопотока как индикатора динамики и строения мантии, показано существование по меньшей

мере 20-кратного несоответствия между потоками мантийного гелия и тепла, поступающими в океан через его кору [O'Nions, Oxburgh, 1983; Oxburgh, O'Nions, 1987]. Определив плотность потока радиогенного гелия, генерируемого мантией ($4 \cdot 10^9$ атом/(м$^2 \cdot$ с)), и задавшись содержанием "гелиематеринских" радиоактивных элементов в верхней мантии ($U = 5 \cdot 10^{-9}$; Th/U = 3,8), а также отношением числа атомов ^{4}He к количеству теплоты, образующихся при радиоактивном распаде ($4 \cdot 10^{10}$ атом/Дж), цитируемые исследователи установили, что плотность радиогенного теплового потока, продуцируемого в мантии и поступающего без изменения через океаническую кору в атмосферу, составляет всего лишь 3 мВт/м^2, т.е. 3% от его средней величины (~ 100 мВт/м^2), наблюдаемой в приповерхностном слое океанической коры. Из этого они заключили, что 97% наблюдаемого (поверхностного) теплового потока генерируется в нижней мантии и ядре Земли. Приняв среднее планетарное содержание урана равным $20 \cdot 10^{-9}$, эти авторы оценили суммарный вклад радиогенной компоненты глубинного теплового потока равным примерно половине от его наблюдаемой величины, приписывая остальную его часть предположительной теплогенерации в ядре за счет его кристаллизации. Вместе с тем задавшись указанным средним содержанием урана в Земле ($20 \cdot 10^{-9}$), авторы вынуждены были заключить, что измеренный в океане поток радиогенного гелия из мантии обеспечивает вынос всего лишь 10% гелия, продуцируемого в ней. На этом основании они сделали принципиальный вывод: либо радиогенный гелий накапливается в мантии, тогда как тепло покидает ее, либо существующие геохимические модели Земли ошибочны, а основная часть продуцируемого в планете и теряемого ею тепла имеет не радиогенную, а иную природу.

Оба этих альтернативных предположения нуждаются в дальнейших исследованиях. В рамках настоящей работы мы ограничимся проверкой второго из них, имея в виду анализ геоэнергетического значения хемогенной теплогенерации в гидратируемой коре.

Последние сводки геоэнергетического баланса [Кропоткин, Поляк, 1973; Поляк, 1988; Сорохтин, 1977] заставляют усомниться в значимости вклада подкоровых нерадиогенных источников в генерацию внутриземного тепла. Действительно, суммарная мощность гравитационной дифференциации и приливного трения в твердой Земле оценивается в диапазоне $(4{,}15–4{,}58) \cdot 10^{13}$ Вт, тогда как тепловая мощность распада радиоактивных элементов в Земле – $(1{,}1–2{,}6) \cdot 10^{13}$ Вт. Но в тепловую форму переходит лишь незначительная часть нерадиогенной энергии. Происходящие ниже подошвы литосферы течения в мантии, очевидно, сами по себе не могут быть генератором внутриземного тепла, а представляют собой лишь один из механизмов его перераспределения – конвективный тепломассоперенос. Таким образом, проблема энергетического дисбаланса в океаническом блоке Земли [Oxburgh, O'Nions, 1987] может быть решена только выявлением до сих пор не учитывавшегося мощного внутрикорового нерадиогенного источника тепла.

Энергетический баланс континентальной коры также не вполне ясен. В цитированной работе [Oxburgh, O'Nions, 1987] средний для континентов поверхностный тепловой поток (q = 63 мВт/м^2) рассматривается как состоящий из двух компонент: мантийной и коровой (радиогенной), равных по величине. Но представление о чисто радиогенной природе коровой добавки сегодня выглядит слишком упрощенным. В некоторых работах [Добрецов и др.,1974а; Зверев, Поляк, 1970; Рыженко и др., 2000] показано, что в коре континентов протекают физико-химические процессы с высокой тепловой мощностью – как потребляющие, так и выделяющие энергию. Н.Л. Добрецов с коллегами [1974а], не найдя внутри коры источника энергии, достаточно мощного, чтобы покрыть огромные ее затраты на процессы эпигенеза и метаморфизма осадочных пород, пришли к выводу, что таковым может служить только тепломассопоток из мантии.

Таблица 4.3.2. Типовые реакции гидратации силикатов и их физические эффекты – приращение массы Δm и тепловой эффект Q – при условии постоянства объема геологического тела

№ п/п	$\frac{P, \text{кбар}}{T, °C}$	Формула реакции*	m_w, г	Q, КДж	
				$(PT)_{min}$	$(PT)_{max}$
1	$\frac{1-4}{50-250}$	$NaAlSi_3O_8 + H_2O \rightarrow NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O + SiO_2$ альбит вода анальцим кварц	18,02	–0,5	1,2
2	$\frac{1-4}{50-200}$	$CaAl_2Si_2O_8 + 2SiO_2 + 4H_2O \rightarrow CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$ анортит кварц вода ломонтит	72,06	55,1	66,0
3	$\frac{1-7}{50-450}$	$5MgSiO_3 + 4CaAl_2Si_2O_8 + 5H_2O \rightarrow$ энстатит анортит вода $\rightarrow 2Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH) + Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 4SiO_2$ цоизит клинохлор кварц	90,08	240,5	299,2
4	$\frac{0,001-1}{25-400}$	$3Mg_2SiO_4 + SiO_2 + 4H_2O \rightarrow 2Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ форстерит кварц вода серпентин	72,06	151,4	189,7
5	$\frac{0,001-1}{25-400}$	$6Mg_2SiO_4 + Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + H_2O \rightarrow 5Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ форстерит тальк вода серпентин	162,14	292,2	382,5

* Реакции 1–3 иллюстрируют метаморфизм базитов в указанных P–T диапазонах цеолитовой и зеленосланцевой фаций [Файф и др., 1962, 1981], реакции 4, 5 – гидротермальное изменение ультрабазитов [Зверев, Поляк, 1970] в условиях земной поверхности и при максимальных P–T условиях серпентинизации [Рыженко и др., 2000].

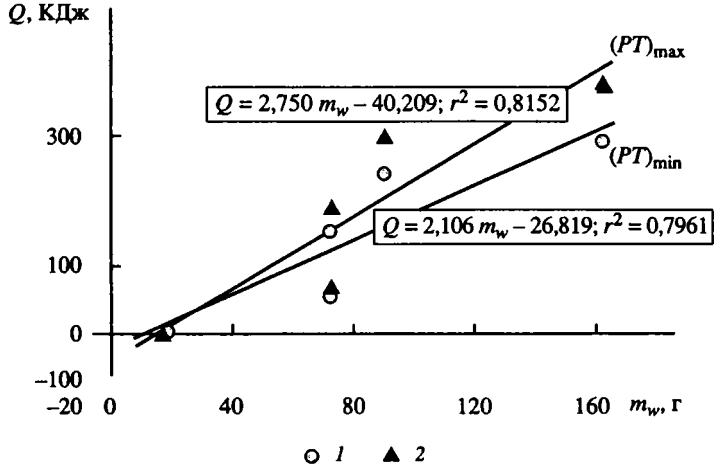


Рис. 4.3.7. График зависимости между тепловым эффектом реакции (Q) и приращением массы (Δm) при гидратации жесткого силикатного матрикса (см. табл. 4.3.2) при минимальных (*1*) и максимальных (*2*) *P–T* условиях разных фаций метаморфизма, по: [Файф и др., 1981]

Пояснения см. в тексте. Среднее Q/m_w = 2,4 КДж/г, по: [Файф и др., 1981] – Q/m_w = 2,3 КДж/г

Действительно, внутрикоровые механические (тектонические) процессы, при которых происходит фрикционный разогрев среды, практически незаметны в геоэнергетическом балансе (см., например [Поляк, 1988; Файф и др., 1962; Goguel, 1975]). Но не происходят ли в коре мощные экзотермические процессы другой природы? Рассмотрим под этим углом зрения процесс гидратации коры.

Водосодержание пород и теплота их гидратации. У. Файф с коллегами [1981] указывают, что теплота многих реакций дегидратации силикатов (равная приращению энтальпии образования реагирующих веществ ΔH) составляет около 10 ккал на грамм-молекулу воды, или на 18 г высвобождающейся воды. По их мнению, это довольно существенное количество поглощаемого тепла, сравнимое с наблюдаемым тепловым потоком и теплом, генерирующимся в горных породах при радиоактивном распаде. Очевидно, что теплота реакций гидратации такая же, но противоположна по знаку (это экзотермический процесс): $Q = -\Delta H$ = 10 ккал/моль H_2O = 2,3 КДж/моль H_2O. Оценим мощность такой хемогенной теплогенерации A_c в океанической, переходной и континентальной обстановках.

С этой целью определим тепловой эффект типовых реакций гидратации пород основного и ультраосновного состава в предельных *P–T* условиях их преобразований – метаморфизма базитов в условиях цеолитовой и зеленосланцевой фаций [Файф и др., 1962, 1981] и гидротермального изменения (серпентинизации) ультрабазитов [Зверев, Поляк, 1970; Рыженко и др., 2000] (табл. 4.3.2). При расчете теплового эффекта реакций (Q) при различных *P–T* условиях использованы мольные значения энтальпии образования реагирующих веществ, рассчитанные нами с помощью программы SUPCRT92 [Johnson et al., 1992].

Как видно из табл. 4.3.2, полученные значения теплоты реакции Q и массы связанной воды m_w меняются согласованно. Еще лучше это видно на графике в координатах Q–m_w (рис. 4.3.7). Как при высоких, так и при низких P и T наблюдается значимая корреляция, описываемая линейным уравнением регрессии

$$Q = km_w + \delta, \qquad (7)$$

где угловой коэффициент k равен 2,11 КДж/г при $(PT)_{min}$ и 2,75 КДж/г при $(PT)_{max}$. Слагаемым δ, равным соответственно 26,8 и 40,2 КДж, при достаточно высоких

значениях m_w можно пренебречь. Таким образом, теплота гидратации силикатов прямо пропорциональна массе связанной воды:

$$Q \approx k m_w . \qquad (8)$$

Средняя величина коэффициента k = 2,4 КДж/г практически совпадает с указанной в работе [Файф и др., 1981]. Но рассматривая гидратацию базитового субстрата коры при повышенных температурах порядка 200–450 °С, характерных для гидротермального процесса в СОХ и зеленокаменного метаморфизма в зоне перехода и на континенте, мы будем использовать в расчетах максимальное значение $k = 2{,}7 \cdot 10^6$ Дж/кг.

Зная продолжительность t^* процесса вторичных преобразований силикатных пород, можно оценить объемную мощность хемогенной теплогенерации A_c через приращение плотности пород $\Delta\rho = m_w/V$, вызванное притоком (хемогенной инфильтрацией) воды в геологическое тело из внешнего источника (океана, осадочной толщи и т.д.). Из (8) следует, что объемная мощность хемогенной теплогенерации A_c прямо пропорциональна приращению плотности среды $\Delta\rho$ в единицу времени:

$$A_c = 2{,}4 \cdot 10^6 \Delta\rho / t^* \ [\text{Вт/м}^3], \qquad (9)$$

где ρ имеет размерность [кг/м^3], продолжительность процесса t^* – [с]. Приращение плотности $\Delta\rho$ связано, в свою очередь, с увеличением содержания в породе химически связанной воды ΔX_w [доли единицы]:

$$\Delta\rho = \rho \Delta X_w . \qquad (10)$$

Основные результаты оценок, выполняемых ниже с помощью (9, 10), представлены в табл. 4.3.3.

Применительно к *океанической обстановке* воспользуемся данными глубоководного бурения в 200 км к югу от рифта Коста Рика, полученными в скв. 504В Дж. Альтом с коллегами [Alt et al., 1986а] (см. выше). В результате гидротермальной

Таблица 4.3.3. Оценки мощности хемогенной теплогенерации при гидратации базитового субстрата коры и хемогенной добавки к плотности теплового потока в различных геодинамических обстановках

Параметр	Единица измерения	Геодинамическая обстановка		
		Океан	Зона перехода	Континент
Приращение содержания H_2O^+ в породе ΔX_w	%	1	0,5	2
Приращение плотности гидратируемых пород $\Delta\rho = \rho\Delta X_w$	кг/м^3	30	15	60
Характерная продолжительность процесса t^*	млн лет с	0,3 10^{13}	1 $3 \cdot 10^{13}$	3 10^{14}
Мощность хемогенной теплогенерации $A_c = 2{,}7 \cdot 10^6 \Delta\rho/t^*$	мкВт/м^3	8,1	1,4	1,6
Толщина слоя Z	км	5	40	5–20
Хемогенная добавка к плотности теплового потока $q_c = A_c Z$	мВт/м^2 % от q	41 ~40	56 ~60	8–32 6–100
Фоновое значение плотности теплового потока q	мВт/м^2	100	100	30–150

переработки базитов слоя 2 содержание H_2O^+ увеличилось в разрезе скважины в среднем на ~1%. Следовательно, $\Delta\rho \sim 1\% \cdot 3 \cdot 10^3$ кг/м^3 ~ 30 кг/м^3. В результате спрединга породы переместились от оси рифта на 200 км за $6 \cdot 10^6$ лет. При характерном горизонтальном (поперечном) размере циркуляционной ячейки ~10 км ориентировочное время гидротермальной переработки базитов должно было составить $t^* \sim$ (10 км/200 км) $\cdot 6 \cdot 10^6$ лет $= 3 \cdot 10^5$ лет $= 10^{13}$ с. При этих значениях параметров с помощью (9, 10) получаем оценку объемной мощности хемогенной теплогенерации:

$$A_c = 2,7 \cdot 10^6 \Delta\rho / t^* \sim 2,7 \cdot 10^6 \cdot 30 / 10^{13} \sim 8,1 \cdot 10^{-6} \text{Вт/м}^3.$$

Полученная величина на порядок превосходит средний уровень радиогенной теплогенерации в континентальной коре, ~10^{-6} Вт/м^3 [Смыслов и др., 1979]. При глубине гидротермальной проработки базитов $Z \sim 5$ км хемогенная (коровая) добавка q_c к плотности глубинного теплового потока составит

$$q_c = A_c Z \approx 8,1 \cdot 10^{-6} \cdot 5 \cdot 10^3 = 40 \text{ мВт/м}^2.$$

Эта величина составляет 40% от плотности фонового теплового потока в срединно-океанических хребтах, оцениваемой как $q \sim 100$ мВт/м^2 [O'Nions, Oxburgh, 1983].

В зоне перехода приращение плотности $\Delta\rho$ может быть оценено по среднему глобальному приращению содержания H_2O^+, которое составляет ~0,5%, согласно упомянутой геохимической модели земной коры [Ронов, Ярошевский, 1967, 1976]. Тогда $\Delta\rho \sim 0,5\% \cdot 3 \cdot 10^3$ кг/м^3 = 15 кг/м^3. Эффективная мощность гидратируемого клина базитов может быть оценена как $Z \sim 40$ км $= 4 \cdot 10^4$ м.

Характерное время гидратации базитового субстрата может быть оценено, исходя из предельной "водовместимости" w (в объемном выражении) метаморфизуемого клина базитов. Применительно к условиям нисходящей метаморфогенной инфильтрации флюидов со скоростью $u \sim 1$ мм/год из осадочного чехла в слой базитов мощностью порядка 10 км эта величина оценивалась как $t^* \sim 3 \cdot 10^6$ лет для *P–T* условий от цеолитовой до зеленосланцевой фаций метаморфизма [Яковлев, 1999]. Гидратация базитов в зоне перехода от океана к континенту происходит в *P–T* условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, для которых характерны содержания воды, соответственно, 4 и 2% по массе [Файф и др., 1981; Бримхолл, Крерар, 1992]. При этом в минералах-гидратах связывается примерно 1–3 мас.% воды; в среднем, $\Delta X_w \sim 2$ мас.%, что эквивалентно в объемном выражении $\Delta X_w \sim 6$ об.% = 0,06. В зоне перехода вода поступает в базитовый субстрат – из осадков, субдуцируемых под него со скоростью порядка нескольких сантиметров в год. В этих условиях полная эвакуация воды из осадков возможна, если скорость восходящего метаморфогенного потока составляет 1–2 мм/год ($u \sim 2$ мм/год ~ $\sim 0,7 \cdot 10^{-10}$ м/с). Если же мощность гидратируемого слоя (клина) базитов $Z = 40$ км, то продолжительность метаморфизма есть

$$t^* \sim Z\Delta X_w / u = 4 \cdot 10^4 \cdot 0,06 / (0,7 \cdot 10^{-10} \text{ м/с}) \sim 3 \cdot 10^{13} \text{ с} \sim 10^6 \text{ лет}.$$

При указанных значениях параметров $\Delta\rho$, t^* и Z получаем с помощью (9, 10) оценки мощности хемогенной теплогенерации и соответствующей добавки к плотности теплового потока в зоне перехода:

$$A_c \sim 2,7 \cdot 10^6 \cdot 15 / (3 \cdot 10^{13}) \approx 1,4 \cdot 10^{-6} \text{ Вт/м}^3;$$

$$q_c \approx A_c Z \sim 1,4 \cdot 10^{-6} \cdot 4 \cdot 10^4 \approx 56 \text{ мВт/м}^2.$$

Последняя оценка составляет ~60 % от фонового уровня теплового потока в зоне перехода (~100 мВт/м^2).

Наконец, *в континентальной обстановке* полная гидратация базитов до состояния зеленых сланцев или амфиболитовых гнейсов, содержащих, как упоминалось, до 2–4% H_2O^+, сопровождается поглощением, в среднем, около 2% воды и приращением плотности пород на $\Delta\rho \sim 2\% \cdot 3 \cdot 10^3$ кг/м^3 ~ 60 кг/м^3. Выше также упоминалось, что гидратация гранулит-базитового слоя континентальной коры сопряжена с нисходящей М-инфильтрацией, скорость которой составляет несколько миллиметров в год, а характерная продолжительность гидратации базитов составляет $t^* \sim 3$ млн лет ~ 10^{14} с. Тогда мощность теплогенерации есть

$$A_c \sim 2{,}7 \cdot 10^6 \cdot 60 / 10^{14} \approx 1{,}6 \cdot 10^{-6} \text{ Вт/м}^3,$$

что превосходит указанную выше мощность радиогенной теплогенерации, характерную для коры материков. Этот факт, прежде не учитывавшийся геотермиками, уже сам по себе заслуживает особого внимания при изучении термического режима континентальной коры. Если мощность гидратируемого слоя базитов составляет Z = 5–20 км = (5–20) $\cdot 10^3$ м, то хемогенная добавка к плотности теплового потока равна

$$q_c = A_c Z \sim 1{,}6 \cdot 10^{-6} \cdot (5-20) \cdot 10^3 \approx 8-32 \text{ мВт/м}^2,$$

то есть 6–100% от фонового уровня q, который колеблется, в зависимости от геодинамической обстановки, в диапазоне 30–150 мВт/м^2. Очевидно, что такая добавка к глубинному тепловому потоку представляет собой важный внутрикоровый источник энергии, потребляемой в вышележащих слоях энергоемкими процессами нагрева, катагенеза и метаморфизма осадочных пород.

Кинетика взаимодействия вода–порода и теплота гидратации. В предыдущих оценках не учитывались соотношения между кинетикой взаимодействия вода–порода и скоростью движения воды в процессе гидратации. В них использовались только интегральная величина приращения плотности среды и вероятная продолжительность процесса. Выполним оценки иначе, – принимая во внимание, что взаимодействие вода–порода часто является лимитирующей (самой медленной) стадией в совокупности сопряженных химических, транспортных и других процессов [Уолтер, Вуд, 1989]. Рассмотрим хемогенную теплогенерацию в случае, когда скорость гидратации лимитируется не скоростью притока воды из внешнего резервуара, а кинетикой взаимодействия вода–порода – скоростью растворения самого устойчивого из породообразующих минералов.

В базитах наиболее устойчивым к растворению является плагиоклаз [Уолтер, Вуд, 1989]. Кинетика его растворения (обозначим его как твердую фазу A) определяется константой k_A [моль/(см^2 · с)]. Приведенная (приходящаяся на единичный объем среды) мощность хемогенной теплогенерации A_c есть

$$A_c \approx q_r s_r = q_r s \zeta_r. \qquad (11)$$

Здесь q_r – плотность внутреннего (хемогенного) теплового потока [Вт/м^2], генерируемого на корродируемой в ходе реакции r поверхности, равная

$$q_r = k_r Q_r, \qquad (12)$$

где k_r – кинетическая константа реакции [реакция/(см^2 · с)][1], выражаемая через кинетическую константу растворения плагиоклаза, k_A [моль/(см^2 · с)], и его стехио-

[1] В том случае, когда в размерность входит "реакция" как единица измерения, все остальные единицы измерения относятся к единичной завершенной реакции, формула которой записана с минимальными стехиометрическими коэффициентами.

метрический коэффициент n_A [моль/реакция]:

$$k_r = k_A / n_A; \qquad (13)$$

Q_r – тепловой эффект реакции r [Дж/реакция]; s – приведенная площадь поверхности первичного матрикса [м$^{-1}$], оцениваемая по минимуму через характерное (среднее) расстояние l_0 между равноудаленными параллельными водопроводящими трещинами:

$$s = 2/l_0; \qquad (14)$$

ζ_r – доля поверхности первичного матрикса, корродируемая в ходе реакции r. Выполним оценку A_c по порядку величины на примере реакции 3 (см. табл. 4.3.2), которая иллюстрирует процессы хлоритизации и эпидотизации, господствующие при зеленокаменном метаморфизме базитов и протекающие в широком диапазоне P–T условий – от цеолитовой до зеленосланцевой фаций метаморфизма.

В интервале температур T = 50÷400 °С кинетическая константа растворения плагиоклаза изменяется в диапазоне $k_A = 1{,}3 \cdot 10^{-11} \div 2{,}5 \cdot 10^{-8}$ моль/(м^2 · с) [Уолтер, Вуд, 1989]. Стехиометрический коэффициент плагиоклаза в данной реакции $n_A = 4$, а ее кинетическая константа $k_r = k_A/n_A \sim 3{,}3 \cdot 10^{-12} \div 6{,}3 \cdot 10^{-9}$ реакция/(м^2 · с). Тепловой эффект этой реакции при давлении P = 1–7 кбар и температуре T = 50–400 °С, отвечающих P–T диапазону от нижней границы цеолитовой фации до верхней границы фации зеленых сланцев, равен Q_r = 241–299 КДж/реакция ≈ ≈ (2,4–3,0) · 10^5 Дж/реакция. Оцениваем плотность внутреннего теплового потока:

$$q_r = k_r Q_r \approx (3{,}3 \cdot 10^{-12} \div 6{,}3 \cdot 10^{-9}) \cdot (2{,}4 \div 3{,}0) \cdot 10^5 \approx 7{,}9 \cdot 10^{-7} \div 1{,}9 \cdot 10^{-3} \text{ Вт/м}^2.$$

Характерное расстояние между проводящими трещинно-поровыми каналами l_0 при гидратации изверженных пород в естественных условиях (их метаморфизме, метасоматозе, гидротермальном изменении) может варьировать в широких пределах. В зонах дробления монолитных пород или в слоях пород, представленных обломочным материалом, l_0 может колебаться от первых миллиметров до нескольких сантиметров. На значительном удалении от зон дробления в монолитных породах расстояние между проницаемыми трещинами может колебаться от десятков сантиметров до десятков метров. Таким образом, в условиях земной коры l_0 изменяется в диапазоне ~n · (0,001 ÷ 10) м, а приведенная площадь поверхности первичного матрикса, оцененная по формуле (18), $s \sim 2/(n \cdot (0{,}001 \div 10)) \sim 0{,}1 \div 10^3$ м$^{-1}$.

Доля поверхности матрикса ζ_r, приходящаяся на первичные породообразующие минералы, участвующие в приведенной реакции, может быть оценена по их содержанию в базитах [Войткевич и др., 1977]: плагиоклаз – 62–65%, пироксен – 24–29%. Если весь пироксен участвует в данной реакции, то плагиоклаз присутствует в избыточном по отношению к нему количестве, и реакция протекает примерно на половине поверхности матрикса: $\zeta_r \approx 0{,}5$.

Оцениваем по порядку величины с помощью выражения (11) возможный диапазон вариаций мощности хемогенной теплогенерации:

$$A_c \approx q_r s \zeta_r \sim (7{,}9 \cdot 10^{-6} \div 1{,}9 \cdot 10^{-3})(0{,}1 \div 10^3) \cdot 0{,}5 \sim 4 \cdot 10^{-8} \div 1 \text{ Вт/м}^3.$$

В нижнем пределе эта оценка, отвечающая низким температурам, более чем на порядок величины уступает упомянутой ранее мощности радиогенной теплогенерации $A_r \sim 10^{-6}$ Вт/м^3 в континентальной коре [Смыслов и др., 1979], что говорит о подчиненном значении хемогенного теплового источника по сравнению с радиогенным в приповерхностном слое коры. Но такое их соотношение меняется с ростом температуры (с глубиной) на противоположное, причем довольно быстро. В верхнем пределе полученная оценка $A_c \sim 1$ Вт/м^3, отвечающая максимальной ско-

рости гидратации пород, на порядок величины превосходит мощность самого продуктивного из природных источников тепла – урансодержащих минералов: для уранинита, например, $A_r \sim 0{,}9 \cdot 10^{-1}$ [там же].

Очевидно, однако, что продолжительность действия хемогенного теплового источника t^* ограничена количеством реагирующих веществ и обратно пропорциональна мощности источника A_c. Оцениваем t^* по формуле:

$$t^* \approx (k_r s V_{sl})^{-1}, \qquad (15)$$

где V_{sl} – объем исходных твердых фаз, участвующих в реакции r; для приведенной реакции $V_{sl} = 560$ см$^3 \approx 5{,}6 \cdot 10^{-4}$ м^3. При минимальных значениях приведенной площади поверхности матрикса $s_{min} = 0{,}1$ м$^{-1}$ и температуры $T_{min} = 50$ °С, при которой кинетическая константа реакции тоже минимальна, $(k_r)_{min} = 3{,}3 \cdot 10^{-12}$ реакция/(м^2 · с), продолжительность реакции максимальна и составляет

$$t^*_{max} \approx (3{,}3 \cdot 10^{-12} \cdot 0{,}1 \cdot 5{,}6 \cdot 10^{-4})^{-1} \approx 5{,}6 \cdot 10^{15} \text{ с} \approx 1{,}8 \cdot 10^8 \text{ лет} \sim 200 \text{ млн лет}.$$

В течение этого времени гидратация базитов будет генерировать всего лишь около 0,04 μВт/м^3.

Но при максимальных значениях $s_{max} = 10^3$ м$^{-1}$ и $T_{max} = 450$ °С, когда $(k_r)_{max} = 3{,}3 \cdot 10^{-12}$ реакция/(м^2 · с), продолжительность реакции минимальна:

$$t^*_{min} \approx (6{,}3 \cdot 10^{-9} \cdot 10^3 \cdot 5{,}6 \cdot 10^{-4})^{-1} \approx 2{,}9 \cdot 10^8 \text{ с} \approx 9 \text{ лет} \sim 10 \text{ лет},$$

и она обеспечивает теплогенерацию мощностью порядка 1 Вт/м^3 в течение примерно 10 лет. В геологическом масштабе времени такой хемогенный источник тепла эквивалентен мгновенному импульсу или тепловому взрыву.

Интегральный тепловой эффект. Интегральное количество тепла, произведенного при гидратации базитового субстрата коры в единице его объема, Q^*_Σ может быть оценено двумя способами. Используя кинетические параметры системы базит–вода, получаем:

$$Q^*_\Sigma = A_c t^* \approx Q_r \zeta_r / V_{sl}. \qquad (16)$$

Подставляя значения $Q_r = 3{,}0 \cdot 10^5 \approx (2{,}4\text{–}3{,}0) \cdot 10^5$ Дж, $\zeta_r = 0{,}5$ и $V_{sl} = 5{,}5 \cdot 10^{-4}$ м^3, получаем Q^*_Σ = 220–270 МДж/м^3, в среднем Q^*_Σ = 250 МДж/м^3.

Можно также представить Q^*_Σ как функцию приращения плотности среды $\Delta\rho$ или приращения содержания связанной воды ΔX_w [доли единицы]:

$$Q^*_\Sigma = k\Delta m / V = k\Delta\rho = (2{,}1 - 2{,}7) \cdot 10^6 \rho \Delta X_w \text{ [Дж/м}^3\text{]}, \qquad (17)$$

где плотность $\rho = 3 \cdot 10^3$ кг/м^3. При увеличении содержания H_2O^+ на $\Delta X_w = 0{,}01$ выделяется $Q^*_\Sigma = (2{,}1\text{–}2{,}7) \cdot 10^6 \cdot 3 \cdot 10^3 \cdot 0{,}01$ = 63–81 МДж/м^3. При метаморфизме базитов, содержащих 1% H_2O, в условиях от цеолитовой до зеленосланцевой фаций содержание H_2O^+ может повышаться на 2–4% [Файф и др., 1981], т.е. $\Delta X_w = 0{,}02\text{–}0{,}04$. Тогда $Q^*_\Sigma = (2{,}1\text{–}2{,}7) \cdot 10^6 \cdot 3 \cdot 10^3$ (0,02–0,04) = 125–320 МДж/м^3, что практически совпадает с предыдущей оценкой Q^*_Σ.

Чтобы судить о значимости этого теплового эффекта, его можно сравнить со скрытой теплотой плавления силикатных пород. По данным Х. Йодера [Рус. пер., 1979], она равна, в среднем, 100 кал/г, что при плотности пород $3 \cdot 10^3$ кг/м^3 экви-

валентно 1260 МДж/м³. При Q_Σ^* ~ 300 МДж/м³ химический источник тепла продуцирует около 1/4 части от теплоты плавления пород. Если при такой величине интегрального теплового эффекта процесс гидратации длится в течение характерного времени t^* ~ 3 млн лет = 10^{14} с, то мощность его равна $A = Q_\Sigma^* / t^*$ ~ 3 μВт/м³, т.е. втрое превышает уровень радиогенной теплогенерации в континентальной коре.

Таким образом, химический источник тепла является значимым для энергетики гидратируемой земной коры. Рассмотрим теперь совокупное действие физико-химических эффектов гидратации пород в различных геодинамических обстановках (океан–зона перехода–континент).

Суммарное действие физических эффектов взаимодействия вода–порода как движущая сила эволюции земной коры

Какую роль теплота взаимодействия вода–порода играет в реализации энергоемких процессов метаморфизма и плавления в зоне перехода? Может ли она обеспечить эти процессы и в зрелой континентальной коре? В поисках ответа на эти вопросы обратимся к анализу совокупного действия рассмотренных эффектов на структурно-вещественную эволюцию коры.

Становление коры в зоне перехода. Проследим в самом общем виде изменение температуры и давления в базитах и ультрабазитах новообразованной океанической плиты, перемещаемой к зоне перехода, где она субдуцируется под окраину континента.

Мантийная магма, вторгаясь в кору в зоне океанического спрединга, кристаллизуется в породы второго и третьего слоев. Температура их снижается при постоянном давлении 1,5–3 кбар, и они приобретают способность к постмагматическим изменениям (гидратации). Эти изменения происходят, как известно, в широком диапазоне температур – от ~20–50 °С (в приповерхностной части второго слоя, где развивается гальмиролиз) до 300–450 °С (на участках гидротермальной переработки базитов вблизи СОХ). Как упоминалось выше, трещинные зоны циркуляции гидротерм охватывают лишь небольшую часть молодой коры, и основной ее объем остается не затронутым вторичными изменениями.

В зоне перехода океаническая плита погружается под окраину континента. Породы второго и третьего слоев субдуцируются вместе с тонким слоем осадков, большая часть которых нагнетается в аккреционную призму, что было показано в соответствующих разделах этой книги, а также в работе Л.И. Лобковского [1988]. Температура в плите снова несколько поднимается (см. рис. 4.3.1), и резко растет давление. Из зоны АВПД, формирующейся в аккреционной призме, часть воды отжимается к поверхности, образуя субмаринные источники, известные в океанических желобах. Другая же часть поступает вниз, заполняя поровое пространство субдуцируемых базитов, в котором должна развиваться декомпрессия из-за связывания воды в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма (*нисходящая* М-инфильтрация).

По мере погружения субдуцируемой плиты базиты попадают в условия амфиболитовой фации, ранее связанная в них вода снова высвобождается и может увлекаться *восходящей* М-инфильтрацией в перекрывающий клин континентальной мантии, в котором развиваются явления метаморфизма и метасоматоза (с избирательным выщелачиванием сиалических компонентов), хемогенная и термическая дезинтеграция гидратируемых пород. Выделяемого при этом тепла может оказаться достаточно, чтобы сместить *P–T* условия в этом клине в область солидуса гранитов и даже габбро в присутствии воды.

По мере дальнейшего погружения субдуцируемая плита попадает в зону частичного плавления, и возникающий расплав должен быстро поглощать избыток свободной H_2O. Поднимаясь в перекрывающий мантийный клин, этот расплав контаминирует его веществом океанической коры, в том числе содержащимися в ней летучими, включая мантийный гелий и метеогенную воду.

Явления, происходящие в субдуцируемой океанической плите, без учета взаимодействия вода–порода уже были рассмотрены в некоторых работах [Burnham, 1979; Бримхолл, Крерар, 1992]. На рис. 4.3.8 показано изменение *P–T* условий в этой плите, которая в точке *C* содержит 2–3% воды, связанной в амфиболах. Отрезок *C–D* иллюстрирует дальнейшее погружение плиты. Кривые солидуса при разной доле воды в расплаве (a_w = 1,0...0,1) демонстрируют ее сильное влияние на температуру плавления амфиболитов: при давлении выше 10 кбар увеличение a_w от 0,1 до 1 понижает температуру плавления примерно на 500 °С. В сухом же состоянии порода не начинает плавиться вплоть до пересечения в точке *D* линии солидуса роговой обманки. Здесь роговая обманка разлагается с образованием гранатового перидотита и силикатного расплава с активностью воды $a_w \geq 0{,}3$. При такой активности воды расплав должен содержать ≥ 6,4% H_2O, чего можно достичь плавлением примерно 20% амфиболита, содержащего 1,5% H_2O.

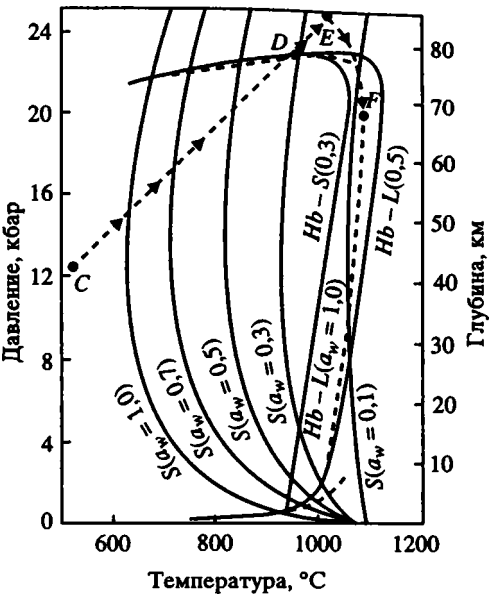


Рис. 4.3.8. *P–T* траектории эволюции системы амфиболит–вода в зоне перехода от океана к континенту, по: [Бримхолл, Крерар, 1992]

Кривые, помеченные буквой *S*, отражают начало плавления (солидус) для заданной активности воды. *Hb–S* (0,3) – начало плавления амфиболита в отсутствие парового флюида при постоянной мольной доле воды в расплаве, равной 0,3; *Hb–L* (0,5) – максимальная устойчивость роговой обманки при мольной доле воды в расплаве, равной 0,5; *Hb–L* (a_w = 1,0) – максимальная устойчивость водонасыщенной роговой обманки

Этот меланж твердых фаз с расплавом может погружаться в зоне субдукции еще на несколько километров (возможно, до точки *E*). В узком диапазоне между точками *D* и *E*, отвечающем глубинам 70–80 км, расплав начинает всплывать. Так как он содержит избыток воды, он будет расплавлять или ассимилировать легкоплавкие фракции залегающих выше пород (полевые шпаты, кварц и другие минералы и эквивалентные компоненты стекла) при кристаллизации более тугоплавких минералов (пироксена, оливина, граната), становясь по мере продвижения кверху все более кислым. Ко времени, когда этот расплав поднимется до точки *F*, на 10–15 км, он ассимилирует дополнительно к своей массе 80% пород из вмещающей литосферы, будет содержать около 3% воды и станет приблизительно диоритовым (андезитовым) по составу [Burnham, 1979]. Поскольку начальное плавление в точке *E* происходит в очень узком диапазоне глубин (75–80 км), весь этот процесс и приводит, как считается, к наблюдаемому образованию известково-щелочных магм на одном и том же расстоянии от океанического желоба.

Максимальная растворимость воды в гранитном расплаве может достигать 15–20%. Поэтому по мере раскисления поднимающегося расплава он может растворять в себе новые порции воды. Приток ее из вмещающих пород обеспечивается за счет ярко выраженного отрицательного объемного эффекта растворения

воды в расплаве. Так, парциальный мольный объем воды в силикатном (альбитовом) расплаве, согласно измерениям К.В. Бернема и Н.Ф. Дейвиса (по: [Бримхолл, Крерар, 1992]), составляет 22 см^3/моль при 800 °С и 1 кбар, тогда как мольный объем чистой воды в тех же P–T условиях равен 78 см^3/моль, т.е. вода при растворении в магме сжимается в 3,5 раза. Как было показано ранее, при отрицательном объемном эффекте взаимодействия твердой породы с водой выделяется тепло в количестве 2,4 КДж/г H_2O. Такой же по знаку и, вероятно, близкий по величине тепловой эффект сопутствует растворению воды в расплаве, препятствуя его кристаллизации и обеспечивая его подвижность на пути к земной поверхности. Но на этом пути расплав из-за декомпрессии теряет воду. Показано, что суммарное увеличение объема в реакции водонасыщенный расплав → кристаллы + пар приводит к генерации огромного количества механической энергии, порядка 10^{16} Дж на 1 км^3 магмы [Бримхолл, Крерар 1992]. Это приблизительно соответствует энергии взрыва 10-Мт бомбы, объясняя механизм вулканических эксплозий.

Магматическая активность в зоне перехода, накладываясь на метаморфизм и метасоматоз базитового субстрата, завершается по мере метаморфической и магматической дифференциации вещества субстрата (его термодинамического уравновешивания) в наиболее проницаемых, ослабленных фрагментах литосферы. В нижней части коры здесь формируется более или менее выраженный *обезвоженный* гранулит-базитовый слой, включающий ультраосновные тела – рестит палингенных выплавок. Выше по разрезу за счет метасоматоза и локального плавления при участии коровых водных флюидов и поднимающихся расплавов формируется слой, относительно обогащенный сиалическими компонентами, крайним выражением чего служит появление плутонических тел среднего и кислого состава (гранитно-метаморфический слой). В конечном счете мозаичная гидратация и геохимическая дифференциация вещества на переходном этапе эволюции коры благодаря тепловому импульсу (сложной, как теперь ясно, природы) приводит к присоединению к континентальному блоку новой литосферной призмы, содержащей "нуклеары", или центры консолидации континентальной коры [Леонов М. и др., 2000].

После присоединения этой призмы к материковому блоку деградация такого теплового импульса естественным образом проявляется в уменьшении плотности фонового кондуктивного теплопотока через верхнюю границу коры с течением времени. Параллельно происходит стирание начальной изотопно-гелиевой метки, о чем и говорит генеральная тройственная взаимосвязь R–q–t. Наблюдающиеся отклонения от этого генерального тренда говорят о проявлении повторных тепловых импульсов в уже зрелой континентальной коре. Их асинхронность и разномасштабность, как установлено [Поляк, 2000], – главная причина дисперсии величин q и R в глобальных выборках. Но они ясно указывают на продолжение трансформации континентальной коры уже после ее становления в зоне перехода, т.е. о ее способности к дальнейшей структурно-вещественной эволюции. Такая эволюция может быть выражена не только в деструкции коры (вследствие рифтогенеза), но и в ее дальнейшей консолидации – вертикальной аккреции за счет наращивания консолидированного слоя.

Эволюция континентальной коры. Большая часть коры континентов с юры до миоцена находилась в состоянии относительного покоя; неотектонический этап эволюции Земли (плиоцен–плейстоцен) характеризуется интенсивным поднятием коры, охватывающим десятки процентов площади материков [Артюшков, 2000]. Амплитуда поднятия земной поверхности за последние 3,5 млн лет местами (например, на Тянь-Шане) достигает 4–4,5 км. С учетом денудации рельефа скорость новейших восходящих движений коры достигает первых миллиметров в год. Обширные поднятия материковых блоков проявлялись и ранее – в перми и девоне [Леонов Ю., 1976].

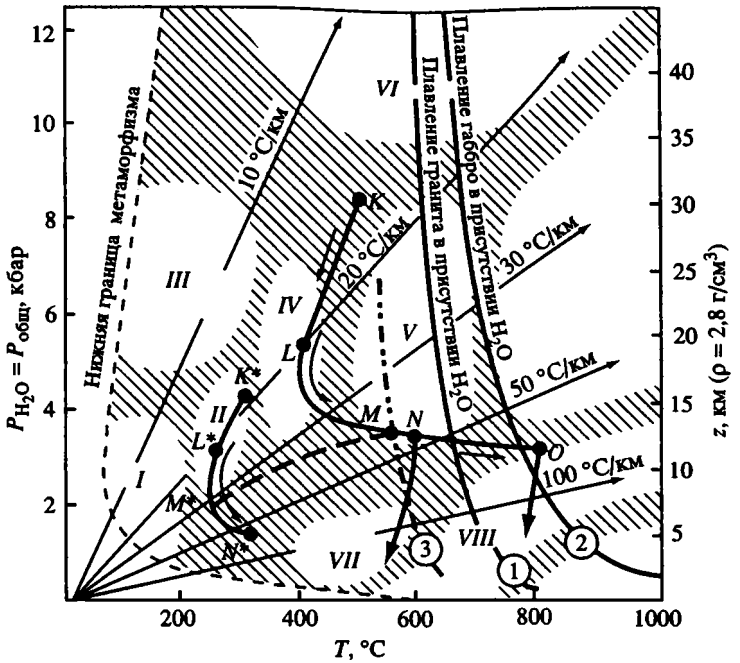


Рис. 4.3.9. *P–T* траектория эволюции системы базальт–амфиболит–вода в гранулит-базитовом слое континента

I–VIII – метаморфические фации [Файф и др., 1981]: *I* – цеолитовая, *II* – пренит-пумпеллиитовая, *III* – глаукофан-(лавсонит)-сланцевая, *IV* – зеленосланцевая, *V* – амфиболитовая, *VI* – эклогитовая, *VII* – роговообманково-роговиковая, *VIII* – пироксен-роговиковая; цифры в кружках: *1*, *2* – линии солидуса в присутствии воды [Файф и др., 1981]: *1* – для гранита, *2* – для габбро; *3* – гипотетическая линия солидуса гранита в присутствии воды в условиях тектонического стресса. Пунктирная линия *M*–M* показывает вероятное изменение геотермического градиента в слое по глубине к моменту появления частичного расплава на его подошве (пояснения см. в тексте)

Рассмотрим совокупное действие физических эффектов гидратации пород в поднимающемся континентальном (платформенном) блоке, нижняя кора которого в интервале глубин 20–30 км представляет собой гранулит-базитовый слой, сформированный на переходной стадии. До начала подъема этот слой из-за отсутствия в нем свободной воды находился в неравновесном с ней состоянии. При подъеме в зону существования свободных вод начнется гидратация базитов с выделением тепла. Проследим наиболее вероятное изменение *P–T* условий на границах гранулит-базитового слоя мощностью $Z = 10$ км во время его подъема со скоростью порядка первых миллиметров в год при компенсирующей этот подъем денудации дневной поверхности (рис. 4.3.9).

Точки *K* и *K** приблизительно отражают начальные значения температуры и давления на подошве и кровле слоя. За несколько миллионов лет амплитуда поднятия слоя составит примерно 10 км, и его кровля достигнет предельной глубины существования устойчивых водопроводящих каналов, ~10–15 км (см. выше), т.е. подошвы области нисходящей М-инфильтрации водных флюидов из осадочного чехла. Базиты вблизи кровли окажутся в *P–T* условиях, примерно соответствующих пренит-пумпеллиитовой фации (точка L^*). Благодаря сейсмической активности, стимулируемой М-инфильтрацией [Яковлев, 1999], локальные токи флюидов временами могут достигать и подошвы гранулит-базитового слоя, поднявшейся до глубины 20 км и находящейся в *P–T* условиях фации зеленых сланцев (точка *L*). Тогда начнется гидратация базитов в этих зонах тектонического и литогенного ра-

зуплотнения и заработает химический источник тепла. При характерной для условий замедленного водообмена интегральной скорости М-инфильтрации $u \sim 0{,}n$ мм/год $\sim 10^{-11}$ м/с за период времени $t_1 = 1$ млн лет $\sim 3 \cdot 10^{13}$ с содержание воды в породах возрастет на $DX_w \approx ut_1/Z \approx 10^{-11} \cdot 3 \cdot 10^{13}/10^4 \approx 0{,}03 \approx 3$об.% = 1мас.%. При этом локальные значения DX_w могут в зонах наиболее интенсивной гидратации достигать 3–5%, снижаясь вдали от них до нуля. С помощью формул (9, 10), задавшись плотностью $r \approx 3 \cdot 10^3$ кг/м^3, оцениваем тепловую мощность процесса гидратации за период времени t_1:

$$A_c \approx 2{,}7 \cdot 10^6 r DX_w / t_1 = 2{,}7 \cdot 10^6 \cdot 3 \cdot 10^3 \cdot 0{,}01/(3 \cdot 10^{13}) = 2{,}7\ \text{мкВт/м}^3.$$

Связанная с этим хемогенная добавка к плотности теплового потока составит

$$q_c = A_c Z = 27\ \text{мВт/м}^2.$$

За указанное время при скорости подъема n мм/год кровля и подошва слоя поднимутся еще на несколько километров (точки M^* и M). При этом вблизи кровли преобразование базитов продолжается в условиях низких ступеней метаморфизма (пренит-пумпеллиитовой или цеолитовой фаций), когда образуются вторичные минералы с низкой плотностью. На участках пониженной проницаемости (со слаборазвитой трещиноватостью) эти минералы могут сравнительно быстро залечивать водопроводящие каналы. В этом случае процесс гидратации базитов пресекается, оставаясь незавершенным, и локальный тепловой эффект процесса на таких участках должен быть относительно невелик, что отражено в незначительном отклонении P–T тренда в точке M^* от прямой линии, проходящей через точки K^* и L^*.

В результате такой гидроизоляции кровли слоя в окрестностях слабопроницаемой зоны нижележащая часть слоя (в которой возникли хлорит, эпидот и другие высокоплотные вторичные минералы, не залечившие пустоты) снова, как и до начала его подъема, оказывается в состоянии изолированной системы – но уже со свободной водой, поступившей из чехла и захваченной в порово-трещинном пространстве базитов. Это обеспечивает возможность их дальнейшей гидратации, отчего температура на подошве слоя продолжает расти, стремясь к точке M, и хемогенная добавка к плотности теплового потока q_c проявится в увеличении геотермического градиента в слое (между точками M и M^*).

При коэффициенте теплопроводности $\lambda \approx 3$ Вт/м/К его приращение составит в среднем $\Delta G \approx q_c/\lambda \approx 27 \cdot 10^{-3}/2 = 14$ °С/км, так что приращение температуры на подошве слоя должно составить $\Delta T \approx Z\Delta G \approx 140$ °С. При таком разогреве на фоне непрерывного снижения давления (переход $L \rightarrow M$) условия метаморфизма смещаются в область амфиболитовой фации. В итоге, хемогенный тепловой импульс охватывает весь гидратируемый слой базитов, достигая его кровли. Естественно, и на ней температура в какой-то мере повышается на фоне снижения давления из-за снятия литостатической нагрузки по мере поднятия слоя ($M^* \rightarrow N^*$).

Дальнейший разогрев метаморфизуемых базитов за счет теплоты гидратации маловероятен. В условиях равномерного всестороннего сжатия под действием литостатической нагрузки эволюция системы базит–вода завершается в области точек M_1–M_2 образованием амфиболитов с последующей деградацией хемогенного теплового импульса. При избытке свободной воды (в зонах повышенной пористости) новообразованные амфиболиты остаются с нею в равновесии.

Но совсем иная ситуация складывается при действии на базитовый слой тектонического стресса. Континенты находятся в состоянии преобладающего сжатия, и

его влияние на эволюцию системы базит–вода очень ощутимо. Оно проявляется в объемном вязко-пластическом течении пород – процессах реидной тектоники [Леонов М. и др., 2000]. Но из-за механо-химических эффектов (stress-corrosion) это влияние выражается еще и в понижении критических P–T границ всех фазовых переходов в твердом матриксе. С этим связано, в частности, проявление релаксационного метаморфизма [Леонов М., 1988; Леонов М., Кожухарова, 1990; Леонов М. и др., 1995а], о чем идет речь в гл. 3.3. Касается это и линий солидуса, что особенно существенно. Температура солидуса матрикса, в зависимости от величины тангенциального напряжения, может понижаться на 200–300 °С [Atkinson, Meredith, 1987].

На рис. 4.3.9 сплошной линией показано положение линии солидуса гранита в присутствии воды без стресса, а пунктиром – ее ориентировочное положение в условиях стресса, произвольно смещенное относительно первой примерно на 80–100 °С. Даже такого смещения вполне достаточно для начала частичного плавления в точке M, и базитовый субстрат начинает разлагаться на обогащенный водой и кремнеземом расплав и тугоплавкий рестит, представленный мафическими минералами. Некоторый разогрев среды (на отрезке MN) обеспечивается экзотермическим эффектом растворения избыточной воды в анатектическом расплаве – так же, как в зоне субдукции (о чем было сказано выше). Процесс амфиболизации базитов может продолжаться в окрестностях локальных зон плавления, обеспечивая его энергетическую потребность в довольно широком диапазоне температур – до достижения точки солидуса роговой обманки (см. рис. 4.3.8).

Как и в зоне субдукции, образующаяся магма поднимается в обводненные слои верхней коры (стрелка, отходящая от точки N). Дополнительное поглощение воды из вмещающих магму пород по рассмотренному выше механизму сопровождается выделением новых порций тепла. Это не только поддерживает существование магматического очага, но и обеспечивает его рост по мере ассимиляции расплавом сиалических компонентов окружающих его пород формирующегося "гранитно-метаморфического" слоя – песчаников, филлитов, сланцев, гнейсов.

Внедрение расплава в обводненные породы при субсолидусных температурах стимулирует разрастание внутрикорового магматического очага, причем скорость его роста должна быть прямо пропорциональна его массе. Такой, ускоряющийся из-за рассмотренных тепловых эффектов и тектонического стресса, процесс палингенного плавления мог привести к быстрому образованию крупных гранитоидных плутонов.

При низкой скорости эвакуации магмы из обводненных зон развивающегося гранулит-базитового слоя она, вероятно, может нагреваться за счет растворения воды до температуры солидуса габбро (точка О). Тогда в процесс магмообразования будут вовлекаться тугоплавкие фракции базитового субстрата, и становится возможной его гомогенизация в расплавленном состоянии, с последующей магматической дифференциацией летучих, мафических и сиалических компонентов. Локальная эвакуация таких продуктов основного (и ультраосновного ?) магматизма показана стрелками, отходящими от точки О.

В конечном счете, рассмотренные процессы геохимической дифференциации (структурно-вещественной переработки) гранулит-базитового слоя и осадочного чехла должны приводить к окончательному становлению гранитно-метаморфического слоя и, тем самым, к наращиванию (вертикальной аккреции) консолидированной коры. Сочетание экзотермических процессов гидратации пород и магм на фоне тектонического стресса в гидратируемом субстрате обеспечивает становление (более полное "созревание") континентальной коры –

зуплотнения и заработает химический источник тепла. При характерной для условий замедленного водообмена интегральной скорости М-инфильтрации $u \sim 0{,}n$ мм/год $\sim 10^{-11}$ м/с за период времени $t_1 = 1$ млн лет $\sim 3 \cdot 10^{13}$ с содержание воды в породах возрастет на $DX_w \approx ut_1/Z \approx 10^{-11} \cdot 3 \cdot 10^{13}/10^4 \approx 0{,}03 \approx 3$об.% = 1мас.%. При этом локальные значения DX_w могут в зонах наиболее интенсивной гидратации достигать 3–5%, снижаясь вдали от них до нуля. С помощью формул (9, 10), задавшись плотностью $r \approx 3 \cdot 10^3$ кг/м^3, оцениваем тепловую мощность процесса гидратации за период времени t_1:

$$A_c \approx 2{,}7 \cdot 10^6 rDX_w / t_1 = 2{,}7 \cdot 10^6 \cdot 3 \cdot 10^3 \cdot 0{,}01/(3 \cdot 10^{13}) = 2{,}7\ \text{мкВт/м}^3.$$

Связанная с этим хемогенная добавка к плотности теплового потока составит

$$q_c = A_c Z = 27\ \text{мВт/м}^2.$$

За указанное время при скорости подъема n мм/год кровля и подошва слоя поднимутся еще на несколько километров (точки M^* и M). При этом вблизи кровли преобразование базитов продолжается в условиях низких ступеней метаморфизма (пренит-пумпеллиитовой или цеолитовой фаций), когда образуются вторичные минералы с низкой плотностью. На участках пониженной проницаемости (со слаборазвитой трещиноватостью) эти минералы могут сравнительно быстро залечивать водопроводящие каналы. В этом случае процесс гидратации базитов пресекается, оставаясь незавершенным, и локальный тепловой эффект процесса на таких участках должен быть относительно невелик, что отражено в незначительном отклонении P–T тренда в точке M^* от прямой линии, проходящей через точки K^* и L^*.

В результате такой гидроизоляции кровли слоя в окрестностях слабопроницаемой зоны нижележащая часть слоя (в которой возникли хлорит, эпидот и другие высокоплотные вторичные минералы, не залечившие пустоты) снова, как и до начала его подъема, оказывается в состоянии изолированной системы – но уже со свободной водой, поступившей из чехла и захваченной в порово-трещинном пространстве базитов. Это обеспечивает возможность их дальнейшей гидратации, отчего температура на подошве слоя продолжает расти, стремясь к точке M, и хемогенная добавка к плотности теплового потока q_c проявится в увеличении геотермического градиента в слое (между точками M и M^*).

При коэффициенте теплопроводности $\lambda \approx 3$ Вт/м/К его приращение составит в среднем $\Delta G \approx q_c/\lambda \approx 27 \cdot 10^{-3}/2 = 14$ °С/км, так что приращение температуры на подошве слоя должно составить $\Delta T \approx Z\Delta G \approx 140$ °С. При таком разогреве на фоне непрерывного снижения давления (переход $L \rightarrow M$) условия метаморфизма смещаются в область амфиболитовой фации. В итоге, хемогенный тепловой импульс охватывает весь гидратируемый слой базитов, достигая его кровли. Естественно, и на ней температура в какой-то мере повышается на фоне снижения давления из-за снятия литостатической нагрузки по мере поднятия слоя ($M^* \rightarrow N^*$).

Дальнейший разогрев метаморфизуемых базитов за счет теплоты гидратации маловероятен. В условиях равномерного всестороннего сжатия под действием литостатической нагрузки эволюция системы базит–вода завершается в области точек M_1–M_2 образованием амфиболитов с последующей деградацией хемогенного теплового импульса. При избытке свободной воды (в зонах повышенной пористости) новообразованные амфиболиты остаются с нею в равновесии.

Но совсем иная ситуация складывается при действии на базитовый слой тектонического стресса. Континенты находятся в состоянии преобладающего сжатия, и

его влияние на эволюцию системы базит–вода очень ощутимо. Оно проявляется в объемном вязко-пластическом течении пород – процессах реидной тектоники [Леонов М. и др., 2000]. Но из-за механо-химических эффектов (stress-corrosion) это влияние выражается еще и в понижении критических P–T границ всех фазовых переходов в твердом матриксе. С этим связано, в частности, проявление релаксационного метаморфизма [Леонов М., 1988; Леонов М., Кожухарова, 1990; Леонов М. и др., 1995а], о чем идет речь в гл. 3.3. Касается это и линий солидуса, что особенно существенно. Температура солидуса матрикса, в зависимости от величины тангенциального напряжения, может понижаться на 200–300 °С [Atkinson, Meredith, 1987].

На рис. 4.3.9 сплошной линией показано положение линии солидуса гранита в присутствии воды без стресса, а пунктиром – ее ориентировочное положение в условиях стресса, произвольно смещенное относительно первой примерно на 80–100 °С. Даже такого смещения вполне достаточно для начала частичного плавления в точке M, и базитовый субстрат начинает разлагаться на обогащенный водой и кремнеземом расплав и тугоплавкий рестит, представленный мафическими минералами. Некоторый разогрев среды (на отрезке MN) обеспечивается экзотермическим эффектом растворения избыточной воды в анатектическом расплаве – так же, как в зоне субдукции (о чем было сказано выше). Процесс амфиболизации базитов может продолжаться в окрестностях локальных зон плавления, обеспечивая его энергетическую потребность в довольно широком диапазоне температур – до достижения точки солидуса роговой обманки (см. рис. 4.3.8).

Как и в зоне субдукции, образующаяся магма поднимается в обводненные слои верхней коры (стрелка, отходящая от точки N). Дополнительное поглощение воды из вмещающих магму пород по рассмотренному выше механизму сопровождается выделением новых порций тепла. Это не только поддерживает существование магматического очага, но и обеспечивает его рост по мере ассимиляции расплавом сиалических компонентов окружающих его пород формирующегося "гранитно-метаморфического" слоя – песчаников, филлитов, сланцев, гнейсов.

Внедрение расплава в обводненные породы при субсолидусных температурах стимулирует разрастание внутрикорового магматического очага, причем скорость его роста должна быть прямо пропорциональна его массе. Такой, ускоряющийся из-за рассмотренных тепловых эффектов и тектонического стресса, процесс палингенного плавления мог привести к быстрому образованию крупных гранитоидных плутонов.

При низкой скорости эвакуации магмы из обводненных зон развивающегося гранулит-базитового слоя она, вероятно, может нагреваться за счет растворения воды до температуры солидуса габбро (точка О). Тогда в процесс магмообразования будут вовлекаться тугоплавкие фракции базитового субстрата, и становится возможной его гомогенизация в расплавленном состоянии, с последующей магматической дифференциацией летучих, мафических и сиалических компонентов. Локальная эвакуация таких продуктов основного (и ультраосновного ?) магматизма показана стрелками, отходящими от точки О.

В конечном счете, рассмотренные процессы геохимической дифференциации (структурно-вещественной переработки) гранулит-базитового слоя и осадочного чехла должны приводить к окончательному становлению гранитно-метаморфического слоя и, тем самым, к наращиванию (вертикальной аккреции) консолидированной коры. Сочетание экзотермических процессов гидратации пород и магм на фоне тектонического стресса в гидратируемом субстрате обеспечивает становление (более полное "созревание") континентальной коры –

приближение ее к состоянию термодинамического равновесия, нарушаемого тектогенезом.

Тектонический стресс – важнейший фактор преобразования базитового субстрата, дополняющий экзотермический и другие эффекты гидратации континентальной коры в ходе ее становления и последующей эволюции. Но существует и обратная связь между стрессом и физическими эффектами взаимодействия вода–порода. Гидратация и хемогенный прогрев пород приводят к механической дезинтеграции породного матрикса на микроуровне и резко изменяют их реологические и прочностные свойства. Значительное понижение интегральной вязкости и прочности пород, подвергшихся гидратации или простому смачиванию при просачивании водных растворов по трещинам, описано во многих работах [Ребиндер, 1957; Файф и др., 1981; Atkinson, Meredith, 1987; Артюшков, 1993; и др.]. Следовательно, физические эффекты взаимодействия вода–порода являются мощным стимулятором объемного вязко-пластического течения под действием тектонического стресса и обусловленных этим структурно-вещественных преобразований, которым отводится самостоятельная роль в эволюции (вертикальной аккреции) континентальной коры [Леонов М. и др., 2000].

Эти преобразования, со своей стороны, облегчают гидратацию пород и связанные с ней явления. Благодаря всей совокупности многосторонних обратных связей возникают "аттракторы" тангенциальных напряжений – зоны пластификации среды. Появление в коре таких зон на разных уровнях делает возможным горизонтальное движение крупных пластин по возникающей "смазке". Известно, что для образования надвига обязательно присутствие воды в зоне сместителя под давлением, близком к литостатическому, так как для смещения блока многокилометровой мощности по сухому сместителю необходимо приложить усилие, которое привело бы к разрушению надвигаемой пластины во всем ее объеме [Боревский, Кременецкий, 1985]. Поэтому представляется, что именно возникновение гидратированных зон пластификации пород предопределяет тектоническую расслоенность земной коры.

Крупномасштабные процессы тектонического скучивания коры в зонах коллизии приводят к надвиганию пластин (аллохтонов) по наклонной плоскости, т.е. не только по горизонтали, но и по вертикали. Скомпенсированное денудацией поверхности пластины поднятие ее базитового субстрата на 5–10 км, в зону более активного водообмена (доступную для нисходящей М-инфильтрации флюидов), создает предпосылки для гидратации базитов, предопределяя, в частности, возможность разрастания коллизионных швов в широкие пояса с утолщенной корой (литосферой).

Гидратация пород имеет важные геоэнергетические следствия, имеющие одну первопричину, но различающиеся по внешним проявлениям. Этой первопричиной служит хемогенный разогрев гранулит-базитового слоя, дополняющий общий поток тепла из этого слоя. Поэтому через кровлю слоя возрастает кондуктивный теплопоток. Это избыточное тепло может потребляться энергоемкими процессами преобразования вещества верхней коры (катагенеза и прогрессивного метаморфизма) – тепловая энергия снова переходит в латентную форму химических связей. В этом случае вблизи дневной поверхности деформация геотемпературного поля может быть незаметна, хотя на глубине кондуктивная передача тепла из гранулит-базитового слоя в гранитно-метаморфический и осадочный происходит, естественно, при относительно повышенных геотермических градиентах. Но если хемогенная добавка к тепловому потоку не поглощается в верхней коре – когда ее породы находятся в термодинамически устойчивом (равновесном в данных P–T условиях) состоянии, как, например, метаосадочные комплексы древних щитов, – то это проявится в повышении плотности наблюдаемого вблизи поверхности теплового потока.

Если же хемогенный разогрев базитов приведет к их плавлению, то образующийся расплав, подымаясь, может вторгнуться в верхнюю кору. Тогда там появится растущий и раскисляющийся очаг магмогенерации, обычно порождающий восходящие апофизы и впоследствии застывающий, что отвечает "скрытой разгрузке" адвективного тепломассопотока. Декомпрессия расплава во время подъема и последующая его кристаллизация сопровождаются высвобождением из него воды и других летучих, переносимых, как правило, в водорастворенном состоянии, но в случае пересыщения водного раствора – в виде спонтанной газовой фазы (в основном, углекислой). Все это проявится в повышении температуры и плотности кондуктивного теплового потока над областью магматической активизации. Такие тепловые импульсы являются главной причиной дисперсии значений q в генеральном возрастном тренде.

Это уменьшение сопровождается убыванием изотопно-гелиевого отношения $R = {}^3He/{}^4He$ от субмантийных значений до канонического радиогенного, и такая тройственная $R–q–t$ связь была приписана разгрузке в кору силикатного тепломассопотока из мантии [Поляк и др., 1979а; Поляк, 1988]. Но его, кажется, трудно отличить по изотопному составу гелия от тепломассопотока из нижней коры, в которой генерация радиогенного ^4He в базитах незначительна из-за низкого содержания гелиематеринских элементов – урана и тория. Поэтому стирание изначальной, мантийной изотопно-гелиевой метки в нижней коре идет очень медленно, и ее породы даже за 2 млрд лет могли сохранить исходную изотопно-гелиевую метку деплетированной мантии почти неизмененной. То же относится и к изотопному составу стронция [Азбель, Толстихин, 1988].

Если базитовый субстрат, образующий нижнюю кору, т.е. гранулит-базитовый слой континентов, являясь дериватом мантии, не вступал в контакт с веществом (флюидами) верхней коры в течение 2 млрд лет, то образование в нем магматических очагов по рассмотренному механизму в результате подъема коры в тот или иной момент тектонической активизации может создать видимость активизации тепломассопотока из мантии, переносимого силикатными расплавами. В таком случае связь $R–q–t$ может представлять собой современное отражение разновременных и разнохарактерных тектонических движений (оро- и эпейрогенических), приведших к появлению в поднимающихся блоках гидродинамических и термодинамических условий, благоприятных для гидратации базитов. Иными словами, причиной $R–q–t$ связи может быть не только активизация мантии в разные эпохи, но и разновозрастная механическая перестройка литосферы (коры) – тектогенез.

В свете развиваемых представлений, данные о постоянстве массы сиалического материала в континентальной коре наталкивают еще на одно предположение. Процессы вертикальной и горизонтальной аккреции увеличивают объем материкового блока исключительно за счет мафического вещества (океанической коры и мантии), приводя к некоторой базификации коры во времени (судя по представлениям А.Б. Ронова [1980] и В.Е. Хаина с соавторами [1982] о росте площади континентальной коры в неогее, такая базификация могла быть весьма значительной), так что более древние ее блоки должны быть более "сиалическими", чем сформировавшиеся позднее.

Заканчивая раздел, подчеркнем, что, как можно видеть из изложенного материала, многие процессы структурно-вещественного преобразования земного вещества напрямую связаны с возникновением гидросферной оболочки и с взаимодействием системы литосфера–гидросфера.

Глава 4.4

ВЕРТИКАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ В СВЕТЕ ДАННЫХ ИЗОТОПНОЙ ГЕОХИМИИ

Как уже неоднократно подчеркивалось в этой книге, существует вертикальное расслоение Земли, и по мере усовершенствования геофизических методов исследования картина такого расслоения все более усложняется [Пущаровский, 1998]. Однако верхний силикатный слой – земная кора – всегда отличается меньшей плотностью и соответственно меньшей скоростью прохождения сейсмических сигналов. В свою очередь, меньшая плотность пород определяется не только их физическим состоянием, но и геохимическими свойствами.

Все геохимическое разнообразие земных пород следует связывать с переработкой некоего первичного вещества Земли. Переработка эта во многом обязана (см. предыдущий раздел) взаимодействию вода–порода и происходит в коровом слое (в дальнейшем мы будем называть исходные породы примитивными, а продукты их изменений в сторону более кислых разностей – продвинутыми). Этот тезис рассматривался ранее [Виноградов, 2000], и здесь будут воспроизведены и дополнены соответствующие примеры природных, модельных объектов для понимания механизмов переработки вещества. На основе модельных объектов будут предложены логически непротиворечивые, но, возможно, и неоднозначные решения поставленных вопросов.

О причинах породного разнообразия в земной коре

Все приводимые ниже рассуждения опираются на изотопно-геохимические и геохимические данные. В основе их интерпретации лежат два исходных постулата. Какой бы гипотезы ни придерживаться, можно принять за постулат, что первичные породы Земли по своему составу суть породы ультраосновные, о чем свидетельствуют расчеты среднего состава пород примитивной мантии [Венке и др., 1987; Сун, 1987]. Другой постулат состоит в том, что в ходе магматической дифференциации из ультраосновного вещества могут возникнуть основные породы типа толеитовых базальтов, но не более кислые. "Андезиты и гранодиориты щелочного ряда не могут быть получены путем простой дифференциации базальтовых магм мантийного происхождения – это специфические корово-континентальные породы, возникающие благодаря сложной переработке других пород и осадков на нижних уровнях коры или самых верхов мантии" [Сорохтин, Ушаков, 1993, с. 37–38].

Примеры "сложной переработки" хорошо известны. Наиболее впечатляющий из них – переработка пород в осадочном процессе, который представляет собой мощнейший природный механизм химической дифференциации элементов (см. часть первую). Именно в осадочном процессе происходит ректификация и накопление чистых веществ вроде накопления карбонатных солей кальция, магния, стронция, сульфатов, хлоридов, фосфатов, окислов, групп халькофильных элементов и так далее. Оставляя в стороне детали этих сложных геохимических преобразований, можно сказать, что все они возникли в результате взаимодействия пород с водой.

Локально, но еще более действенно такие преобразования идут при высокотемпературном взаимодействии вода–порода. Воочию это видно в областях активного вулканизма на фумарольных полях, и можно предположить, что подобные

процессы происходят и в более глубоких горизонтах коры, куда проникают поверхностные воды.

Таким образом, одной из главных причин породного разнообразия на Земле может быть существование на планете гидросферы и взаимодействие вода–порода. "Конденсация воды в жидкой фазе на поверхности Земли могла быть основным спусковым механизмом для начала активных магматических процессов" [Феррон-ский, 1978, с. 8]. Континентальная (условно говоря, гранитная) кора или во всяком случае значительная часть ее объема, вероятно, возникла в результате такого взаимодействия.

Время образования континентальной коры

Континентальная кора возникла уже на ранних стадиях геологической истории. Вслед за первым обнаружением пород с возрастом метаморфизма 3,8 млрд лет в Западной Гренландии [Baadgsaard, 1973; McGregor, 2000; Moorbath et al., 1972] такие же древние образования были найдены на всех континентах [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Поскольку в столь древних породах во всех случаях фиксируется время метаморфизма, накопление континентального материала происходило еще ранее и могло быть отодвинуто от метаморфического события на несколько сот миллионов лет [Moorbath, 1975]. Во всяком случае, недавно было показано, что в состав пород зеленокаменного пояса Исуа входят конгломераты с гальками железистых кварцитов, кварц-биотитовых сланцев и тому подобных пород континентального облика. Сегодня это самые древние достоверно установленные в обнажениях кластические осадочные породы [Fedo, 2000]. Время формирования исходных пород серии Исуа с возрастом метаморфизма 3,8 млрд лет оценивается в 4,5 млрд лет, и следовательно, континентальная кора здесь сформировалась в это же время [Jacobsen, Dymek, 1988]. Есть и другие признаки существования древней, свыше 4 млрд лет, континентальной коры [Froude et al., 1983; Amelin, 1998; Sano et al., 1999].

В породах с возрастом древнее 3 млрд лет, как правило, фиксируются очень низкие начальные изотопные отношения стронция – $^{87}Sr/^{86}Sr \approx 0{,}701$ [Мурбат, 1980], – близкие к тем, которые могли быть в исходных мантийных породах соответствующего времени. Аналогичная картина наблюдается и по изотопным отношениям неодима – самые древние метаморфические породы Гренландии, Лабрадора, Южной Африки имеют начальные значения $\varepsilon Nd(T)$ около +5, что соответствует изотопному составу неодима в мантийных породах того времени [DePaolo, 1988]. Все это подтверждает очевидное предположение, что вещество ранней континентальной коры возникло за счет химической трансформации исходных мантийных пород основного–ультраосновного состава. Время формирования ранней континентальной коры превышает 4 млрд лет.

Масштабы ранней континентализации пород

Время зафиксированных на Земле ранних метаморфических событий – 3,8–4,0 млрд лет [Bowring, Williams, 1999] – совпадает с эпизодом активной метеоритной бомбардировки Луны и, видимо, Земли. Поэтому значительная часть материала более древней континентальной коры была уничтожена, перемешана с мантийным и потеряла все свои признаки. Другая его часть подверглась повторному метаморфизму с соответствующей перестановкой изотопных часов на новую нулевую отметку. Приходится удивляться, что его фрагменты все-таки сохранились до

настоящего времени, хотя подавляющая масса сиалического материала на Земле имеет возраст около 2,8–1,8 млрд лет.

Судя по изотопным отношениям неодима и стронция, часть его может быть названа первичным, т.е. вновь возникшим из мантийных пород, а часть является продуктом вторичной переработки ранее образованной континентальной коры. Детальное изучение изотопных систем неодима в древнейших метаосадочных породах Земли и уран-свинцовых систем в терригенных цирконах из этих пород позволило авторам этого исследования [Yamashita et al., 2000] сделать вывод, что континентальная кора ранне- и среднеархейского возраста была распространена значительно шире, чем это видно сейчас.

Подобные наблюдения приводят к выводу, что подавляющий объем вещества континентальной коры возник ко времени около 2 млрд лет. Этот вывод подтверждается исследованиями Sm–Nd системы в осадочных породах. Суть их состоит в следующем. Sm и Nd – два соседних редкоземельных элемента. Поэтому возможности их разделения довольно ограничены, и разброс Sm/Nd отношений в природных образцах очень мал. Средние отношения Sm/Nd в основных и ультраосновных (мантийных) породах близки к 0,3, а в кислых магматических и метаморфических и в осадочных породах коры около 0,2. Сделан вывод, что такое большое фракционирование двух элементов связано с процессами отделения от мантии вещества более кислой фракции, которое поступает в континентальную кору (в данном случае безразлично, каков механизм такого отделения).

Дальнейшие его преобразования вплоть до плавления, повторного разрушения пород и тому подобных процессов не приводят ни к изотопным, ни к элементным нарушениям Sm–Nd системы. Ее изменения связаны только с радиоактивным распадом ^{147}Sm. Таким образом, в осадочной породе сохраняются метки времени отделения вещества от пород мантийного резервуара. Естественно, что они не зависят от стратиграфического возраста отложений и механизма фракционирования мантийного материала.

Измерение в образце отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ позволяет вычислить так называемый модельный (TNd(DM)) возраст отделения вещества осадочной породы от деплетированной мантии. Оказывается, что во многих провинциях вычисленный модельный возраст по осадочным породам со стратиграфическим возрастом от 2 млрд лет до современного близок в среднем к 2 млрд лет [Allugre, Rousseau, 1984; McCulloch, Wasserburg, 1978; O'Nions et al., 1983; Taylor S.R. et al., 1983]. Конечно, оценка модельного возраста должна рассматриваться только как приблизительная, поскольку лежащие в основе модели посылки довольно условны.

На примере третичных отложений Техаса было показано, что в ходе эпигенетических преобразований осадков самарий-неодимовая система в них нарушается, и рассчитываемый модельный возраст увеличивается на несколько сот миллионов лет по мере погружения осадков вплоть до исследованной глубины 4,5 км [Awwiller, Mack, 1991]. Тем не менее Sm–Nd данные позволяют утверждать, что вещество континентальной коры почти в полном его современном объеме возникло ранее 2 млрд лет и очень может быть, что существенно ранее. По заключению С.Р. Тейлора и С.М. Мак-Леннана [1988, с. 310]: "Рост коры почти полностью завершился на рубеже 2,5 млрд лет".

Выше мы приняли за постулат, что никакие магматические процессы не могут обеспечить образование кислых пород из мантийных ультраосновных, и в основе преобразования лежат метасоматические явления с участием воды. Следовательно, нужно принять, что вода в свободном состоянии существовала уже в самом начале геологической истории, т.е. свыше 4 млрд лет назад. Тому есть свои независимые доказательства.

Время формирования газово-водной оболочки Земли

Этот вопрос с достаточной детальностью и соответствующими литературными ссылками был недавно рассмотрен в другой работе [Виноградов, 2000], и здесь кратко излагается только существо дела. Оно состоит в том, что Земля на заре своего становления испытала период катастрофической, т.е. быстрой и полной дегазации. Дегазация земных пород могла быть следствием метеоритных ударов еще на стадии аккреции. Эта идея была высказана К.П. Флоренским [1965] и разрабатывалась многими авторами. Соответствующие ссылки можно найти в одной из последних работ, специально посвященных этой проблеме [Яковлев и др., 2000].

Доказательное развитие идеи о катастрофической дегазации связано прежде всего с именами Н. Крейга и М. Озимы. Н. Крейг первый показал на основании изучения изотопного состав кислорода и водорода, что в современных гидротермах отсутствуют признаки существования ювенильной составляющей. Все современные гидротермы питаются за счет циркуляции местных метеорных вод [Craig, 1963; Craig et al., 1956]. М. Озима [Ozima, 1975] впервые доказал, что мантийные породы полностью лишились первозданного аргона в первые сотни миллионов лет существования планеты.

Впоследствии все эти результаты были воспроизведены и расширены, и сейчас нет никаких сомнений в том, что газово-водная оболочка возникла очень рано за счет быстрой и полной дегазации земных пород, вероятно, в первые сотни миллионов лет существования планеты [Sarda et al., 1985; Tolstikhin, Marty, 1998]. В.И. Ферронский [1978], опираясь на известные данные по распределению изотопов водорода, кислорода и углерода в земных объектах, полагает, что газово-водная оболочка Земли возникла за счет прямой конденсации из протопланетного облака при достижении соответствующих температурных условий.

Сегодня мантия лишена ювенильных летучих компонентов, и присутствие летучих в мантийных породах следует связывать только с процессами рециркуляции вещества. В качестве возражения сказанному иногда приводят пример гелия, изотопные метки которого характерны для мантийного вещества. Следует учитывать, однако, что "...носителем мантийного гелия является не автономный поток летучих, а силикатное вещество" [Поляк, 1988, с. 172]. Как полагал В.И. Вернадский, в каждом образце горной породы содержатся все элементы периодической системы. Дело в их количестве, и считанное число атомов гелия или водорода не может рассматриваться в качестве летучих компонентов.

Хотя этот вывод кажется совершенно очевидным, он все еще вызывает возражения, и в литературе зачастую говорится о доли ювенильной воды в составе гидротерм. Следует учитывать, что исследования изотопного состава термальных вод не доказывают отсутствие ювенильной составляющей. Они говорят только о резко преобладающей роли вод атмосферного, морского или регенерационного происхождения. Нет никакой необходимости привлекать для объяснения изотопного состава термальных вод гипотетические источники иной природы. Общее количество воды в верхних оболочках Земли, включая кору, – $1{,}9 \cdot 10^{24}$ г. Если считать, что вся эта вода выделилась за 4,5 млрд лет, то средняя скорость дегазации составит $4{,}10^{14}$ г/год. Скорость приповерхностной циркуляции на шесть порядков выше [Sadao, 1970]. На этом фоне совершенно безнадежно искать признаки участия ювенильной воды (см.: [Виноградов, 2000]).

Сказанное относится к большей части летучих компонентов, хотя некоторые из них могут еще удерживаться в мантии. Так, по некоторым расчетам поступление летучих из нижней мантии пренебрежимо мало, а в верхней мантии сохранившееся количество воды составляет всего 0,2% от массы океанической воды. Но зато

содержание в ней азота и углерода соответственно в 10 и в 5 раз превышает коровое [Javoy, 1998]. Надо сказать, что расчеты эти выполнены не на базе конкретных измерений, а исходя из представлений о начальном составе Земли (отвечающем составу энстатитовых хондритов) и соотношения рециркуляции элементов в ходе субдукции. Представляется, что обоснованность подобных рассуждений не очень велика.

Сиалическая кора – следствие ранней дегазации Земли

Среди продуктов дегазации значительная роль должна была принадлежать кислотным компонентам и в первую очередь парам соляной, угольной и других кислот. Эти кислотные компоненты взаимодействовали с первичными породами основного-ультраосновного состава и нейтрализовались ими. Возникающие продукты нейтрализации – соли – послужили основным источником солевой нагрузки гидросферы, а переработанные породы дали начало сиалической серии пород континентальной коры. Предполагаемая высокая температура и, может быть, даже наличие сплошной расплавленной оболочки на ранних стадиях развития Земли [Сорохтин, Ушаков, 1993; Яковлев и др., 2000] могли ускорить процессы переработки пород, хотя принципиального значения это не имеет. Скорость взаимодействия слишком высока даже в обычных для сегодняшнего дня условиях, а достижение результата через тысячи, миллионы или сотни миллионов лет кажется одинаково быстрым в масштабах времени существования планеты. Во всяком случае, через полмиллиарда лет от начала отсчета планетного времени становление объема и солености мирового океана и его антипода – объема вещества сиалической коры – было, видимо, завершено. Можно полагать, таким образом, что общий объем сиалического материала является планетарной константой.

В вещественном отношении океан родственен континентам. Большая часть растворенных в нем элементов поставляется из областей сноса, т.е. с приподнятых континентальных блоков, и только частично для ограниченной группы элементов имеет значение поставка из базальтового основания. Каждый элемент характеризуется своим временем пребывания в океане, скоростью круговорота. Для некоторых элементов оно измеряется единицами лет, самые медленно оборачивающиеся элементы имеют время пребывания в десятки и даже до сотни миллионов лет [Тейлор, Мак-Леннан, 1988, табл. 2.3]. Относительно небольшое время круговорота для большинства элементов позволяет оценить по осадочным породам постоянство или изменчивость состава океанической воды и усредненную характеристику континентальной коры.

Результаты изучения изотопного состава сульфатной серы древних метаморфических толщ Алдана и Памира привело к заключению, что формирование океана и атмосферы, близких по составу к современным, и возникновение биосферы произошло 3–3,5 млрд лет назад [Vinogradov, 1972; Виноградов, 1973, 1975, 1980]. Роль микробиальной редукции сульфатов была продемонстрирована недавно на примере пиритов золоторудного месторождения Принстон в зеленокаменном поясе Барбертон (3,4–3,2 млрд лет), Южная Африка [Kakegava, Ohmoto, 1999]. Детальное изучение Амитсокских гнейсов отнесло этот этап до времени 3,65–3,85 млрд лет [Kamber, Moorbath, 1998; McGregor, 2000; Mojzsis et al., 1996; Whitehouse et al., 1999].

На основании изотопных данных по кислороду сделано заключение: "...сегодня кажется очевидным, что никаких серьезных изменений в изотопном составе поверхностных вод Земли не происходило по крайней мере на протяжении 2500 млн лет" [Taylor H.P., 1977b]. Позже были получены данные по изотопному составу

кислорода в породах зеленокаменного пояса Барбертон и офиолитовой серии Онвервахт с возрастом 3,4–3,5 млрд лет и сделан вывод о полном сходстве их изотопных характеристик с аналогичными измененными породами более молодого (оманские офиолиты) и современного возраста, что означает сохранение изотопного состава кислорода морских и океанических вод в течение всего этого времени [Смит и др., 1987; Hoffman et al., 1986; Muehlenbachs, 1998]. Что касается водорода, то есть указания, что его изотопный состав оставался неизменным по крайней мере в течение последних 2000–3000 млн лет [Lécuyer et al., 1996; Taylor H.P., Sheppard, 1986].

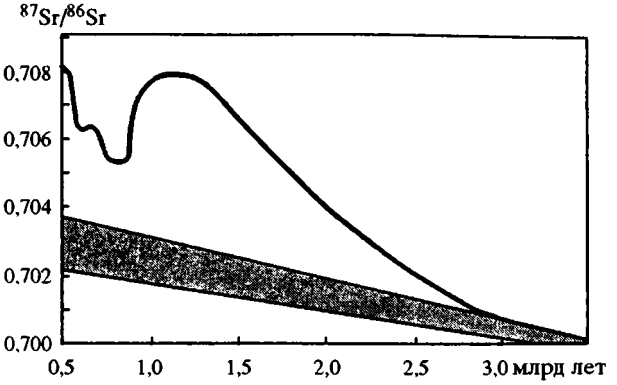


Рис. 4.4.1. График изменения изотопного состава стронция в воде докембрийских морей, по: [Виноградов и др., 1998]

Верхняя граница затененной области отвечает условиям роста изотопного отношения стронция во времени в породах мантии 4,6 млрд лет назад при отношениях $^{87}Sr/^{86}Sr$ =0,699 и Rb/Sr = 0,03. Нижняя граница области проведена с учетом самого низкого реально измеренного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,702 в современных базальтах Срединных хребтов. Эта линия при тех же начальных условиях соответствует отношению в базальте Rb/Sr = 0,01

Изучение микрокомпонентов и редкоземельных элементов в тонкозернистых осадочных породах показывает принципиальные различия в их распределении на временно́м уровне 2500 млн лет, после чего до настоящего времени оно остается неизменным [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

На рис. 4.4.1 приведена кривая эволюции изотопного состава стронция в воде докембрийских морей. Напомню, что в исходных породах Земли изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляло 0,699, а отношение Rb/Sr в породах основного–ультраосновного состава обычно принимается близким к 0,03. Реально оно часто оказывается втрое более низким. Исходя из этих данных, на рисунке показана область развития изотопного состава стронция в мантийных породах. Если ориентироваться на верхнее ограничение этой области (Rb/Sr = 0,03), то видно, что до времени около 3 млрд лет изотопный состав стронция в океанической воде определялся целиком стронцием мантийных пород, а начиная со времени 3 млрд лет в его составе все большую роль играет стронций континентальной коры. По нижнему и, как мне кажется, более реальному ограничению (Rb/Sr = 0,01) можно заключить, что уже с уровня 3,5 млрд лет в изотопном составе стронция морской воды обнаруживается влияние стронция континентальной коры.

Таким образом, если строго следовать существующим фактам, можно заключить, что по крайней мере 2 млрд лет назад сформировались основная масса континентальной коры, атмосфера и гидросфера в объеме и составе близким к современным. Есть данные, которые непротиворечиво позволяют сдвинуть это время до 3,5 млрд лет или еще больше. Наиболее определенно эта мысль была высказана недавно в следующих словах: "Формирование земного ядра, отвердевание магматического океана, дегазация и образование атмосферы закончились в основном 4,45 млрд лет назад" [Drake, 2000, с. 2363]. Все это и дает основание полагать, что объем вещества континентальной коры является планетарной константой со времени образования Земли. Он зависит от количества кислотных компонентов в первичной атмосфере Земли и, в конечном счете, определяется космическими причинами.

Сказанное не означает, что не идет наращивание во времени новых порций континентального материала ([Dia et al., 1990] и другие цитированные там работы). Следует предполагать динамическое постоянство вещества континентальной коры, и прибавление его в одном месте может компенсироваться убылью в другом.

Ниже будут рассмотрены некоторые примеры, которые кажутся мне наиболее выразительными и которые можно назвать модельными для понимания основного механизма "континентализации" пород океанической коры – вертикальной аккреции.

Основной механизм вертикальной аккреции

Континентализация пород океанического дна. Хотя понятие вертикальной аккреции имеет тектонический смысл, отражает оно геохимический процесс направленного преобразования пород от мантийных основного состава к кислым – корового. Выше говорилось, что в качестве одного из основных механизмов такого преобразования выступают процессы взаимодействия "вода–порода". Уже на стадии гальмиролиза базальты океанического дна приобретают геохимические черты сиалических пород. Впервые, насколько мне известно, термин "начальная континентализация" был предложен для этого процесса А.Г. Коссовской с соавторами [1981*b*а].

Они показали, что в ходе вторичных изменений базальтового материала возникают аутигенные глинистые минералы, наиболее важным свойством которых является накопление калия. Вместе с тем в измененных породах увеличивается содержание кремнезема и падает содержание таких компонентов, как Mg, Ca, Fe. В целом измененные породы приобретают более продвинутый химический состав. "Полученные результаты привели к выводу, что как алюмосиликатные породы первого слоя, так и верхняя часть измененных пород второго слоя содержат комплекс новообразованных минералов, как бы подготавливающий и геохимически, и минералогически вещество океанической коры к последующей гранитизации" [Коссовская и др., 1981а, с. 13]. Хотя эффект такой подготовки кажется эфемерным, за счет огромных пространств океанического дна суммарная геохимическая значимость процессов начальной континентализации очень велика. Роль биологического фактора в низкотемпературном преобразовании базальтов, по-видимому, в значительной степени недооценена и требует дальнейшего изучения [Гептнер и др., 1997].

Еще более ярко изменения базальтов проявлены при высокотемпературном взаимодействии с водой. Масштабы такого взаимодействия четко проявляются в изотопном составе кислорода, стронция, других изотопных и элементных соотношениях. Рассмотрим некоторые примеры.

П р и м е р с к в. 504B. Одна из наиболее выразительных картин была зафиксирована при изучении керна подводной скв. 504B [Friedrichsen, 1986; Alt et al., 1986b], которая пробурена в Костариканском рифте и прошла более 1 км по базальтам второго слоя. До глубины около 700 м изотопный состав кислорода в породах оказался смещенным в сторону более высоких значений $\delta^{18}O$ (+6 ÷ +9‰) по сравнению с неизменными базальтами (~5,7‰). Такое утяжеление изотопного состава кислорода связано с формированием по пиллоу-базальтам вторичных глинистых минералов при относительно невысокой температуре, около 150 °C. Глубже 650 м значения $\delta^{18}O$, наоборот, понижены (до 3–4‰), что объясняется высокотемпературным (выше 300 °C) обменом кислорода в системе вода–базальт. Четкие следы взаимодействия морской воды с базальтом фиксируются также в изотопном составе стронция [Barrett, 1983]. Позже в образцах из этой же скважины был

изучен изотопный состав стронция, кислорода и серы в ангидрите, что позволило сделать выводы об эволюции химического состава морской воды в гидротермальной системе [Teagle et al., 1998].

Минералогические изменения в базальтах скв. 504B подробно изучены, и рассчитан суммарный вынос из них некоторых элементов. Он составляет (в кг/м^3): ~100 – для SiO_2, ~12 – для Na и Mg, ~60 – для Ca [Курносов, 1986]. Важно отметить, что минералогические и изотопные признаки взаимодействия базальт–морская вода обнаружены на всей вскрытой скважиной глубине. Результатом этого взаимодействия является по сути дела растворение базальта, поскольку на гидротермальной стадии "становятся мобильными практически все химические компоненты" [Курносов, 1986, с. 201]. Следует, однако, отметить, что степень гидротермальной переработки базитов в разрезе скв. 504B в целом невелика: вторичные изменения захватили до 10% объема пиллоу-базальтов, а в нижней серии – не более 1% объема пород [Alt et al., 1986b]. По мнению Л.Е. Яковлева и Б.Г. Поляка (см. гл. 4.3), процесс преобразования базальтов тормозится наличием осадочного чехла и собственно процессами гальмиролиза, поскольку вторичные минералы залечивают поровое и трещинное пространство. "Такое залечивание, однако, не может быть окончательным (одноактным) в условиях тектонического стресса и разрушительных хемогенных деформаций в системе вода–порода" [Яковлев, 1999].

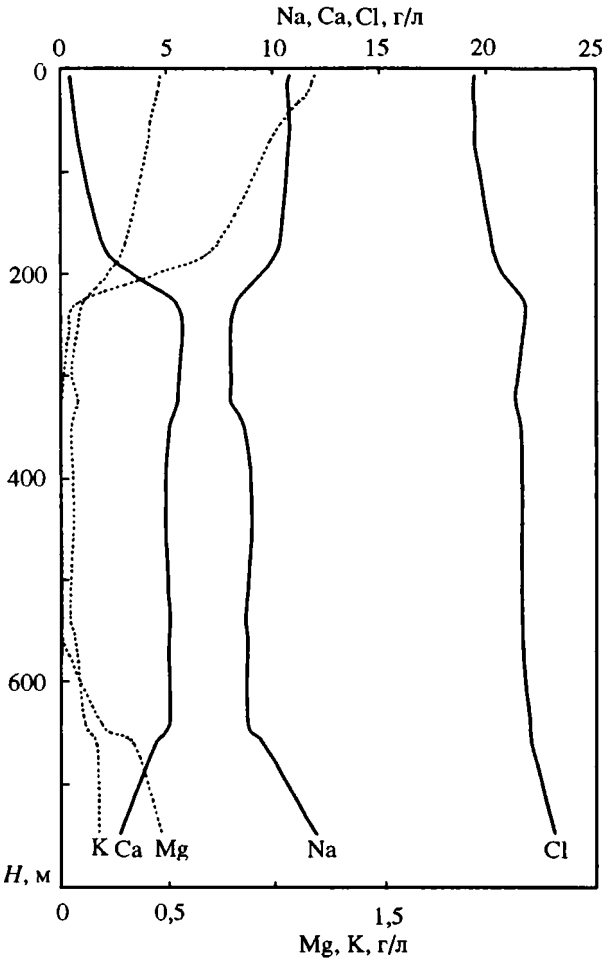


Рис. 4.4.2. Изменение содержания Na, Ca, Cl, Mg и K в поровых водах по разрезу скважин 841A,B. График построен по данным: [Blanc at al., 1995]

Пунктирные линии отвечают содержанию K и Mg по нижней шкале рисунка

П р и м е р с к в. 841. Скважина пробурена в юго-западной части Тихого океана в троге Тонга. Она вскрыла мощную толщу вулкано-кластических отложений эоцен-плейстоценового возраста и вошла в риолитовый комплекс с возрастом 44 млн лет (по: [Blanc et al., 1995]). Г. Бланк с соавторами изучили изменения солевого состава поровых вод по разрезу и сопоставили их с минеральными преобразованиями пород. На графике (рис. 4.4.2), построенном по их данным, хорошо видно поведение главных компонентов солевого состава морской воды.

Содержание самого пассивного элемента морской воды – хлора – возрастает от его нормального значения 19 г/л на устье скважины до 23 г/л у забоя. Такое концентрирование хлора объясняется связыванием воды в аутигенных глинистых

минералах. На этом фоне видны слабый захват натрия породами вулканогенной толщи, резкая отдача ими в раствор кальция и практически полное извлечение из раствора магния и калия. В пределах риолитового комплекса, который начинается с глубины 600 м, картина иная. K, Mg и Na извлекается из риолитов в раствор, а Ca, наоборот, поглощается. Все это согласуется с характером вторичной минерализации. В верхней и нижней, риолитовой, частях разреза она представлена в основном глинами, в средней к ним добавляются калишпат и цеолиты.

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в поровых водах уменьшается от обычного для морской воды 0,709 до 0,705 на глубине 300–400 м. При этом одновременно уменьшается содержание стронция в поровых водах. Это означает, что наряду с захватом стронция из раствора вторичными минералами происходит изотопный обмен в системе вода–порода, т.е. образование аутигенных минералов сопровождается, видимо, их неоднократным повторным растворением. Интересно, что, начиная с глубины около 400 м, содержание стронция и его изотопное отношение возрастают, так что на забое скважины его содержание вчетверо превышает исходное в морской воде, а изотопное отношение становится равным 0,707. Это объясняется присутствием в нижней части вулканогенно-кластической толщи карбонатного материала и влиянием пород риолитовой серии.

В целом этот материал хорошо иллюстрирует положение, что морская вода, изменяясь сама при взаимодействии с исходно примитивными породами океанической коры, изменяет их вещественный состав в сторону пород сиалического облика.

Пример скв. 735B. Другой, как мне кажется, принципиально важный пример преобразования пород океанической коры дан в работе [Hart et al., 1999], где приводятся результаты изучения керна скв. 735B. Скважина пройдена в юго-западной части индийского океана и вскрыла 500 м габбро – пород третьего слоя океанической коры с возрастом 11–12 млн лет. Оливиновые габбро и габбро-нориты рассечены плагиоклаз-диопсидовыми и трондьемитовыми прожилками. Вторичные изменения в зонах пластических деформаций остановились на уровне амфиболитовой фации, а в зонах хрупких деформаций – зеленосланцевой; 70% габброидов вообще не деформированы. Поскольку в целом породы представляют собой трудно разделимый мозаичный набор неизмененных разностей, прожилков и зонок вторичных изменений, для изучения из керна выпиливались примерно сантиметровые полоски породы и анализировался ее валовый состав.

При изучении изотопного состава в качестве образцов сравнения были выбраны породы – протолиты, сохранившие первичные изотопные характеристики. Средние значения для протолита ($\delta^{18}O$ =5,5‰, $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7028) обычны для неизмененных базальтов океанических хребтов. Общие вариации изотопного состава стронция оказались очень небольшими – от 0,7028 до 0,7032 – и, может быть, казались бы незначимыми, если бы не их корреляция с изотопным составом кислорода. Последний варьирует в больших пределах от 5,5 до 2‰. Такое уменьшение значений $\delta^{18}O$ от исходного может быть объяснено только высокотемпературным обменом силикатного кислорода с кислородом морской воды, а корреляция в системе $\delta^{18}O$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ доказывает, что подъем изотопного отношения стронция от исходного 0,7028 тоже связан с воздействием стронция морской воды. Аналогичный вывод о влиянии морской воды сделан также на основании изотопных отношений свинца, осмия и соотношений редких элементов.

Таким образом "...хотя в целом разрез выглядит совершенно неизмененным, фактически каждая его 1–2-метровая часть содержит материал, который реагировал с морской водой..." [Hart et al., 1999, с. 4073]. Авторы делают, как они говорят, спекулятивное предположение, что проникающая на большую глубину морская вода вызывает плавление силикатного материала и миграцию расплавов. С этим

связано, по их мнению, формирование трондьемитовых и фельзитовых прожилков. Такие взгляды вполне корреспондируют с идеей формирования плагиогранитов в зонах спрединга и в дайковом комплексе офиолитовой ассоциации за счет высокотемпературного взаимодействия вода–порода [Геохимия..., 1983; Колман, 1979; Taylor H., 1977b].

Наконец, рассчитанное для разных элементов соотношение вода/порода [Hart et al., 1999] оказывается резко различным. Например, расчет по $\delta^{18}O$ дает отношение 0,14, а по $^{204}Pb/^{206}Pb$ – 25000. Конечно, такие расчеты крайне приблизительны, но все же два важных заключения они позволяют сделать. Во-первых, разные элементы имеют разные способности к обмену, и во-вторых, общие объемы воды, которые просачиваются через породы океанического дна, достигают, видимо, гораздо больших масштабов, чем обычно принимается. Соответственно, приходится признать, что нет пород, которые были бы полностью непроницаемы для нагретых флюидов.

Существует обширная литература по преобразованиям пород океанической коры под влиянием морской воды. Рассмотренные выше примеры достаточны, чтобы продемонстрировать общее направление этих преобразований в сторону формирования более продвинутого вещества; и в целом процесс этот справедливо назван многими авторами предподготовкой пород океанической коры к их последующей континентализации.

Континентализация пород в условиях вулканических островов. Главная причина водной циркуляции в породах океанического дна – термальная конвекция, которая вызвана разной плотностью нагретых и холодных вод. При разгрузке нагретых или перегретых вод над уровнем океана, на островах или континентах, скорость конвекции, по-видимому, должна принципиально возрастать за счет свободного испарения на выходе и за счет рельефа, который создает дополнительные условия для циркуляции. Поэтому скорость и эффективность взаимодействия вода–порода в этих условиях также должны быть существенно выше. Может быть, в связи с этим именно на океанических островах появляются уже массивы и лавовые излияния собственно кислых пород. По мнению Л.Е. Яковлева (устное сообщение), интенсивность взаимодействия вода–порода в зоне перехода стимулируется такими мощными факторами, как повышенная в целом плотность теплового потока и перенапряженное механическое состояние среды.

Пример о-ва Св. Елены. Один из таких примеров уже давно был изучен с рассматриваемых позиций. О-в Святой Елены в Южной Атлантике характеризуется набором вулканических пород от базальтов до фонолитов. Возраст базальтов находится в интервале 14–8, а наиболее продвинутых пород – фонолитов – 8–7 млн лет. Почти все вулканические породы острова характеризуются своими изотопными отношениями кислорода и стронция, причем и те и другие оказываются смещенными в разной степени относительно обычных океанических базальтов [Grant et al., 1976]. Только несколько образцов из большого количества измеренных имели близкие к неизмененным базальтам значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ – около 0,7028, а самое низкое измеренное значение $\delta^{18}O = 6{,}51‰$, приближалось к верхнему пределу этих величин для базальтов ($5{,}6 \pm 0{,}3‰$).

На рис. 4.4.3 хорошо видно, что все породы острова заражены радиогенным стронцием, и единственным объяснением такого заражения оказывается влияние морской воды. В наибольшей степени оно проявлено в фонолитовых лавах. Слабая корреляция отношений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$–Rb/Sr (коэффициент корреляции 0,56) может означать одновременное обогащение вещества фонолитов радиогенным стронцием и щелочами за счет взаимодействия исходных пород с морской водой. Отношение Rb/Sr может возрастать в породе как за счет увеличения содержания Rb, так за счет уменьшения Sr. На рис. 4.4.4 содержания Rb и Sr нанесены по отношению к

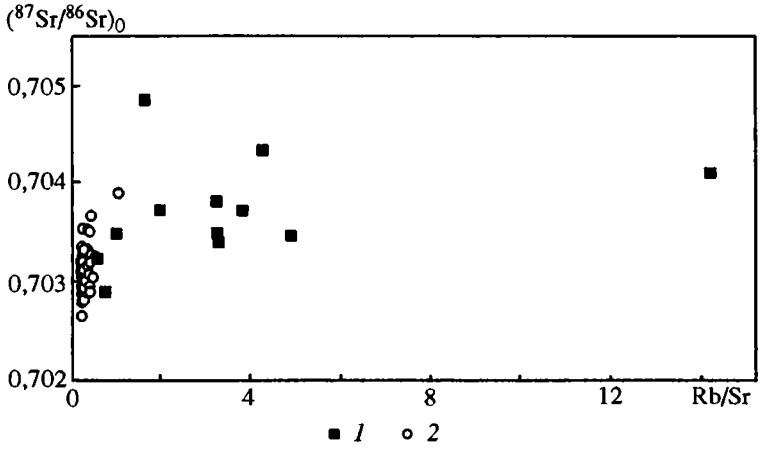


Рис. 4.4.3. Соотношение начального $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и Rb/Sr отношений в различных породах о-ва Св. Елена. График построен по данным: [Grant et al., 1976]

1 – фонолиты; *2* – трахиты, трахиандезиты и базальты. Видно, что практически все породы за исключением нескольких образцов базальтов имеют смещенный изотопный состав стронция относительно неизмененных базальтов. Для фонолитов устанавливается прямая зависимость (с коэффициентом корреляции 0,56). Возрастание радиогенной добавки стронция и увеличение относительного содержания рубидия в выплавках фонолитов связаны с воздействием морской воды на исходные породы базальтового состава

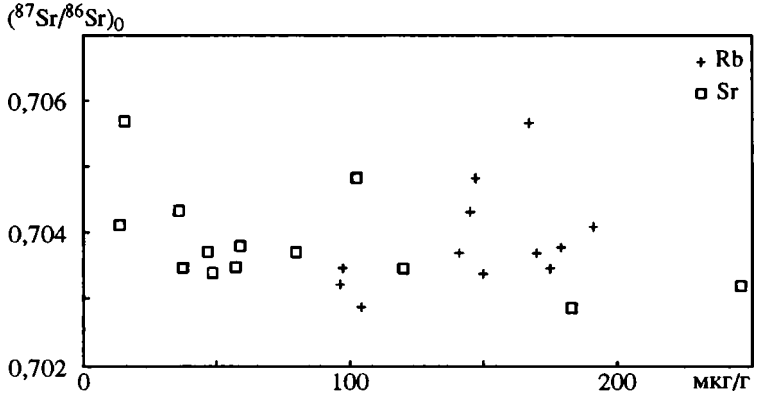


Рис. 4.4.4. Соотношение содержания Rb и Sr и начального изотопного отношения стронция в фонолитовых лавах о-ва Св. Елены, по: [Grant et al., 1976]

Видна разнонаправленная тенденция в расположении точек – прямая зависимость для рубидия и обратная – для стронция

$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$. Корреляция в каждом случае не очень хорошая (коэффициенты корреляции для значений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$–Sr и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$–Rb составляют 0,51 и 0,39 соответственно). Тем не менее на рис. 4.4.4 хорошо видно, что если содержание рубидия растет с увеличением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, то стронция, наоборот, падает. Это означает, что исходные породы базальтового состава при взаимодействии с морской водой действительно обогащались щелочными элементами и обеднялись щелочноземельными, как это и следует из многочисленных экспериментов и наблюдений.

Пример вулкана Килауэа (Гавайи). Уникальные по своей наглядности материалы были получены при изучении на вулкане Килауэа. От кратера вулкана в восточном направлении протягивается рифтовая структура. Ее протяженность достигает 100 км, половина из которых приходится на сушу, а полови-

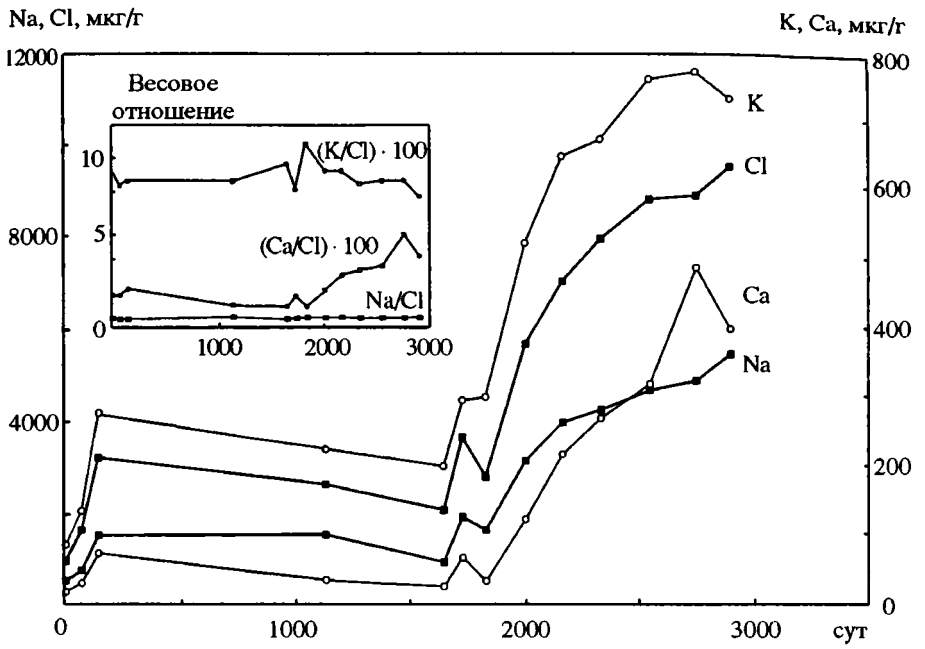


Рис. 4.4.5. Изменение содержаний Cl, Na, K и Ca во флюиде эксплутационной скважины HGP-A в Восточной рифтовой зоне вулкана Килауэа во времени, по: [Tomas, 1987]

Регулярная эксплуатация скважины началась на уровне 1600 сут. Видно, что с этого момента содержание элементов увеличивается. Это происходит за счет возрастающего подтока морской воды

на – на океаническое дно; ширина рифта на поверхности около 3–4 км. В пределах рифта пробурено большое число разведочных на термальное тепло и эксплуатационных скважин [Thomas, 1987]. Самые глубокие из них превышают 2 км. Рифт целиком сложен комплексом параллельных даек, который отличается очень высокой водопроницаемостью и скоростями движения подземных вод. При общем количестве осадков около 2,5 м/год поверхностные водотоки отсутствуют, и все выпадающие осадки участвуют в подземном стоке. Скорость их оборота составляет 10–20 лет. Разгрузка осуществляется вблизи береговой линии.

Одна из скважин (HGP-A) была выбрана в качестве наблюдательной. В 1976 г. на ее забое (1970 м) была зарегистрирована температура в 358 °С. Устье скважины располагается на высоте около 600 м в 11 км от береговой линии по простиранию рифта и в 5 км вкрест его простирания. Следовательно, забой скважины находится почти на 1300 м ниже уровня моря.

До начала эксплуатационного режима соленость воды в скважине распределялась необычным образом. До глубины 700 м это была слабо нагретая (до 75 °С) соленая вода, ниже, до 1500 м – низкоминерализованная с температурой около 300 °С, и, наконец, ниже до забоя вода характеризовалась промежуточной соленостью. Это говорит о достаточно сложном сочетании и смешении вод атмосферного и морского происхождения. Наблюдения за изменением химизма вод велись на протяжении целого ряда лет. Флюид отбирался с глубины 1300 м.

На рис. 4.4.5, по данным [Thomas, 1987], показано изменение содержания некоторых элементов во времени. Наблюдения были начаты в 1976 г., и до 1980 г. скважина не эксплуатировалась. Видно, что содержание основных элементов за это время оставалось более или менее неизменным. Затем скважина была введена в эксплуатацию. На графике это отвечает примерно 1600 дням. С этого момента

видно резкое повышение содержания всех четырех рассматриваемых элементов. Следует обратить внимание на вполне согласное поведение кривых, несмотря на разницу в абсолютном содержании каждого из элементов. Очевидно, что такой согласный подъем кривых следует связывать с поступлением раствора из некоторого стабильного, крупного резервуара, и искать его не приходится. Содержание наиболее распространенных компонентов раствора Na и Cl к концу испытательного периода достигло половины от их содержания в морской воде. Больше того, отношение Na/Cl во флюиде из скважины практически полностью отвечает таковому в морской воде (0,56), и оно выдерживалось в течение всего времени наблюдений (см. врезку на рис. 4.4.5).

Вероятно, K и Ca также должны были бы иметь своим источником океаническую воду (они содержатся в ней примерно в равных весовых количествах, около 400 мкг/г). Парадоксально, однако, что содержание калия во флюиде примерно вдвое выше, чем в морской воде. Значит существует дополнительный источник калия, и им могут быть только вмещающие гидротермальную систему породы. Последние представлены низкокалиевыми базальтами, которые вряд ли могут сыграть существенную роль в столь ощутимых поставках калия. Вероятнее предположить, что дополнительным источником этого элемента могут быть ранее гидротермально измененные базальты, которые накопили этот элемент из морской воды в составе глинистых минералов, и теперь идет обратный процесс извлечения калия из пород.

Накопление кальция в воде несколько обгоняет накопление хлора (см. врезку на рис. 4.4.5), и значит, что частично Ca переходит в раствор из пород. Наконец, воды содержат довольно большие количества кремнезема – 0,8–1,2 г/кг.

Совсем иначе ведет себя магний. В морской воде он занимает второе место среди катионов после натрия (1294 мкг/г). Содержание его в термальном флюиде скв. HGP-A не поднимается выше 0,2 мкг/г, т.е. весь первоначально растворенный в морской воде магний поглощается породами. Обводненность Восточного рифта весьма велика. Одна только скв. HGP-A выбрасывает до 50 т в час пароводяной смеси. Эти огромные количества воды, в большей своей части морского происхождения, насыщают магнием и, видимо, другими элементами породы, по которым они циркулируют, и одновременно выносят из них калий, частично кальций и кремнезем. Тем самым основность оставшихся пород повышается, а эквивалентные количества сиалического вещества в растворе служат потенциальным источником для роста сиалической коры. В данном случае такой рост не происходит, и все компоненты раствора вновь возвращаются в океанический резервуар. Таким образом, последний является как бы буфером, контролирующим общий объем сиалического материала.

Вторичная минерализация в породах рифта более или менее выдерживается от скважины к скважине и зависит от глубины и температуры преобразования. В верхней, низкотемпературной, зоне обычны монтмориллонит, кальцит. Для промежуточных зон характерен хлорит, а для наиболее высокотемпературных – альбит и эпидот. Ангидрит, кварц, пирит и магнетит обычно встречаются по всему разрезу.

Низкие значения $\delta^{18}O$ в валовых пробах гидротермально измененных пород в одной из скважин Восточного рифта также свидетельствуют о высокотемпературном взаимодействии базальтов с морской водой [Smith, Thomas, 1990].

Наконец, есть еще одно интересное обстоятельство, которое можно назвать загадочным. Газово-водный флюид скв. HGP-A выносит большое количество "живой" углекислоты. Содержание радиоуглерода в ней достигает 20% от современной активности в атмосфере [Thomas, 1987]. Это означает, что время полного оборота гидротермальной воды составляет 10–13 тыс. лет. Но самое удивительное в

другом. Общее количество выделяемой CO_2 так велико, что его нельзя объяснить захватом "живой" углекислоты из атмосферы или морской воды. Мы вернемся к этой проблеме позже.

Рассмотренный выше материал выбран из огромного числа известных в литературе подобных примеров. Просто они наиболее выразительны, и сейчас широкомасштабные гидротермальные изменения пород океанического дна и вулканических островов никаких сомнений не вызывают.

Детальное изучение гавайского вулканизма вскрывает и другие весьма значимые явления. Прежде чем кратко коснуться их, хотелось бы сказать, что расширение наших знаний об изучаемых объектах и явлениях напрямую зависит от технических, экспериментальных возможностей. Время натурфилософии, как это ни печально, навсегда ушло в прошлое. В последнее десятилетие экспериментальная техника достигла исключительно высокого уровня, и стали возможны работы, которые открывают совершенно новые горизонты знаний.

Одна из таких работ посвящена изучению изотопного состава кислорода в гавайских лавах [Eiler et al., 1996]. Авторы использовали метод лазерного возбуждения, что позволило им работать с мелкими минеральными фракциям оливина и плагиоклаза, выделенными из базальтов, и гарантированно получить очень высокую точность измерений. В результате их выводы строятся на исключительно малых разбросах изотопных отношений. Например, в изученных ими минералах весь разброс значений $\delta^{18}O$ укладывается в интервал 4,64–5,44‰. Тем не менее авторы обнаружили корреляцию изменений $\delta^{18}O$ с изотопным составом свинца, стронция, неодима и гелия, что послужило неопровержимым доказательством взаимодействия лав с измененными под влиянием морской воды базальтами.

Имеющиеся материалы по изотопным соотношениям стронция, неодима, свинца в лавах Гавайских островов обобщены в работе [Blichert-Toft et al., 1999], где авторы рассмотрели их в сравнении с вновь полученными ими результатами по изотопному состава гафния. В составе всех этих элементов видны безусловные признаки участия в гавайских вулканитах вещества современных пелагических осадков. Четкие тренды в координатах εHf–εNd, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ не оставляют никаких сомнений в том, что в составе базальтового материала участвует вещество пелагических осадков. Авторы рассматривают свои материалы в рамках представлений о мантийной конвекции. Тем не менее представляется, что механизм водной циркуляции и захвата циркулирующими водами осадочного вещества и вещества измененных пород второго слоя может в данном случае вполне конкурировать с этой идеей.

Несколько нарушая последовательность изложения, здесь уместно привести еще любопытные данные по повышенному содержанию хлора в лавах гавайского подводного вулкана Лоихи (Loihi). В некоторых фрагментах вулканического стекла концентрация хлора достигает 0,13% по весу. Сам по себе этот факт, соотношение благородных газов, близкое к атмосферному, увеличение содержания калия почти до 2%, все это по мнению авторов свидетельствует о заражении пород компонентами, растворенными в морской воде [Kent et al., 1999 a, b].

Пример Исландии. Положение Исландии на продолжении рифтовой зоны срединного Атлантического хребта определяет длительно проявляемый интерес к ее строению. В частности, установлена совершенно поразительная особенность базальтовых лав острова – низкие значения $\delta^{18}O$ в них, совершенно не соответствующие таковым в базальтах хребта. Это вызвало волну работ, и все возможные изотопные исследования были здесь проведены. Но уникальность данных осталась только за кислородом, и в идейном плане мало что добавлено к результатам первой публикации [Muehlenbachs et al., 1974]. Разброс значений $\delta^{18}O$ лежит в интервале 1,8–5,7‰. Верхнее значение отвечает изотопному составу кислорода нор-

видно резкое повышение содержания всех четырех рассматриваемых элементов. Следует обратить внимание на вполне согласное поведение кривых, несмотря на разницу в абсолютном содержании каждого из элементов. Очевидно, что такой согласный подъем кривых следует связывать с поступлением раствора из некоторого стабильного, крупного резервуара, и искать его не приходится. Содержание наиболее распространенных компонентов раствора Na и Cl к концу испытательного периода достигло половины от их содержания в морской воде. Больше того, отношение Na/Cl во флюиде из скважины практически полностью отвечает таковому в морской воде (0,56), и оно выдерживалось в течение всего времени наблюдений (см. врезку на рис. 4.4.5).

Вероятно, K и Ca также должны были бы иметь своим источником океаническую воду (они содержатся в ней примерно в равных весовых количествах, около 400 мкг/г). Парадоксально, однако, что содержание калия во флюиде примерно вдвое выше, чем в морской воде. Значит существует дополнительный источник калия, и им могут быть только вмещающие гидротермальную систему породы. Последние представлены низкокалиевыми базальтами, которые вряд ли могут сыграть существенную роль в столь ощутимых поставках калия. Вероятнее предположить, что дополнительным источником этого элемента могут быть ранее гидротермально измененные базальты, которые накопили этот элемент из морской воды в составе глинистых минералов, и теперь идет обратный процесс извлечения калия из пород.

Накопление кальция в воде несколько обгоняет накопление хлора (см. врезку на рис. 4.4.5), и значит, что частично Ca переходит в раствор из пород. Наконец, воды содержат довольно большие количества кремнезема – 0,8–1,2 г/кг.

Совсем иначе ведет себя магний. В морской воде он занимает второе место среди катионов после натрия (1294 мкг/г). Содержание его в термальном флюиде скв. HGP-A не поднимается выше 0,2 мкг/г, т.е. весь первоначально растворенный в морской воде магний поглощается породами. Обводненность Восточного рифта весьма велика. Одна только скв. HGP-A выбрасывает до 50 т в час пароводяной смеси. Эти огромные количества воды, в большей своей части морского происхождения, насыщают магнием и, видимо, другими элементами породы, по которым они циркулируют, и одновременно выносят из них калий, частично кальций и кремнезем. Тем самым основность оставшихся пород повышается, а эквивалентные количества сиалического вещества в растворе служат потенциальным источником для роста сиалической коры. В данном случае такой рост не происходит, и все компоненты раствора вновь возвращаются в океанический резервуар. Таким образом, последний является как бы буфером, контролирующим общий объем сиалического материала.

Вторичная минерализация в породах рифта более или менее выдерживается от скважины к скважине и зависит от глубины и температуры преобразования. В верхней, низкотемпературной, зоне обычны монтмориллонит, кальцит. Для промежуточных зон характерен хлорит, а для наиболее высокотемпературных – альбит и эпидот. Ангидрит, кварц, пирит и магнетит обычно встречаются по всему разрезу.

Низкие значения $\delta^{18}O$ в валовых пробах гидротермально измененных пород в одной из скважин Восточного рифта также свидетельствуют о высокотемпературном взаимодействии базальтов с морской водой [Smith, Thomas, 1990].

Наконец, есть еще одно интересное обстоятельство, которое можно назвать загадочным. Газово-водный флюид скв. HGP-A выносит большое количество "живой" углекислоты. Содержание радиоуглерода в ней достигает 20% от современной активности в атмосфере [Thomas, 1987]. Это означает, что время полного оборота гидротермальной воды составляет 10–13 тыс. лет. Но самое удивительное в

другом. Общее количество выделяемой CO_2 так велико, что его нельзя объяснить захватом "живой" углекислоты из атмосферы или морской воды. Мы вернемся к этой проблеме позже.

Рассмотренный выше материал выбран из огромного числа известных в литературе подобных примеров. Просто они наиболее выразительны, и сейчас широкомасштабные гидротермальные изменения пород океанического дна и вулканических островов никаких сомнений не вызывают.

Детальное изучение гавайского вулканизма вскрывает и другие весьма значимые явления. Прежде чем кратко коснуться их, хотелось бы сказать, что расширение наших знаний об изучаемых объектах и явлениях напрямую зависит от технических, экспериментальных возможностей. Время натурфилософии, как это ни печально, навсегда ушло в прошлое. В последнее десятилетие экспериментальная техника достигла исключительно высокого уровня, и стали возможны работы, которые открывают совершенно новые горизонты знаний.

Одна из таких работ посвящена изучению изотопного состава кислорода в гавайских лавах [Eiler et al., 1996]. Авторы использовали метод лазерного возбуждения, что позволило им работать с мелкими минеральными фракциям оливина и плагиоклаза, выделенными из базальтов, и гарантированно получить очень высокую точность измерений. В результате их выводы строятся на исключительно малых разбросах изотопных отношений. Например, в изученных ими минералах весь разброс значений $\delta^{18}O$ укладывается в интервал 4,64–5,44‰. Тем не менее авторы обнаружили корреляцию изменений $\delta^{18}O$ с изотопным составом свинца, стронция, неодима и гелия, что послужило неопровержимым доказательством взаимодействия лав с измененными под влиянием морской воды базальтами.

Имеющиеся материалы по изотопным соотношениям стронция, неодима, свинца в лавах Гавайских островов обобщены в работе [Blichert-Toft et al., 1999], где авторы рассмотрели их в сравнении с вновь полученными ими результатами по изотопному состава гафния. В составе всех этих элементов видны безусловные признаки участия в гавайских вулканитах вещества современных пелагических осадков. Четкие тренды в координатах εHf–εNd, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ не оставляют никаких сомнений в том, что в составе базальтового материала участвует вещество пелагических осадков. Авторы рассматривают свои материалы в рамках представлений о мантийной конвекции. Тем не менее представляется, что механизм водной циркуляции и захвата циркулирующими водами осадочного вещества и вещества измененных пород второго слоя может в данном случае вполне конкурировать с этой идеей.

Несколько нарушая последовательность изложения, здесь уместно привести еще любопытные данные по повышенному содержанию хлора в лавах гавайского подводного вулкана Лоихи (Loihi). В некоторых фрагментах вулканического стекла концентрация хлора достигает 0,13% по весу. Сам по себе этот факт, соотношение благородных газов, близкое к атмосферному, увеличение содержания калия почти до 2%, все это по мнению авторов свидетельствует о заражении пород компонентами, растворенными в морской воде [Kent et al., 1999 a, b].

Пример Исландии. Положение Исландии на продолжении рифтовой зоны срединного Атлантического хребта определяет длительно проявляемый интерес к ее строению. В частности, установлена совершенно поразительная особенность базальтовых лав острова – низкие значения $\delta^{18}O$ в них, совершенно не соответствующие таковым в базальтах хребта. Это вызвало волну работ, и все возможные изотопные исследования были здесь проведены. Но уникальность данных осталась только за кислородом, и в идейном плане мало что добавлено к результатам первой публикации [Muehlenbachs et al., 1974]. Разброс значений $\delta^{18}O$ лежит в интервале 1,8–5,7‰. Верхнее значение отвечает изотопному составу кислорода нор-

видно резкое повышение содержания всех четырех рассматриваемых элементов. Следует обратить внимание на вполне согласное поведение кривых, несмотря на разницу в абсолютном содержании каждого из элементов. Очевидно, что такой согласный подъем кривых следует связывать с поступлением раствора из некоторого стабильного, крупного резервуара, и искать его не приходится. Содержание наиболее распространенных компонентов раствора Na и Cl к концу испытательного периода достигло половины от их содержания в морской воде. Больше того, отношение Na/Cl во флюиде из скважины практически полностью отвечает таковому в морской воде (0,56), и оно выдерживалось в течение всего времени наблюдений (см. врезку на рис. 4.4.5).

Вероятно, K и Ca также должны были бы иметь своим источником океаническую воду (они содержатся в ней примерно в равных весовых количествах, около 400 мкг/г). Парадоксально, однако, что содержание калия во флюиде примерно вдвое выше, чем в морской воде. Значит существует дополнительный источник калия, и им могут быть только вмещающие гидротермальную систему породы. Последние представлены низкокалиевыми базальтами, которые вряд ли могут сыграть существенную роль в столь ощутимых поставках калия. Вероятнее предположить, что дополнительным источником этого элемента могут быть ранее гидротермально измененные базальты, которые накопили этот элемент из морской воды в составе глинистых минералов, и теперь идет обратный процесс извлечения калия из пород.

Накопление кальция в воде несколько обгоняет накопление хлора (см. врезку на рис. 4.4.5), и значит, что частично Ca переходит в раствор из пород. Наконец, воды содержат довольно большие количества кремнезема – 0,8–1,2 г/кг.

Совсем иначе ведет себя магний. В морской воде он занимает второе место среди катионов после натрия (1294 мкг/г). Содержание его в термальном флюиде скв. HGP-A не поднимается выше 0,2 мкг/г, т.е. весь первоначально растворенный в морской воде магний поглощается породами. Обводненность Восточного рифта весьма велика. Одна только скв. HGP-A выбрасывает до 50 т в час пароводяной смеси. Эти огромные количества воды, в большей своей части морского происхождения, насыщают магнием и, видимо, другими элементами породы, по которым они циркулируют, и одновременно выносят из них калий, частично кальций и кремнезем. Тем самым основность оставшихся пород повышается, а эквивалентные количества сиалического вещества в растворе служат потенциальным источником для роста сиалической коры. В данном случае такой рост не происходит, и все компоненты раствора вновь возвращаются в океанический резервуар. Таким образом, последний является как бы буфером, контролирующим общий объем сиалического материала.

Вторичная минерализация в породах рифта более или менее выдерживается от скважины к скважине и зависит от глубины и температуры преобразования. В верхней, низкотемпературной, зоне обычны монтмориллонит, кальцит. Для промежуточных зон характерен хлорит, а для наиболее высокотемпературных – альбит и эпидот. Ангидрит, кварц, пирит и магнетит обычно встречаются по всему разрезу.

Низкие значения $\delta^{18}O$ в валовых пробах гидротермально измененных пород в одной из скважин Восточного рифта также свидетельствуют о высокотемпературном взаимодействии базальтов с морской водой [Smith, Thomas, 1990].

Наконец, есть еще одно интересное обстоятельство, которое можно назвать загадочным. Газово-водный флюид скв. HGP-A выносит большое количество "живой" углекислоты. Содержание радиоуглерода в ней достигает 20% от современной активности в атмосфере [Thomas, 1987]. Это означает, что время полного оборота гидротермальной воды составляет 10–13 тыс. лет. Но самое удивительное в

другом. Общее количество выделяемой CO_2 так велико, что его нельзя объяснить захватом "живой" углекислоты из атмосферы или морской воды. Мы вернемся к этой проблеме позже.

Рассмотренный выше материал выбран из огромного числа известных в литературе подобных примеров. Просто они наиболее выразительны, и сейчас широкомасштабные гидротермальные изменения пород океанического дна и вулканических островов никаких сомнений не вызывают.

Детальное изучение гавайского вулканизма вскрывает и другие весьма значимые явления. Прежде чем кратко коснуться их, хотелось бы сказать, что расширение наших знаний об изучаемых объектах и явлениях напрямую зависит от технических, экспериментальных возможностей. Время натурфилософии, как это ни печально, навсегда ушло в прошлое. В последнее десятилетие экспериментальная техника достигла исключительно высокого уровня, и стали возможны работы, которые открывают совершенно новые горизонты знаний.

Одна из таких работ посвящена изучению изотопного состава кислорода в гавайских лавах [Eiler et al., 1996]. Авторы использовали метод лазерного возбуждения, что позволило им работать с мелкими минеральными фракциям оливина и плагиоклаза, выделенными из базальтов, и гарантированно получить очень высокую точность измерений. В результате их выводы строятся на исключительно малых разбросах изотопных отношений. Например, в изученных ими минералах весь разброс значений $\delta^{18}O$ укладывается в интервал 4,64–5,44‰. Тем не менее авторы обнаружили корреляцию изменений $\delta^{18}O$ с изотопным составом свинца, стронция, неодима и гелия, что послужило неопровержимым доказательством взаимодействия лав с измененными под влиянием морской воды базальтами.

Имеющиеся материалы по изотопным соотношениям стронция, неодима, свинца в лавах Гавайских островов обобщены в работе [Blichert-Toft et al., 1999], где авторы рассмотрели их в сравнении с вновь полученными ими результатами по изотопному состава гафния. В составе всех этих элементов видны безусловные признаки участия в гавайских вулканитах вещества современных пелагических осадков. Четкие тренды в координатах εHf–εNd, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ не оставляют никаких сомнений в том, что в составе базальтового материала участвует вещество пелагических осадков. Авторы рассматривают свои материалы в рамках представлений о мантийной конвекции. Тем не менее представляется, что механизм водной циркуляции и захвата циркулирующими водами осадочного вещества и вещества измененных пород второго слоя может в данном случае вполне конкурировать с этой идеей.

Несколько нарушая последовательность изложения, здесь уместно привести еще любопытные данные по повышенному содержанию хлора в лавах гавайского подводного вулкана Лоихи (Loihi). В некоторых фрагментах вулканического стекла концентрация хлора достигает 0,13% по весу. Сам по себе этот факт, соотношение благородных газов, близкое к атмосферному, увеличение содержания калия почти до 2%, все это по мнению авторов свидетельствует о заражении пород компонентами, растворенными в морской воде [Kent et al., 1999 a, b].

Пример Исландии. Положение Исландии на продолжении рифтовой зоны срединного Атлантического хребта определяет длительно проявляемый интерес к ее строению. В частности, установлена совершенно поразительная особенность базальтовых лав острова – низкие значения $\delta^{18}O$ в них, совершенно не соответствующие таковым в базальтах хребта. Это вызвало волну работ, и все возможные изотопные исследования были здесь проведены. Но уникальность данных осталась только за кислородом, и в идейном плане мало что добавлено к результатам первой публикации [Muehlenbachs et al., 1974]. Разброс значений $\delta^{18}O$ лежит в интервале 1,8–5,7‰. Верхнее значение отвечает изотопному составу кислорода нор-

мальных толеитовых базальтов океанических хребтов, но встречается оно в исландских породах довольно редко. Подавляющая масса базальтов характеризуется величинами $\delta^{18}O$ около 3–4‰.

Уже говорилось выше, что высокотемпературный (>400 °С) обмен в системе океаническая вода–порода может привести к такому облегчению изотопного состава кислорода, но это может произойти только при очень высоких соотношениях вода/порода. Следует заметить, что в других изотопных системах влияния морской воды на состав базальтов не обнаруживается. Поэтому был сделан вывод, что изотопный состав кислорода в лавах обязан заражению кислородом за счет местных метеорных вод. Почти все исследователи считают, что заражение определяется ассимиляцией свежими лавами ранее измененных пород с низкими изотопными отношениями кислорода.

Следует отметить, что необычно низкие значения $\delta^{18}O$ фиксируются не только в микроскопически совершенно свежих базальтах, но и в их минеральных составляющих (оливинах, пироксенах, плагиоклазах). Это означает, что порода приобрела свой изотопный состав кислорода еще на стадии расплава. Ассимиляция расплавом ранее измененных пород должна была бы привести не только к изменению изотопного состава кислорода, но и отразиться на общем составе породы. Соответствующие расчеты требуемых объемов ассимилированных пород заставляют отвергнуть идею ассимиляции [Muehlenbachs et al., 1974].

Низкие изотопные отношения кислорода характерны для лав различного возраста, в том числе и для современных. Поэтому большой интерес представляют работы по изучению современных гидротерм Исландии и характера их взаимодействия с породами. Одна из таких работ посвящена изучению двух термальных полей Исландии – Крабла и Рейкьянес [Sveinbjornsdottir et al., 1986], расположенных соответственно в северной и южной частях острова.

Крабла – одно из самых крупных термальных полей Исландии. Оно разбурено большим количеством глубоких скважин, так что забои многих из них находятся примерно на 1,5 км ниже уровня океана. Резервуар термальных вод по вертикали разделяется на две зоны. Верхняя, до глубины около 1000 м, содержит воду с температурой около 200 °С и находящуюся в условиях существующего давления ниже точки кипения. Глубже 1100 м находится пароводяная смесь с температурой около 350 °С. Это различие связывается с литологическим составом пород, более проницаемых в верхней зоне.

Известно, что при парообразовании происходит фракционирование изотопов кислорода и водорода. В термальном поле Крабла оно оказалось небольшим. Разница в значениях $\delta^{18}O$ и δD между паром и водой составила от 1 до 4 и около 15‰ соответственно в зависимости от соотношения вода–пар. В изотопном отношении гидротермальный резервуар Крабла оказался гомогенным. Средние значения $\delta^{18}O$ и δD для флюида равны соответственно –12 и –87‰. Для местных атмосферных вод – –12 и –86‰. Такое совпадение не оставляет никаких сомнений, что питание гидротермальной системы Крабла идет за счет метеорных вод или тающих ледников.

По керновому материалу был определен изотопный состав кислорода базальтов. Как и в породах, взятых с поверхности, свежие по микроскопическим наблюдениям базальты из скважины имели облегченный изотопный состав кислорода (4,6–5,3‰). Фрагменты измененных пород имели еще более низкие величины $\delta^{18}O = -3 \div -3{,}6$‰. Видимо, это результат недавних или современных гидротермальных изменений, а цифры 4,6–5,3‰ характеризуют изотопный состав кислорода исходных пород. О современности вторичных преобразований базальтов свидетельствуют также очень низкий изотопный состав кислорода вторичного кварца и равновесная температура, рассчитанная по паре кварц–кальцит и совпавшая с современной температурой воды в скважине.

Как полагает ряд исследователей [Hattory, Muehlenbachs, 1982; Sveinbjornsdottir et al., 1986], изотопный состав кислорода измененных базальтов до глубины 3000 м характеризуется величинами $\delta^{18}O$ от –5 до –10‰, и рассчитанное соотношение вода–порода лежит в пределах 10–100.

Геотермальная система Рейкьянес расположена в низменной части юго-западного побережья Исландии. Ее главное отличие от ранее рассмотренной системы Крабла – в химическом и изотопном составе термальных флюидов. Изотопный состав кислорода и водорода флюидов (–1,1 и –23‰) резко отличен от состава местных метеорных вод (–6,5 и –48‰), но близок к морским. Эти данные и общая соленость термальных вод не оставляют сомнений в питании системы Рейкьянес смешанными морскими и пресными водами. Пропорция смешения колеблется в разных источниках и скважинах. Есть данные, что ранее доля участия атмосферных вод была выше [Sveinbjornsdottir et al., 1986]. В наиболее минерализованных водах – рассолах – содержание хлора и натрия в 1,4 раза выше, чем в морской воде, что объясняется испарительной концентрацией.

По данным В.И. Кононова, морские воды в термальной системе Рейкьянес внедряются в глубь острова на 20 км при фильтрации их на глубину 2600 м. Первичный химический состав морских вод изменяется. Они теряют сульфат и магний и приобретают избыточные по отношению к нормальной морской воде содержания кремнекислоты, калия и кальция [Кононов, 1983]. Интересно, что максимальное содержание калия в хлоридно-натровых рассолах Рейкьянеса в 4 раза превышает его содержание в морской воде, и, следовательно, существует дополнительный источник обогащения вод калием.

Большая часть острова занята толеитовыми базальтами. Редкие проявления кварцевых толеитов приурочены к зонам трещиноватости, а в пределах центральных вулканов встречаются небольшие выходы риолитов, тоже приуроченные к зонам трещиноватости. Изотопные исследования [Condomines et al., 1983] показали, что в риолитах кислород еще более легкий, чем в базальтах, и в противоположность базальтам в риолитах и других продвинутых породах изотопный состав гелия равен атмосферному. Это прямо показывает, что появление кислых разностей пород не может быть объяснено процессами магматической дифференциации, а так или иначе связано с явлениями гидротермальной переработки исходных пород основного состава.

В 1979 г. в Исландии была пробурена с научными целями глубокая (около 2000 м) скважина с полным отбором керна. Результаты ее исследования опубликованы в 1982 г. [Iceland..., 1982; Research..., 1982]. Скважина пробурена вблизи восточного побережья Исландии примерно в 75 км к востоку от края активной вулканической зоны на борту позднемиоценового щитового вулкана. Разрез представлен главным образом субаэральными потоками базальтов, дайками, интрузивными силлами и пирокластическими продуктами извержений. Известен один 30-метровый горизонт фельзитовых пород, но никаких "истинных риолитов" в разрезе не зафиксировано [Flower et al., 1982]. Однако на востоке Исландии в окрестностях расположения буровой скважины известны довольно крупные выходы кремнистых (риолитовых) пород [Gústafsson et al., 1989].

Все породы разреза интенсивно гидротермально переработаны, так что не всегда можно восстановить их первичную природу. Минеральные изменения отвечают температурам от 100 до 300 °С, причем температура и степень преобразования пород нарастают с глубиной. Среди вторичных минералов по всему разрезу встречаются иллит, хлорит, адуляр, кварц, которые вообще характерны для всех исследованных геотермальных полей. Накопление калия в породах связано с их вторичными преобразованиями. Важно подчеркнуть, что в условиях Исландии единственным реальным источником свободного кремнезема и калия могут быть только

ми базальты. В некоторых горизонтах вулканокластических пород, наиболее юницаемых и потому наиболее измененных, содержится до 4% K_2O при совершенно разном и не коррелированном с K_2O содержании SiO_2 от 51 до 72%. Содержание K_2O в наименее измененных лавах редко превышает 1%, а обычное его содержание для свежих исландских лав находится на уровне 0,1–0,3%.

Можно высказать предположение, что обогащение калием происходит за счет го мобилизации и концентрирования из самих пород, исходно бедных калием. Момент этот важен потому, что источник калия и кремнекислоты при обсуждении возможности гранитизации путем магматического замещения или метасоматоза обычно считается одним из наиболее сложных, и для его решения нередко привлекаются "мантийные флюиды". Между тем вторичные кремнистые минералы вообще обычны для измененных базальтов. В частности, это относится и к базальтам Исландии. Детальное изучение показало, что кремнистая минерализация исландских базальтов связана с действием высокотемпературных гидротермальных растворов [Гептнер, Петрова, 1996]. Очевидно, вряд ли стоит искать иные источники растворенной в воде кремнекислоты, кроме самих базальтов.

Изучение изотопного состава кислорода [Hattory, Muehlenbachs, 1982] определенно говорит, что в качестве гидротермальных флюидов выступали атмосферные воды. Значения $\delta^{18}O$ по разрезу скважины лежат в пределах +2,4 ÷ +6,4‰ со средним значением по 26 определениям +3,9‰, причем в глубоких частях скважины преобладают низкие значения $\delta^{18}O$. По минеральным парам кварц–эпидот равновесная для изотопов кислорода температура оценивается в 300–350 °С, а изотопный состав кислорода флюида был, судя по значениям $\delta^{18}O$ эпидота, от -1 до +2‰, что соответствует составу кислорода морской воды. Авторы [Hattory, Muehlenbachs, 1982], однако, опираясь на другие признаки – изотопный состав серы ангидрита ($\delta^{34}S$ = +4,8‰) и низкое значение δD эпидота (–79‰), – считают, что это были пресные воды. Не исключено, что режим питания метаморфических флюидов мог меняться во времени.

Еще более определенно атмосферное питание термальных вод видно из данных по изотопному составу водорода. Он не подвержен смещению за счет взаимодействия с породами и поэтому хорошо трассирует пути движения вод. Детальное изучение изотопного состава водорода в пресных и термальных водах Исландии [Arnason, 1976] показало, что питание их происходит в наиболее высокогорных частях острова главным образом за счет таяния снежников и ледников. Их подземный путь до мест естественной разгрузки или подсечения скважинами нередко превышает 100 км. Так, по данным В. Арнасона, область питания термальных вод Хусавик вблизи северного побережья Исландии располагается на высокогорном ледниковом поле Ватнай кудль примерно в 150 км южнее термальной площади [Arnason, 1976, с. 168, 172; рис. 41].

Естественно, что разгрузка термальных вод грунтового питания может происходить и через морское дно. Интересный пример в этом отношении представляет о-в Хеймаэй, расположенный примерно в 10 км от юго-западного побережья Исландии. Скважиной на острове до глубины 820 м вскрыты осадочные породы, а ниже, до глубины 950 м, – базальты. Значение δD в воде скважины уменьшается с глубиной. У забоя δD = –62‰ при содержания хлора в воде 9,5 г/л и отношении Na/Cl = 0,5. Эти данные говорят о смешении пресной континентальной воды с океанической. Рассчитанное для исходной пресной воды значение δD = –120‰. Ближайшим источником такой воды может быть ледник Вестманнейяр, расположенный на юге Исландии примерно в 60 км от о-ва Хеймаэй.

В Исландии, как и в других островных и прибрежных районах существует сложная динамическая система смешения пресных и морских вод. В этом смысле кажется весьма любопытным показанное на рис. 4.4.6, по данным [Arnason, 1976],

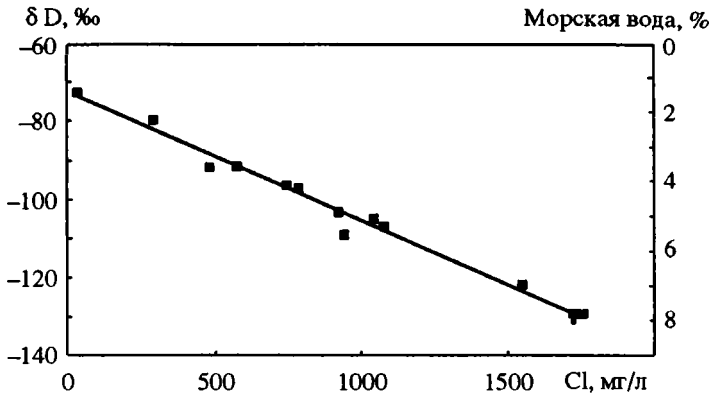


Рис. 4.4.6. Соотношение изотопного состава водорода и содержания хлора в термальных водах скважины Хусавик (северное побережье Исландии), по данным [Àrnason, 1976]

соотношение изотопного состава водорода и содержания хлора в термальной воде из скважины Хусавик, расположенной вблизи северного побережья Исландии. Как и в предыдущем случае, в термальной воде с глубиной опробования понижается значение δD, но при этом возрастает содержание хлора.

Казалось бы, при заимствовании хлора из морской воды вместе с ростом содержания хлора должно возрастать и значение δD. Поэтому автор [Àrnason, 1976] считает, что хлор заимствуется из вулканогенно-осадочных пород в разрезе исландских вулканитов. Допустим, однако, что весь хлор при его самом высоком содержании на глубине 1,5 км 1750 мг/л непосредственно заимствован из морской воды, где его содержание составляет около 20 г/л. Тогда соотношение пресной и морской воды будет равно примерно 11:1. Соответствующее этому содержанию хлора значение δD = –130‰. Если считать, что это относится к смеси морской (δD = 0‰) и пресной воды, то изотопный состав водорода последней должен быть равен примерно –140‰. Самое низкое в термальных водах Исландии значение δD = –143‰ обнаружено в соседней с рассмотренной скважине Хафралайкур [Àrnason, 1976]. Зависимость изотопного состава водорода от глубины опробования объясняется просто. Чем выше область питания подземных вод, тем ниже содержание в них дейтерия, тем глубже их циркуляция и тем вероятнее поступление в циркуляционную систему морской воды. Опираясь на содержание хлора в воде скважины, можно рассчитать для каждого уровня глубины процент примеси морской воды (см. рис. 4.4.6) и изотопный состав водорода в воде области питания каждого водоносного горизонта.

Уже приходилось раньше писать о подпитывании морской водой вулканов Камчатки и Курильских островов и рассматривать этот вопрос с общих позиций [Виноградов, 1980; Виноградов и др., 1986; Геохимия..., 1983]. Участию морской воды в питании береговых гидротерм была посвящена специальная работа [Кононов, Ткаченко, 1974].

Таким образом, базальтовые породы коры Исландии на большую глубину (5–10 км) проработаны термальными водами поверхностного происхождения [Hattory, Muehlenbachs, 1982] – атмосферными, океаническими или их смесью. Особенно ярко такая проработка зафиксирована в материале кислых ксенолитов в лавах вулкана Аскья. Значениия $\delta^{18}O$ в ксенолитах опускаются до –7 ÷ –10‰ [Muehlenbachs et al., 1974]. Учитывая быстрое изостатическое опускание острова (1 км/млн лет), можно полагать, что измененные породы с низкими значениями $\delta^{18}O$ могут опускаться до глубины свыше 25 км [Hattory, Muehlenbachs, 1982]. Для вулкана Крабла характерны редкие для Исландии проявления кислых пород –

сами базальты. В некоторых горизонтах вулканокластических пород, наиболее проницаемых и потому наиболее измененных, содержится до 4% K_2O при совершенно разном и не коррелированном с K_2O содержании SiO_2 от 51 до 72%. Содержание K_2O в наименее измененных лавах редко превышает 1%, а обычное его содержание для свежих исландских лав находится на уровне 0,1–0,3%.

Можно высказать предположение, что обогащение калием происходит за счет его мобилизации и концентрирования из самих пород, исходно бедных калием. Момент этот важен потому, что источник калия и кремнекислоты при обсуждении возможности гранитизации путем магматического замещения или метасоматоза обычно считается одним из наиболее сложных, и для его решения нередко привлекаются "мантийные флюиды". Между тем вторичные кремнистые минералы вообще обычны для измененных базальтов. В частности, это относится и к базальтам Исландии. Детальное изучение показало, что кремнистая минерализация исландских базальтов связана с действием высокотемпературных гидротермальных растворов [Гептнер, Петрова, 1996]. Очевидно, вряд ли стоит искать иные источники растворенной в воде кремнекислоты, кроме самих базальтов.

Изучение изотопного состава кислорода [Hattory, Muehlenbachs, 1982] определенно говорит, что в качестве гидротермальных флюидов выступали атмосферные воды. Значения $\delta^{18}O$ по разрезу скважины лежат в пределах +2,4 ÷ +6,4‰ со средним значением по 26 определениям +3,9‰, причем в глубоких частях скважины преобладают низкие значения $\delta^{18}O$. По минеральным парам кварц–эпидот равновесная для изотопов кислорода температура оценивается в 300–350 °С, а изотопный состав кислорода флюида был, судя по значениям $\delta^{18}O$ эпидота, от -1 до +2‰, что соответствует составу кислорода морской воды. Авторы [Hattory, Muehlenbachs, 1982], однако, опираясь на другие признаки – изотопный состав серы ангидрита ($\delta^{34}S$ = +4,8‰) и низкое значение δD эпидота (–79‰), – считают, что это были пресные воды. Не исключено, что режим питания метаморфических флюидов мог меняться во времени.

Еще более определенно атмосферное питание термальных вод видно из данных по изотопному составу водорода. Он не подвержен смещению за счет взаимодействия с породами и поэтому хорошо трассирует пути движения вод. Детальное изучение изотопного состава водорода в пресных и термальных водах Исландии [Arnason, 1976] показало, что питание их происходит в наиболее высокогорных частях острова главным образом за счет таяния снежников и ледников. Их подземный путь до мест естественной разгрузки или подсечения скважинами нередко превышает 100 км. Так, по данным В. Арнасона, область питания термальных вод Хусавик вблизи северного побережья Исландии располагается на высокогорном ледниковом поле Ватнай кудль примерно в 150 км южнее термальной площади [Àrnason, 1976, с. 168, 172; рис. 41].

Естественно, что разгрузка термальных вод грунтового питания может происходить и через морское дно. Интересный пример в этом отношении представляет о-в Хеймаэй, расположенный примерно в 10 км от юго-западного побережья Исландии. Скважиной на острове до глубины 820 м вскрыты осадочные породы, а ниже, до глубины 950 м, – базальты. Значение δD в воде скважины уменьшается с глубиной. У забоя δD = –62‰ при содержания хлора в воде 9,5 г/л и отношении Na/Cl = 0,5. Эти данные говорят о смешении пресной континентальной воды с океанической. Рассчитанное для исходной пресной воды значение δD = –120‰. Ближайшим источником такой воды может быть ледник Вестманнейяр, расположенный на юге Исландии примерно в 60 км от о-ва Хеймаэй.

В Исландии, как и в других островных и прибрежных районах существует сложная динамическая система смешения пресных и морских вод. В этом смысле кажется весьма любопытным показанное на рис. 4.4.6, по данным [Àrnason, 1976],

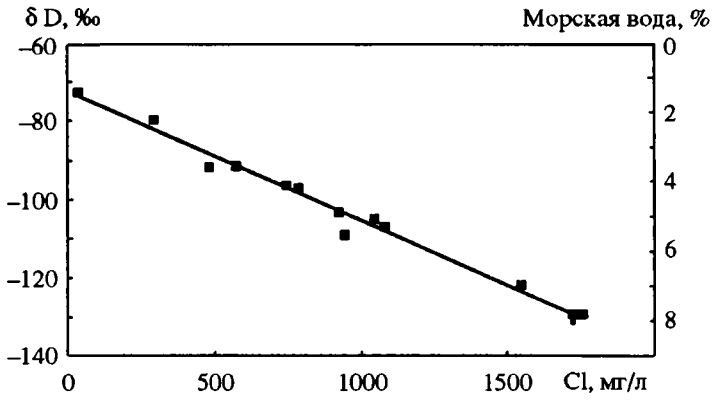


Рис. 4.4.6. Соотношение изотопного состава водорода и содержания хлора в термальных водах скважины Хусавик (северное побережье Исландии), по данным [Àrnason, 1976]

соотношение изотопного состава водорода и содержания хлора в термальной воде из скважины Хусавик, расположенной вблизи северного побережья Исландии. Как и в предыдущем случае, в термальной воде с глубиной опробования понижается значение δD, но при этом возрастает содержание хлора.

Казалось бы, при заимствовании хлора из морской воды вместе с ростом содержания хлора должно возрастать и значение δD. Поэтому автор [Àrnason, 1976] считает, что хлор заимствуется из вулканогенно-осадочных пород в разрезе исландских вулканитов. Допустим, однако, что весь хлор при его самом высоком содержании на глубине 1,5 км 1750 мг/л непосредственно заимствован из морской воды, где его содержание составляет около 20 г/л. Тогда соотношение пресной и морской воды будет равно примерно 11:1. Соответствующее этому содержанию хлора значение δD = –130‰. Если считать, что это относится к смеси морской (δD = 0‰) и пресной воды, то изотопный состав водорода последней должен быть равен примерно –140‰. Самое низкое в термальных водах Исландии значение δD = –143‰ обнаружено в соседней с рассмотренной скважине Хафралайкур [Àrnason, 1976]. Зависимость изотопного состава водорода от глубины опробования объясняется просто. Чем выше область питания подземных вод, тем ниже содержание в них дейтерия, тем глубже их циркуляция и тем вероятнее поступление в циркуляционную систему морской воды. Опираясь на содержание хлора в воде скважины, можно рассчитать для каждого уровня глубины процент примеси морской воды (см. рис. 4.4.6) и изотопный состав водорода в воде области питания каждого водоносного горизонта.

Уже приходилось раньше писать о подпитывании морской водой вулканов Камчатки и Курильских островов и рассматривать этот вопрос с общих позиций [Виноградов, 1980; Виноградов и др., 1986; Геохимия..., 1983]. Участию морской воды в питании береговых гидротерм была посвящена специальная работа [Кононов, Ткаченко, 1974].

Таким образом, базальтовые породы коры Исландии на большую глубину (5–10 км) проработаны термальными водами поверхностного происхождения [Hattory, Muehlenbachs, 1982] – атмосферными, океаническими или их смесью. Особенно ярко такая проработка зафиксирована в материале кислых ксенолитов в лавах вулкана Аскья. Значениия $\delta^{18}O$ в ксенолитах опускаются до –7 + –10‰ [Muehlenbachs et al., 1974]. Учитывая быстрое изостатическое опускание острова (1 км/млн лет), можно полагать, что измененные породы с низкими значениями $\delta^{18}O$ могут опускаться до глубины свыше 25 км [Hattory, Muehlenbachs, 1982]. Для вулкана Крабла характерны редкие для Исландии проявления кислых пород –

туфов и риолитов, а скважиной вскрыты и гранофиры. Не являются ли они результатом гидротермальной проработки базальтов и последующего плавления измененных пород?

Наибольший интерес, конечно, вызывает обогащение измененных пород щелочными элементами. Совершенно определенно можно утверждать, что при гидротермальной проработке исходно бедных калием пород происходит его концентрирование в определенных зонах, что предполагает большие объемы промываемых пород. Даже морские воды, участвующие в гидротермальном процессе, могут еще более обогащаться щелочными элементами. Выше это уже было показано на примере гавайских терм. В гидротермах Рейкьянеса относительное обогащение некоторыми элементами еще поразительнее. Так, содержание Rb в термальной воде почти в 40 раз превышает таковое в морской воде, K и Ca – в 4,5 раза при увеличении содержания Cl и Na только на 10% [Eldarfield, Greaves, 1981].

Было проведено специальное исследование вторичной минерализации в измененных базальтах гидротермальной системы Рейкьянеса [Гептнер и др., 1987]. На примере содержания ангидрита в измененных породах показано, что минимальный объем циркулирующей морской воды должен в десятки раз превышать объем изменяемых пород. Большое количество вторичных минералов предполагает "...интенсивное перераспределение петрогенных компонентов..." [Гептнер и др., 1987, с. 33]. В целом гидротермально измененные породы обеднены кремнеземом, алюминием и кальцием и обогащены калием. Содержание K_2O в измененных базальтах достигает 4%. В основном он фиксируется в калиевых полевых шпатах. Одновременно фиксируемое накопление калия во вторичных минералах и в современных гидротермах Рейкьянеса свидетельствует о сложной динамической системе взаимодействия вода–порода. Направление такого взаимодействия зависит от многих факторов и, конечно, изменяется за время жизни гидротермальной системы. В частности, ход процесса зависит и от того, на какой ветви циркулирующих растворов, нисходящей или восходящей, идут процессы вторичных преобразований.

В работах [Hemond et al., 1988, 1993] обнаружены линейные корреляции в изотопных отношениях кислорода, стронция и неодима, которые свидетельствуют о смешении вещества из различных источников. Авторы полагают, что такими источниками служат деплетированные и обогащенные породы исландского плюма или мантийные и гидротермально измененные коровые породы Исландии. Между тем эти зависимости легко могут быть объяснены участием в составе пород компонентов морской воды, которые поступают либо непосредственно из воды (кислород, стронций), либо из первого слоя океанической коры, промываемой на нисходящей ветви циркуляционной системы (неодим). Небольшое подмешивание морской воды к гидротермальным системам атмосферного питания видимо проявляется повсюду в Исландии (пример системы Крабла).

Некоторые общие особенности континентализации океанической коры

Как можно видеть, породы океанической коры повсеместно подвергаются воздействию морской воды. Общая глубина циркуляции, видимо, не менее 20–30 км, и существуют представления, что сейсмическая граница кора–мантия определяется именно глубиной проникновения морских вод [Lewis, 1983]. Подобные представления, однако, наталкиваются на сильные противоречия. На больших глубинах породы должны приобретать свойства, которые делают невозможным перемещение по ним воды [Киссин, 1996, 2001]. В материале Л.Е. Яковлева и Б.Г. Поляка показан возможный выход из этого противоречия (см. гл. 4.3).

Условно можно разделить циркуляцию воды в породах второго и третьего слоев океанической коры на рассеянную и сосредоточенную, локальную. Рассеянная циркуляция охватывает большую часть океанического дна. Она вызывается теплом базальтовых покровов, удаленных от родоначальных магматических камер. Тепловые запасы таких покровов не очень велики, равно как и вызываемые ими глубина циркуляции и степень нагрева циркулирующих вод. Как показано в гл. 4.3, степень нагрева определяется также тепловым эффектом, который сопровождает вторичные изменения исходных пород. Вывод о том, что наиболее измененными оказываются верхние 300 м базальтов океанической коры [Staudigel et al., 1995] связан, я думаю, именно с рассеянной циркуляцией. В результате низкотемпературного взаимодействия в породах по крайней мере на порядок возрастает содержание калия, рубидия и урана. По данным Н.Н. Перцева и В.А. Русинова [1981], содержание калия и кальция в измененных базальтах, вскрытых скв. 417 и 418, находятся в обратной зависимости. При этом содержание калия в валовых пробах доходит до 8%, что авторы связывают с калишпатизацией плагиоклазов. Одновременно в измененных породах несколько увеличивается содержание кремнезема и снижаются содержания кальция и магния.

Такие низкотемпературные изменения базальтов наряду с гальмиролитическими можно назвать первой ступенью механизма вертикальной аккреции. Считается, что на этом этапе не происходит значительных преобразований, если относить их ко всему видимому разрезу пород. Вторичные изменения приурочены к зонам повышенной проницаемости, которые обычно составляют малую часть разреза. Оригинальные данные и обобщения на этот счет суммированы, например, в работах В.Б. Курносова [1986] и Л.Е. Яковлева [1999]. Нужно учитывать только, что, как правило, выход керна скважин глубоководного бурения обычно не превышает 35%, и ответственны за это в первую очередь измененные породы [Staudigel et al., 1995], так что существующие оценки степени вторичных изменений базальтов второго слоя океанического дна могут оказаться заниженными.

Главный механизм вертикальной аккреции связан с локальной циркуляцией океанических вод под влиянием высокотемпературных расплавов в магматических камерах. В. Бах и С. Хамфрис [Bach, Humphris, 1999] собрали материал по изотопному составу стронция и кислорода в гидротермальных флюидах океанических центров спрединга. Они нашли зависимость степени изменения исходных значений изотопного состава питающей морской воды от скорости спрединга. При меньшей скорости смещения изотопного состава выше, что свидетельствует, вероятно, о меньшей скорости циркуляции флюидов и большей степени их взаимодействия с породами. Закономерности еще более отчетливы, если опираться не только на скорость спрединга, но и на положение магматических камер.

Глубина термальной конвекции океанических вод определяется положением очагов питания магматических камер и не исключено, что достигает нижних частей коры–верхов мантии. Соответственно температура флюидов на восходящей ветви оказывается очень высокой, а характер взаимодействия вода–порода довольно сложным. Так, рассмотренный выше пример подводной скв. 841 показывает, что из морской воды изменяющимися породами практически полностью извлекаются и калий и магний. В то же время примеры термальных вод Рейкьянеса (Исландии) и вулкана Килауа говорят о полной потере водой магния, но резком возрастании (в 2–4 раза) по отношению к морской воде калия.

Причины столь противоречивого поведения этого элемента не очень ясны и требуют специальных исследований. Не исключено, что гавайский пример дает ключ к решению этой проблемы. Как говорилось выше, в термальных флюидах Восточного трога вулкана Килауэа обнаружена высокая концентрация ^{14}C. Связать ее можно только с захватом современного или недавно возникшего материала,

равновесного с атмосферой – органического или карбонатного. Единственным источником такового для питания гидротерм могут быть донные осадки. На нисходящей ветви циркуляционной системы морская (океаническая) вода промывает их и обогащается радиоуглеродом. Не исключено, что нисходящая морская вода извлекает и калий из ранее измененных базальтов океанического дна, и степень обогащения тем и другим зависит от мощности системы и площади ее питания.

Другая "загадка" калия связана с его концентрированием в гидротермальных системах пресных вод, которые циркулируют по базальтам с исходно низким содержанием этого элемента. Нам приходится только признать реальность действия такого механизма концентрирования и надеяться, что когда-нибудь он будет понят.

Таким образом, в результате высокотемпературного взаимодействия морская вода–базальт происходит "континентализация" флюида, который приобретает свойства таинственного гранитизирующего раствора. Соответственно базальт подвергается дальнейшей базификации с приближением его состава к ультраосновному. Может быть в этом и состоит замыкание круга, который определяет постоянство объема сиалического вещества во времени.

И в заключение этого раздела – последнее, фантастическое, предположение. Под вулканическим островом существует линза пресных вод. Ее размеры и объем зависят от размера и высоты рельефа острова. Динамическая разгрузка водопаровой смеси через аппарат вулкана вызывает подток океанических вод, которые смешиваются с пресными или "протыкают" пресноводный экран. В результате на некотором удалении от острова должны существовать зоны или области нисходящей ветви потока.

Выше приводился пример вулкана Килауэа и было высказано предположение о захвате водой на нисходящей ветви циркуляционной системы некоторых элементов из пород, причем площадь дна, на которой происходит проникновение воды в систему, видимо, очень большая, судя по высокому содержанию радиоуглерода в термальной воде. Скорее всего, захват происходит на 50-километровом отрезке подводной части трога. Можно представить себе, что в условиях островной дуги произойдет слияние зон захвата соседствующих островов, и в целом сформируется линейная зона вдоль всей дуги.

Естественно, должна быть общая тектоническая предрасположенность к преимущественному одностороннему подтоку воды к магматической камере. Тогда все явления, связанные с представлениями о зонах субдукции, могут быть вполне объяснимы с позиций глубинной циркуляции океанической воды и взаимодействием ее с породами. В свете сказанного еще большее значение приобретает проблема генерации базальтовых магм и цепочечное расположение магматических очагов островных дуг. Возможно, что решение этой проблемы вне зависимости от научного вероисповедания может быть одним из важных направлений в ближайшие десятилетия.

Изотопные признаки коровой контаминации пород, которые традиционно считаются мантийными, рассмотрены в капитальной работе Б.Г. Покровского [2000]. Мне представляется, что понятие "контаминация" иногда используется там, где следовало бы говорить о породообразовании.

Температура взаимодействия вода–порода

По распаду первичных и образованию вторичных минералов в магматических породах определяется сам факт взаимодействия вода–порода. Характер вторичных минералов позволяет представить температурные условия процесса. Часто вторичное минералообразование сопровождается аномальными для магматических пород значениями $\delta^{18}O$, которые прямо указывают на проработку их водами поверхност-

ного происхождения. Поэтому никаких сомнений в низко- и среднетемпературном, гидротермальном взаимодействии вода–порода, как правило, не возникает.

Описанию этого процесса посвящена обширная литература, которая суммирована, в частности, в материалах специального коллоквиума [Stable..., 1986]. Наверное, одна из наиболее впечатляющих и широко известных работ этого направления выполнена Р. Крисом и Х. Тейлором [Criss, Taylor H.P., 1983]. Эта работа посвящена изучению третичного батолита Айдахо. Вся видимая часть массива подверглась гидротермальным изменениям пропиллитового типа. Хлорит – наиболее распространенный вторичный минерал, который практически целиком замещает биотит. Температура изменений оценивается в 250–325 °С. Весьма детальное изучение изотопного состава водорода и кислорода гидротермально измененных пород позволило авторам установить масштабы деятельности гидротермальной системы. Площадь аномальных значений $\delta^{18}O$ около 2500 км^2, т.е. поперечный размер площади измененных пород около 50 км. Принимая минимальную глубину циркуляции вод 7 км, объем измененных пород составит 17500 км^3, а объем прошедшей через систему воды не менее 7000 км^3. Нужно учесть, что расчет ведется только на ту часть воды, которая прореагировала с породой. Очевидно, что она составляет лишь долю, и, видимо, небольшую, от общего потока.

Отсутствие минеральных преобразований вовсе не означает, что породы не взаимодействовали с водой. Признаки этого процесса могут сохраняться в некоторых изотопных системах и прежде всего – кислорода. Известно, что в условиях высоких температур на уровне магматической кристаллизации разделение изотопов кислорода между минеральными фазами незначительно и, как правило, не выходит за пределы 1‰. С учетом некоторых других моментов в геохимии изотопов кислорода магматических пород принята "...основная догма": "Все относительно обогащенные и обедненные ^{18}O силикатные расплавы Земли (то есть выходящие за пределы величины $\delta^{18}O$ 4,5–7,5‰) непременно должны были заимствовать или обменяться с материалом, который хоть однажды побывал вблизи земной поверхности. Только осадочный или гидротермальный процессы приводят к серьезному смещению изотопного состава кислорода" [Taylor H.P., Sheppard, 1986, с. 238].

Есть много признаков, которые заставляют думать, что может происходить прямое проникновение флюида в расплав. Часть их была рассмотрена выше. Пожалуй, главная причина так думать опять-таки основана на изотопно-кислородных данных. Наиболее поразительные изотопные эффекты связаны с существованием магматических пород с низкими значениями $\delta^{18}O$, которые определенно свидетельствуют об обмене с кислородом атмосферных вод. Нет ничего удивительного, когда это касается вторичных минералов. Но когда одновременно столь же низкие величины $\delta^{18}O$ обнаруживаются в неизмененных магматических минералах, то невольно возникает мысль о взаимодействии вода–порода на магматической стадии.

H.P. Taylor [1980] на примере трех спрединговых центров (Восточной Гренландии, Красного моря и Исландии) показал, что конвективная циркуляция вод в этих районах охватывала глубины по крайней мере 5–10 км, и при значении соотношения вода–порода выше 1 температура взаимодействия составляла 500–1000 °С. По сути дела речь идет о субсолидусных температурах. На примере габбрового комплекса Куиллинс (Cuillins, Isle of Skye, Scotland) демонстрируется глубокая проработка массива пресными термальными водами атмосферного происхождения. Предполагается, что движение воды по породе начинается в начальный момент кристаллизации, когда становится возможным появление трещинной циркуляции в полуотвердевшей породе. Это соответствует примерно температуре 750°. Первичные минералы сохраняют свой облик до температуры около 550°. Таким образом, кислородный обмен в системе вода–порода происходил в интервале температур 550–750 °С [Farver, Giletti, 1989].

К мысли о непосредственном проникновении воды в расплав исследователи обращались неоднократно [Hildreth et al., 1984; Taylor H.P., 1971; Taylor H.P., Sheppard, 1986; Sheppard, Herris, 1975; и др.] и в большинстве случаев, высказав ее, тут же отвергали такую возможность. Фактический материал заставляет обратиться к такому механизму, а физические ограничения не позволяют этого сделать. Вообще говоря, "пробулькивание" паров воды через расплавленный базальт можно наблюдать на земной поверхности, а текстурные, минеральные и геохимические следствия такого пробулькивания в базальтах неоднократно описаны в литературе [Симанович, Кудрявцев, 1981; Симанович и др., 1988; Caroff et al., 2000; Goff, 1996]. В пределах вертикальных трубчатых везикул может происходить раскисление базальтового вещества. Кроме того, существующие представления о сквозьмагматических растворах не вызывают особых возражений. Конечно, физическое состояние такой "воды", или флюида трудно себе представить, хотя это не может служить причиной, чтобы отбросить подобные представления. Экспериментально установлено, что при давлениях, которые отвечают уровню границы кора–мантия, и при температуре 600–900 °С наблюдается полная смесимость силикатного расплава с водным флюидом [Bureau, Keppler, 1999]. Можно предположить, что значительное количество воды непосредственно входит в магму и при более мягких условиях.

Главенствующая роль водных флюидов атмосферного питания в эксплозивном вулканизме демонстрируется также на примере кальдеры Иеллоустонского Парка, США. Развитие вулканизма здесь идет на полноценной континентальной коре. Последнее эксплозивное извержение произошло 600 тыс. лет назад, когда было выброшено 1000 км^3 риолитового материала.

Риолиты более ранних стадий, "докальдерные", имеют "нормальный" изотопный состав кислорода. Начиная с первой работы [Friedman et al., 1974], известно, что риолитовые магмы, туфы и игнимбриты, связанные с формированием кальдеры, обладают очень низкими изотопными отношениями кислорода, что свидетельствует об обмене кислородом, непосредственном или опосредованном, силикатного материала и вод атмосферного питания. Из-за большого объема этих пород и по некоторым другим причинам оказалось довольно трудно объяснить такой обмен поглощением магмой гидротермально измененных пород, и было высказано предположение о прямом захвате воды расплавом в короткий интервал формирования кальдеры [Hildreth et al., 1984]. Детально и разносторонне эта проблема рассмотрена в другой работе [Taylor H.P., 1986].

Последние достижения экспериментальной техники позволили измерить изотопный состав кислорода по единичным зернам ксенокристов кварца и цирконов [Bindeman, Valley, 2000]. Эти минералы наиболее устойчивы ко вторичным воздействиям. Действительно, в обсидиановых стеклах изотопный состав кислорода оказался очень легким и гомогенным – $\delta^{18}O = \pm 0{,}3‰$. В кварце он довольно различен, причем верхние значения $\delta^{18}O$ близки к тем, которые характерны для "докальдерных" пород. В цирконах различие величин $\delta^{18}O$ для крупных и мелких зерен достигает 0,7‰. Кислород в мелких цирконах был на 2,5‰ легче, чем в ядрах крупных зерен, где он близок к $\delta^{18}O$ в цирконах из "докальдерных" пород. Эти результаты и расчеты диффузионных моделей позволило авторам работы [Bindeman, Valley, 2000] сделать вывод, что изменения изотопного состава кислорода в породах произошло на предкальдерном этапе в течение сотен и тысяч лет при температуре около 850 °С. Вообще говоря, эта температура отвечает плавлению кислых пород. Не является ли сделанный вывод доказательством непосредственного взаимодействия воды с расплавом? Такая возможность в условиях кальдерообразования рассматривалась и ранее [Sheppard, 1986].

Гранитизация как крайнее проявление вертикальной аккреции

Проблема гранитизации – одна из самых старых и самых сложных в геологии. Совершенно очевидно, что она имеет не единственное решение, и что самые различные геологические процессы могут приводить к образованию гранитов. В любом случае сохраняют силу выдвинутые выше постулаты об исходном в масштабах планеты базальтовом (или еще более примитивном) составе начальных пород и о решающей роли взаимодействия вода–порода в их вещественной трансформации. Поэтому здесь мы не будем касаться вопросов гранитизации осадочных и метаморфических комплексов, т.е. пород, которые уже практически близки по своему составу к гранитоидам. К геохимическому аспекту проблемы вертикальной аккреции они не имеют отношения, поскольку процессы идут в пределах уже сформировавшейся сиалической коры.

Интереснее проследить эволюцию вещества в условиях формирования новых объемов кислых пород. Логика представлений, основанных на изотопно-геохимических исследованиях, о которых говорилось выше, обязательно приводит к мысли о возможности гранитизации пород, которые прошли стадию вещественной трансформации при взаимодействии вода–порода. Детали этих процессов неимоверно сложны, и здесь можно говорить только об идейной, принципиальной стороне дела. Детальные изотопно-геохимические исследования приводят к выводу: "Возможность дифференциации в чистом виде мантийных магм в условиях закрытой системы с образованием гранитного материала крайне ограничена, и процесс этот совершенно незначим за последние 3000 млн лет или более" [Sheppard, 1986, с. 366]. Интересно отметить, что сама идея возникает не только под влиянием изотопно-геохимических исследований. По-видимому, общая логика геологического развития планеты постигается различными путями, с разных исходных позиций. В сжатой и очень четкой форме проблема гранитообразования рассмотрена с позиций специалиста-петролога В.А. Жариковым [1987].

По-видимому, впервые идея появления кислых выплавок за счет плавления продуктов гидротермального изменения базальтов под влиянием высокоэнергетичных флюидов была высказана В.В. Аверьевым [1966]. Работа в областях активного вулканизма формирует, по-видимому, особые взгляды на процессы геологического развития. Так, в серии работ другого камчатского геолога, В.С. Шеймовича, на добротном геологическом материале показано, что гранитоидный магматизм неоген-четвертичного вулканического пояса Камчатки связан с флюидной переработкой андезит-базальтового субстрата. По его мнению, кислые флюиды или флюидно-силикатные расплавы вызывали гранитизацию или образовывали гранитные расплавы. В целом процесс может быть назван флюидным ультраметаморфизмом [Шеймович, 1983, 1989; Шеймович, Патока, 1989]. Иллюстративный пример на основе выполненной вместе с В.С. Шеймовичем работы по Ахомтенскому массиву на Камчатке будет приведен ниже.

В принципе, гранитизация может идти двумя путями. Один из них может быть назван избирательным плавлением, другой – замещением. Вероятно, не всегда эти пути строго разделены, и можно говорить только о преобладающем действии того или иного механизма в каждом конкретном объекте.

Представления об образовании плагиогранитов за счет пород дайкового комплекса офиолитовой ассоциации уже рассматривались выше. К подобным выводам с неизбежностью приводят изотопные исследования [Fleck, Criss, 1985; Sheppard, Herris, 1975]. Например, он был четко сформулирован в работе [Criss, Fleck, 1990, с. 647]: "...региональные гидротермальные системы могут вызвать плавление и образование батолитов за счет циркулирующих флюидов в высокотемпературных

зонах коры". Еще ранее Р. Грегори с соавторами [Gregory et al., 1981] также высказали предположение, что плагиограниты могут сформироваться за счет частичного плавления гидротермально измененных базальтов, поскольку наивысшая температура изменения может достигать точки гранитной выплавки.

Перечисленные представления о гранитизации основаны главным образом на вероятных процессах плавления предварительно подготовленного материала за счет флюидной переработки исходных пород основного состава. Но выше мы видели, что в некоторых случаях сами флюиды при взаимодействии с породами основного состава обогащаются сиалическими компонентами. Можно предположить, что они достигают состояния гранитизирующих растворов и способны вызвать образование гранитов путем замещения пород иного состава, т.е. вызвать гранитизацию на месте без перемещения, а может быть и без образования собственно гранитной магмы. Один из убедительных геологических примеров подобного рода описан Л. Коллинсом [Collins, 1989]. Недавно идея флюидно-магматического замещения была привлечена для объяснения условий образования некоторых гранитов Карелии [Лишневский, 2000].

Формирование гранитизирующих флюидов наиболее вероятно связано с циркуляцией океанических вод. В их солевом составе содержится большой резерв щелочных металлов, а анионная часть в условиях высоких температур создает агрессивную среду. Может быть именно с этим обстоятельством связано формирование кислых пород в вулканических зонах океанических островов. Именно в этих условиях наглядно проявляется действие механизма вертикальной аккреции и происходит континентализация пород океанической коры. Проблема сопряженной базификации, на которую еще раз обратил внимание В.А. Жариков [1987], решается здесь за счет емкости океанического резервуара.

Циркуляционные системы пресных, атмосферных вод, видимо, тоже способны обеспечить процесс гранитизации, но потенциальные возможности их существенно ниже.

Иллюстративные примеры вертикальной аккреции

В разное время по трем объектам (районам) были получены данные, которые, могут иллюстрировать реальность действия рассмотренного механизма вертикальной аккреции. Эти данные уже публиковались ранее и здесь будут рассмотрены в общих чертах.

Ахомтенский гранитоидный массив, Камчатка. Массив расположен на восточном побережье Камчатки в 90 км южнее г. Петропавловска-Камчатского. Его площадь около 150 км^2. В большей своей части массив слагается довольно однообразными биотит-роговообманковыми гранодиоритами и небольшим количеством гранит-пегматитов и аплитов. Он прорывает породы миоценовой вулканогенно-осадочной формации, представленной главным образом вулканитами андезит-базальтового состава. Вблизи контактов с вмещающими породами в гранитоидах появляется большое количество включений основного состава, и гранодиориты часто сменяются кварцевыми диоритами. Обильные включения в гранитоидах встречаются и в центральных частях массива. Вмещающие массив породы за счет избирательной эрозии образуют вокруг массива крутую, иногда почти вертикальную стенку до 1 км высотой с пологим падением пород от массива. Таким образом, морфологически эта структура выглядит как кальдера, внутреннюю часть которой занимают гранитоиды.

К западу от массива располагается вулкан Мутновский. Молодые лавовые потоки этого вулкана частично перекрывают ахомтенские гранитоиды.

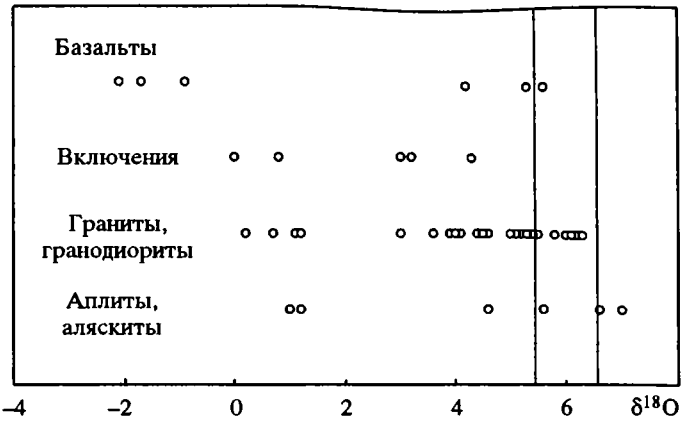


Рис. 4.4.7. Изотопный состав кислорода в кислых породах Ахомтенского массива, в темноцветных включениях в них и во вмещающих базальтах

Линиями на графике обозначено поле значений $\delta^{18}O$ для неизмененных базальтов океанических хребтов. Видно, что практически все породы обогащены легким изотопом кислорода. Это свидетельствует об обмене кислорода силикатных пород с кислородом вод атмосферного происхождения. Обмен происходит в гидротермальных системах, видимо, на стадии магматического расплава и позже

Гранитоидные породы массива петрографически свежие и не содержат даже следов вторичных минеральных изменений. Возраст массива 12,5 млн лет. Начальное изотопное отношение стронция в гранитоидах (0,70335) отвечает среднему отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$ в современных базальтах и андезито-базальтах Камчатки. Значения εNd от +9,2 до +5,7 также свидетельствуют о деплетированном (базальтовом) источнике гранитного вещества.

Совершенно иная картина рисуется из данных по изотопному составу кислорода. Их отличают две особенности: большой разброс значений $\delta^{18}O$ и преимущественно низкие их величины (рис. 4.4.7). Наиболее ярко эти особенности проявляются в андезито-базальтах вмещающей гранитоидный массив толщи и во включениях основного состава в гранитоидах. И те и другие в значительной степени вторично изменены, и низкие значения $\delta^{18}O$ легко объяснимы изотопным обменом при высокотемпературном взаимодействии вода–порода. Породы включений были, видимо, изменены еще до захвата их гранитоидным материалом.

Большая часть проанализированных образцов гранодиоритов также содержит кислород с аномально низкими значениями $\delta^{18}O$. Отчасти это касается и кварц-калишпатовых пород – аплитов и аляскитов. Значит, гранитоидный материал также участвовал в процессах изотопного обмена с водой. Как правило, такой обмен сопровождается вторичными минеральными преобразованиями. Породы Ахомтенского массива, как уже говорилось, петрографически исключительно свежие. Это не позволяет говорить о "вторичности" изменения изотопного состава кислорода в породах. Изменения могли произойти либо до гранитообразования в породах, которые подверглись гранитизации, либо в момент гранитизации на стадии расплава.

Таким образом, на примере Ахомтенского гранитоидного массива мы сталкиваемся с парадоксальной ситуацией. Судя по изотопному составу Sr и Nd, вещество гранитоидов имеет мантийную, исходно базальтовую природу. Магматической дифференциацией, частичным плавлением и тому подобными гипотезами можно было бы объяснить образование гранитоидного материала. Но, с другой стороны, изотопный состав кислорода явно отражает участие поверхностных вод в формировании гранитоидов, а общая геологическая ситуация свидетельствует о неболь-

шой глубине их образования. Согласовать эти противоречивые факты между собой можно в рамках гипотезы метасоматического (гидротермального) преобразования исходных пород базальтового состава с последующими выплавками кислого материала. Как бы то ни было, на основании изотопных данных мы должны рассматривать появление гранитоидных массивов типа Ахомтенского как гранитизацию исходных пород или расплавов базальтового состава и, следовательно, как проявление процесса вертикальной аккреции.

Подобные процессы можно было бы назвать гидротермальной или метасоматической гранитизацией, хотя против подобной терминологии и стоящими за ней представлениями есть резкие возражения [Жариков, 1987].

В гранитизации участвует не только вещество измененных базальтов, но и другие породы, которые входят в состав вулканогенного комплекса. В частности, в толще базальтов ахомтенского окружения встречаются горизонты вулканогенно-осадочных и даже карбонатных пород. В геохимическом смысле это уже собственно породы континентальной коры, поскольку они несут соответствующие химические и изотопные метки. Небольшое влияние подобного "корового" вещества ощущается в изотопном составе стронция и неодима ахомтенских гранитоидов, о чем подробнее написано ранее ([Vinogradov, 1995] и другие ссылки в этой работе).

Кислые вулканиты кальдеры вулкана Горелого. Вулканы Мутновский и Горелый располагаются к западу от Ахомтенского массива, сливаясь своими постройками. Для вулкана Горелого характерна крупная кальдера. Ее диаметр достигает 10 км. Современные извержения вулкана представлены андезито-базальтовыми лавами, однако, образование кальдеры связано с выбросами огромного объема кислых игнимбритов. Кроме того, в пределах кальдеры отмечаются выходы обсидианов, экструзии липарит-дацитов и другие многочисленные проявления кислого магматизма. В меньшей степени они распространены и среди образований Мутновского вулкана. Таким образом, представлялось интересным проследить возможную связь миоценового гранитоидного магматизма (Ахомтенский массив) с проявлениями плиоценового кислого вулканизма. Именно с этой целью и был выбран для исследований вулкан Горелый, который вместе с Мутновским располагается в непосредственной близости от Ахомтенского массива.

Изотопный состав стронция в породах обоих вулканов очень однообразен, несмотря на большие различия в химическом составе пород. Низкие изотопные отношения стронция, около 0,703, определенно свидетельствуют о мантийной (базальтовой) природе вещества кислых пород. Время их образования, судя по Rb–Sr данным, не превышает 1,5 млн лет.

На диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr - \delta^{18}O$ (рис. 4.4.8) видно, что большая часть проанализированных проб содержит кислород, смещенный по изотопному составу относительно "нормальных" магматических пород в сторону обогащения легким изотопом. Единственной причиной такого смещения может быть высокотемпературный обмен с поверхностной водой, атмосферной или морской. Влияние морской воды можно было бы обнаружить в изотопном составе стронция. Реально его не видно и, по-видимому, морская вода не принимала значительного участия в преобразовании пород. Породы в подавляющем большинстве случаев абсолютно свежие, без малейших признаков вторичных минеральных преобразований. Следовательно, взаимодействие вода–порода и вызванное им смещение изотопного состава кислорода произошло до момента или в момент образования кислых пород.

На этой же диаграмме видно, что при широком спектре изотопных отношений кислорода изотопный состав стронция остается неизменным, отвечающим мантийной метке. Таким образом, образование четвертичных кислых пород вулкана Горелого связано с преобразованием мантийного вещества при участии атмосферных вод. Сказанное вполне согласуется с представлением, что "...расплав поздних фаз

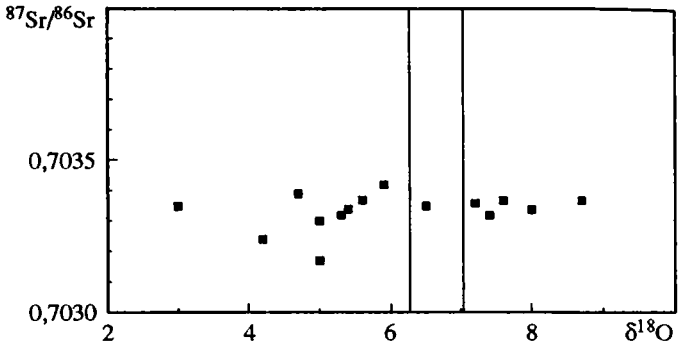


Рис. 4.4.8. Изотопный состав кислорода в кислых вулканитах вулканов Горелый и Мутновский
Видно, что практически при одном и том же отношении в породах $^{87}Sr/^{86}Sr$ значения $\delta^{18}O$ изменяются в очень широких пределах. Линиями на графике выделена область значений $\delta^{18}O$ для неизмененных базальтов океанических хребтов

развития магматических очагов, видимо, формируется за счет флюидной переработки исходного базальтового или андезито-базальтового вещества. Эта переработка ведет к раскислению его до андезито-дацито-липаритового состава, увеличению исходного объема и вязкости" [Шеймович, Патока, 2000].

Не видно никаких признаков участия в этом процессе более древнего вещества сиалической коры или хемогенных морских осадков. Не обнаруживается также никакой связи между $\delta^{18}O$ и содержанием SiO_2. В условиях изотопного равновесия кремнекислота обогащается тяжелым изотопом кислорода, и в системе SiO_2–$\delta^{18}O$ должна устанавливаться прямолинейная зависимость. Ее отсутствие прямо доказывает, что образование кислых пород не связано с процессами магматической дифференциации. В то же время по изотопному составу стронция можно уверенно говорить, что источником вещества кислых пород явились базальты с мантийными значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$. Как и в случае Ахомтенского массива согласовать эти казалось бы противоречивые данные можно в рамках концепции, что гранитизация происходит при взаимодействии вода–порода. В ходе химических и минеральных преобразований формируется материал – потенциальный источник кислого магматизма. Реализация этой возможности опять-таки связана с работой флюидных систем.

Рассмотренные примеры относятся к интрузивному (Ахомтен) и эффузивному (вулк. Горелый) проявлениям магматизма. Но у них есть важные общие особенности. Прежде всего, оба объекта располагаются в зоне перехода континент–океан в пределах Курило-Камчатской островной дуги, где основным фоном магматической активности служит базальтовый и андезито-базальтовый вулканизм. Судя по изотопному составу стронция и неодима, формирование вещественного состава сиалического материала обоих объектов связано только с преобразованием пород исходно базальтового состава – прямых производных мантийного магматизма. Доля участия ранее образованного вещества континентальной коры ничтожна (Ахомтен) или полностью отсутствует (вулкан Горелый). Преобразование пород происходило под влиянием циркулирующих термальных растворов атмосферного питания. И, наконец, оба объекта отличаются молодостью и превосходной сохранностью основных черт своего рождения.

Келасурский гранитоидный интрузив, Главный Кавказский хребет. Переходя к более отдаленным по времени примерам, следует сказать, что достоверность интерпретации данных по объектам обратно пропорциональна возрасту последних.

Интрузив располагается на южном склоне Кавказского хребта и занимает площадь около 130 км^2 [Дудаури, Тогонидзе, 1988]. Судя по условиям залегания, он составляет часть более крупного и петрографически более разнообразного Гораб-Келасурского интрузивного комплекса габбро-гранитной среднеюрской формации Большого Кавказа. Породы основного состава имеют подчиненное значение, преобладающую роль играют гранитоиды. Считается, что породы комплекса образовались в следующей последовательности: пироксениты, габбро-диориты, граниты, гранит-порфиры, аляскиты, аплиты, пегматиты [Дудаури, Тогонидзе, 1988]. Породы комплекса прорывают терригенные песчано-глинистые отложения верхнего лейаса и мощную толщу порфиритов байоса. Продукты размыва массива отмечены в отложениях кимериджа. Таким образом, возрастное положение массива определено с большой достоверностью. Он образовался в средне-верхнеюрское время в возрастном интервале от байоса до кимериджа (примерно 180–155 млн лет назад).

С позиций проблемы вертикальной аккреции интересно получить ответы на следующие вопросы: 1. Как соотносятся преобладающие в массиве породы кислого состава с габбро-пироксенитовой серией. 2. Какое влияние на вещественный состав пород Гораб-Келасурского интрузивного комплекса оказали породы континентальной коры. По общим представлениям сравнительно неглубоко под терригенно-вулканогенной толщей Центральной Абхазии залегает древний кристаллический фундамент, и его влияние на юрский магматический комплекс непосредственно или через терригенно-обломочные отложения казалось вполне вероятным. 3. Связано ли формирование интрузивного комплекса со среднеюрским вулканизмом.

Суммируя эти частные вопросы, хотелось бы получить ответ на главный вопрос. Является ли юрский гранитоидный магматизм Главного Кавказского хребта следствием новообразования континентального материала, или это просто результат переработки пород ранее образованной континентальной коры.

На изохронной диаграмме рис. 4.4.9 нанесены 27 точек валовых проб и минеральных фракций всех типов пород массива – от аплита до пироксенита [Vinogradov, 1991]. Все пробы образуют единую эрохронную зависимость (СКВО = 16,8) с возрастом около 170 млн лет и начальным отношением около 0,706. Породы ранней и поздней фаз формирования несколько различаются по своему возрасту. Так, объединение валовых проб и монофракций аплита, аляскита и гранит-порфира (всего 11 проб) дает возраст 168,5 ± 5 млн лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,7064 ± 0,0004, а объединение гранитов, габбро и пироксенита – 173 ± 6 и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = = 0,7062 ± 0,0003. Разница в возрасте лежит в пределах ошибки измерений и может оказаться незначимой. Можно утверждать только, что общая длительность формирования комплекса не превышает 5 млн лет.

Характерно, что все разности пород имеют сходное начальное отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = ~0,7063. Это означает, что все породы Гораб-Келасурского интрузивного комплекса образовались практически единовременно и имели общее исходное вещество. Само по себе изотопное отношение 0,706 скорее всего характеризует смесь исходно мантийного и корового вещества с преобладанием первого. Начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в образцах глинистых сланцев и алевролитов нижней юры лежали в пределах 0,7089–0,7094, а в порфиритах байосской толщи – 0,7052. Вероятнее всего, в качестве исходного материала интрузивного комплекса выступали вулканогенные породы байосса, которые сами, видимо, еще на стадии расплава были заражены в небольшой степени коровым материалом. Приведенные данные позволяют утверждать, что породы древнего кристаллического фундамента не играли существенной роли в формировании вещественного состава юрских вулканогенных и интрузивных пород. В качестве поставщика корового стронция могла выступать морская вода. В среднеюрской морской воде отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7067÷0,7069 [Veizer et al., 1999].

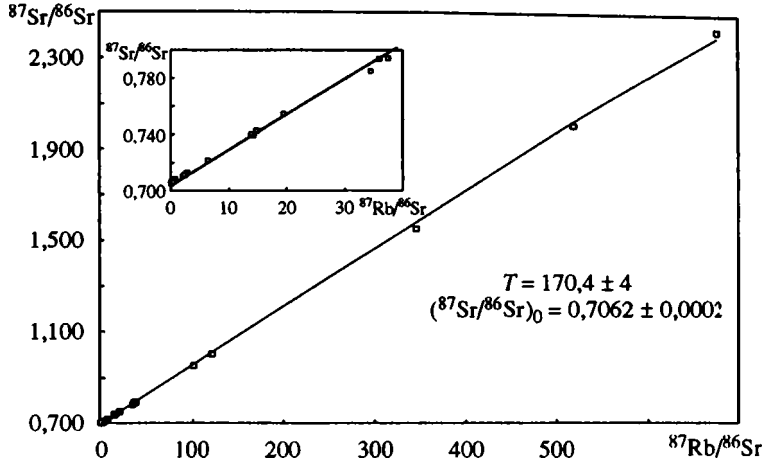


Рис. 4.4.9. Изохронная диаграмма для различных пород Келасурского массива
На врезке показана часть аппроксимирующей прямой вне пределов видимости биотитов. Расположение точек ясно показывает, что все породы массива образовались практически одновременно из общего, единого по своему вещественному составу источника

Влияние корового вещества при формировании пород Келасурского массива хорошо видно по изотопному составу неодима. В двух образцах гранита, в габбро и аплите значения (εNd)T лежали в пределах (–4,4)–(–5,6) [Vinogradov, Chernyshev, 1991]. Они определенно указывают, во-первых, на общность материала пород кислого и основного состава и, во-вторых, что материал этот представлял смесь мантийного и корового осадочного терригенного вещества.

Значения $\delta^{18}O$ для большей части образцов лежат в пределах 7–12‰, в редких случаях опускаясь до 4‰. При этом породы и основного и кислого состава обычно имеют одинаково высокие значения $\delta^{18}O$. Эти данные тоже свидетельствуют об участии вещества осадочного цикла в формировании магматических пород, и наиболее вероятным механизмом такого участия были процессы флюидного взаимодействия [Pokrovsky et al., 1991]. В качестве флюидов могли выступать и морские, и атмосферные воды или их смесь.

Таким образом, изученные изотопные системы Гораб-Келасурского интрузивного комплекса приводят к довольно определенным выводам. Во-первых, весь набор пород от ультраосновных (пироксениты) до ультракислых (аляскиты) образовался в единый короткий интервал времени из некоего единого исходного вещества. В составе последнего безусловно участвовало вещество осадочных толщ, но определяющее значение имели вулканические породы типа байосской порфиритовой серии Южного склона Большого Кавказа. Все преобразования и формирование пород разных петрографических типов были связаны, видимо, с взаимодействием флюид–порода. Именно в ходе такого взаимодействия в стадию метасоматических преобразований пород и возможного их вторичного плавления вовлекалось вещество осадочного чехла.

Главный гранитный пояс Южного Урала. Восточно-Уральское поднятие выделяется среди других структурных элементов Урала обилием крупных гранитных массивов и являет собой классический пример массовой гранитизации. В нашей общей работе (Виноградов, Горожанин и Щербаков), которая по вине авторов так и не была опубликована, С.А. Щербаков написал, что главной особенностью, определяющей своеобразие геологического строения Восточно-Уральского поднятия, является наличие меридионально простирающихся цепей брахиформных антиклинальных структур. Докембрийские ядра этих структур прорваны гранитои-

дами преимущественно позднепалеозойского возраста. Они окаймляются метаморфизованными породами палеозоя и тесно ассоциирующими с ними ультрабазит-габбровыми комплексами. Метаморфические породы играют важнейшую роль в структуре поднятия, поскольку они участвуют в строении ядерных частей таких антиклинальных структур и, вероятнее всего, являются фундаментом для палеозойских разрезов "уралид".

Отсюда должно было бы следовать, что материал древних, допалеозойских пород мог явиться основой для образования комплексов гранитных пород. Допалеозойский возраст метаморфитов Южного Урала неоднократно фиксировался U–Pb методом по цирконам. Однако цирконометрия метаморфических пород не всегда определяет время их образования. Циркон, как один из наиболее устойчивых минералов, может сохранять изотопные метки, связанные с его предысторией и, соответственно, давать "завышенный" возраст. Мы выполнили работу по метаморфитам в пределах Суундукского гранитоидного массива Южного Урала [Виноградов, 2000]. Sm–Nd возраст оказался равным 460 млн лет. Нижнепалеозойские события обычны для Урала. Подобные датировки отражают начало деструкции континентальной земной коры и зарождение Уральского палеоокеана [Крамм и др., 1993; Чернышев и др., 1987; Kramm et al., 1983]. Ю.Д. Панков [1990] связывает их с этапом базальтового магматизма, что хорошо согласуется со значением $\varepsilon Nd(T)$, примерно +4, которое показывает, что метаморфическим (и метасоматическим) преобразованиям подверглись породы основного состава.

Rb–Sr определения фиксируют в тех же породах возраст около 260 млн лет, – тоже обычный для истории геологического развития Урала. Самые низкие первичные изотопные отношения стронция – около 0,704–0,705 – указывают на исходно основной состав метаморфизуемых пород. Подобные низкие начальные изотопные отношения стронция зафиксированы нами в гранитоидах Суундукского массива и известны по литературным данным для многих гранитоидных массивов Восточно-Уральского поднятия [Богатов, 1998; Горожанин и др., 1999; Иванов и др., 1995; Ронкин, 1989; Шатагин и др., 1998].

Изученные нами комплексы гранитоидов Суундукского массива разбиваются на три возрастные группы – 450±30 (верхний ордовик), 350±20 (нижний карбон) и 270±20 (пермь) млн лет (таблица). Эти возрастные группы очень близки осредненным возрастам этапов метаморфизма и гранитизации в пределах Восточного склона Урала и довольно хорошо согласуются с главными этапами вулканической деятельности на Урале. Все эти данные определенно свидетельствуют, что метаморфизм и гранитоидный магматизм Южного Урала являют собой в основном новообразованный в палеозойское время материал континентальной коры.

Результаты изотопно-геохронологического датирования пород Суундукского массива Восточно-Уральского поднятия

Место взятия и характер образцов	Rb–Sr возраст, млн лет	СКВО	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$
Башкирово-Дольский плутон, валовые пробы и монофракции	430±20	10	0,7073±0,0016
Бутакский комплекс, валовые пробы	350±11	1	0,7055±0,0005
Амурский комплекс, валовые пробы и монофракции	270±10	7	0,7054±0,0005
Гнейсы, монофракции	264±20	12	0,7044±0,0013
	223±11	4	0,7061±0,0008

Континентализации подверглись породы океанической коры или продукты основного вулканизма. Существовавшая до момента спрединга континентальная кора не оказала существенного материального влияния на процессы метаморфизма и гранитизации. О роли флюидов в этих процессах можно только догадываться, опираясь на описанные выше аналогии по более молодым объектам.

Изложенный материал, который конечно не охватывает все детали сложнейшей проблемы вещественной эволюции земных оболочек, позволяет сделать следующие выводы:

– Вертикальная аккреция осуществляется за счет наращивания новых порций сиалического метериала. Принципиально важно, что континентализации подвергаются породы океанической коры в условиях океанического дна и островов. Главным процессом континентализации оказывается взаимодействие вода–порода, а главным механизмом – термальная конвекция океанических вод. Эквивалентный раскислению пород симатический материал поглощается океанической водой и частично идет на повышение основности базальтового вещества.

– Океан является главным фактором, буфером, регулирующим общий объем вещества сиалической коры. Этот объем постоянен во времени, и наращивание вещества сиалической коры в одном месте сопровождается его океанизацией в другом.

– Гранитизация в результате анатексиса переводит сиалический материал из одной формы в другую, не увеличивая его общего количества.

– Процессы спрединга и вулканизма в пределах континентальных блоков, равно как и общее тепловое поле Земли, формируют циркуляционные системы пресных атмосферных или соленых подземных вод. Под их влиянием в условиях континентальной коры тоже могут возникать новые объемы сиалического вещества. Как правило, при этом частично захватывается ранее образованное вещество континентальной коры. Эквивалентное количество симатического вещества отчасти выносится с континентальным стоком, отчасти может идти на образование пород ультраосновного состава или идет на процессы доломитизации известняков, хлоритизации и т.п. Неизмененное или слабоизмененное мантийное вещество, добавляясь в континентальную кору, увеличивает ее основность и мощность, но не переводит в разряд океанической.

– Главный энергетический фактор вертикальной аккреции – общее тепловое поле Земли и локальные очаги подъема мантийных магм базальтового состава. Таким образом, в целом поверхностный процесс вертикальной аккреции связан с активностью глубинных недр планеты. Изучение закономерностей пространственных проявлений мантийного магматизма и вулканизма – наиболее значимая задача ближайших десятилетий.

– Существующие или предполагаемые механизмы формирования сиалического слоя проявляются в условиях вещественного взаимодействия различных земных оболочек. В первую очередь речь идет о взаимодействии мафической и сиалической оболочек с участием гидросферы. Можно предполагать, что в этом процессе значительная роль принадлежит также биосфере, что требует специального изучения. В этом взаимодействии земных оболочек и состоит существо процессов вертикальной аккреции.

ЧАСТЬ ПЯТАЯ

ПОНЯТИЕ "КОНСОЛИДИРОВАННАЯ КОРА", ПРИРОДА ЕЕ ГРАНИЦ И ЯВЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ АККРЕЦИИ

Материалы и рассуждения, приведенные в предыдущих разделах, заставляют обратиться к вопросу, который непосредственно связан с проблемой вертикальной аккреции, но трактовка которого неоднозначна. Вопрос этот касается определения понятия "консолидированная кора" и природы ее границ.

Понятие "земная кора" получило право на существование в 1909 г., после открытия югославским геофизиком Мохоровичичем знаменитого раздела "М", и принято считать, что "земная кора" включает все осадочные и кристаллические породы, лежащие выше поверхности Мохоровичича. Несколько позднее появилось представление о консолидированной земной коре, как о самостоятельной геологической оболочке. Оно связано, по-видимому, с работами Э. Аргана. Арган называл породы фундамента "отвердевшими" (фр. – indurées), поскольку в результате сложной геологической истории и структурно-вещественных перестроек они потеряли способность подвергаться складчатым деформациям. Затем Ж. Гогелем [1969] было показано, что нужно различать "тектонику чехла" (tectonique de la couverture) и "тектонику фундамента" (tectonique du socle), чем была подчеркнута относительная независимость развития кристаллической части земной коры. Г. Штилле [1964] определял консолидированную кору как объемы литосферы, утратившие способность к альпинотипному преобразованию, акцентируя внимание на одном из главных свойств консолидированной коры – невозможности проявления в ней масштабной эпидермальной тектоники.

Бытует множество определений понятия "фундамент" и "консолидированная кора". Они столь многочисленны и разнообразны [Тектоника..., 1976], что перечислить или даже кратко упомянуть основные из них нет никакой возможности. Но, при всем различии, они содержат нечто общее. "Консолидированная кора" понимается как оболочка, имеющая подошву и кровлю, претерпевшая (частично или полностью) складчатость, метаморфизм и гранитизацию и отличающаяся по вещественному составу, строению и физическим параметрам от перекрывающих (плитный чехол) и подстилающих (породы верхней мантии) образований литосферы.

Главным свойством консолидированной коры принято считать наличие гранитно-метаморфического слоя [Хаин, Ломизе, 1995], но специальные исследования последних лет ([Леонов М., 1993, 1997] и многие другие) выявили, что в процессе консолидации горные породы приобретают структурно-реологические свойства, отражающие способность пород к объемному тектоническому течению в твердом состоянии или к реидной деформации. Этот факт имеет принципиальное значение, так как определяет консолидированную кору не только как вещественную оболочку, но и как оболочку, имеющую специфическую петроструктурно-реологическую характеристику, что, кстати, отражено в высказываниях Э. Аргана, Ж. Гогеля и Г. Штилле .

Тем не менее вплоть до настоящего времени проблема консолидированной коры содержит много неясностей и противоречий, касающихся как содержания

самого понятия, так и конкретных геологических интерпретаций. В частности, споры вызывает вопрос о принципах выделения и природе верхней и нижней границ консолидированной коры. Вопрос этот весьма существенен, так как нижняя (раздел М) и верхняя (раздел "фундамент–чехол") границы – это главные разделы литосферы, имеющие глобальное значение.

Нижняя граница определяется на основании геофизических данных и совпадает с опорной преломляющей границей первого рода (границей М), ниже которой располагаются породы верхней мантии. В работах Ю.Г. Леонова [Леонов Ю., 1991, 1993, 1994, 1997; Леонов Ю., Перфильев, 1999, 2000] показано, что граница М может менять свое положение в вертикальном разрезе земной коры, является гетерохронной и, очевидно, зависит от интенсивности и характера структурно-вещественных преобразований пород нижней коры, способствующих ее вертикальной аккреции. Выводы о пространственно-временно́й миграции раздела кора–мантия, связанной с процессом вертикальной аккреции, находят подтверждение и в анализе вещественной эволюции мантийного и корового вещества (см. гл. 3.4).

Верхняя граница консолидированной коры устанавливается по подошве дискретно развитого плитного чехла, или (там, где чехол отсутствует или недоступен для прямого наблюдения) по имеющей глобальное распространение другой опорной преломляющей границе первого рода [Волож и др., 1987; Шлезингер, 1995], которая соответствует разделу фундамент–чехол или разделу литосферы с гидросферно-атмосферным слоем.

Раздел фундамент–чехол наиболее четко отражает временную смену геодинамических режимов развития земной коры (например, складчатая область ⇒ платформа), но решение вопроса о его природе осложнено несколькими обстоятельствами. Среди них: а) двойственность критериев определения границ консолидированной коры; б) сложность геологических взаимоотношений фундамента и чехла, которые со временем (и от места к месту) могут менять свой геологический смысл; в) изменение положения этого раздела в разрезе земной коры в процессе ее эволюции.

Выделение консолидированной коры и проведение ее границ основано на различных принципах [Тектоника..., 1976]. "Формационный" принцип использует историко-геологические критерии. "Структурно-магматический" основан главным образом на выделении этапов тектоно-магматической перестройки. "Физический" (или "геофизический") использует в качестве базы данные о физических параметрах пород и, прежде всего, данные об особенностях прохождения сейсмических волн. Каждый из подходов (первые два чаще всего используются в совокупности) отражает приоритетные для конкретной задачи (!) характеристики строения и (или) эволюции земной коры. Но ни один из них не является универсальным. Применение различных подходов может привести к сходным результатам, однако зачастую итоги исследований сильно различаются.

Так, согласно геофизическим критериям, консолидированная кора, как это было показано выше, – это оболочка, заключенная между опорными преломляющими границами первого рода, которые, по данным геофизиков, прослеживаются практически повсеместно в коре океанов и континентов [Волож и др., 1987]. Опираясь на данные геофизики, и в континентальной, и в океанической литосфере можно выделить некий "слой", расположенный между двумя упомянутыми границами. Но структурно-вещественное и историко-геологическое наполнение этого "геофизического слоя" в океанах и на континентах столь различно (вспомним "гранитный" слой континентальной коры, различное содержание химических элементов и т.п.), что рассматривать его в качестве единой геологической оболочки вряд ли правомерно.

Более того, скоростные и плотностные разрезы коры на континентах и в океанах весьма различны, как различны они и на разных участках этих тектонических

провинций. Это прекрасно сознавал Г. Штилле [1964], который, хотя и придерживался взгляда о существовании океанической консолидированной коры (чего, на наш взгляд, делать бы никак не следовало!), все же различал сиалическую консолидированную кору и симатическую консолидированную кору, которые имеют различные состав, структуру, механизм и историю формирования.

Согласно наиболее распространенной точке зрения [Тектоника..., 1976; Хаин, Ломизе, 1995], консолидированная кора – это кора, включающая в той или иной степени развитый гранитно-метаморфический слой (сиаль), т.е. настоящая консолидированная кора – это кора континентальная. Соответствующие ей по положению между упомянутыми границами первого рода объемы литосферы переходных зон названы консолидированной корой переходного типа, а океанов – корой, не прошедшей консолидации. Дать название этой оболочке в целом мы затрудняемся, так как в настоящее время нет четких критериев, определяющих структурно-реологические свойства коры океанического типа и ее отдельных слоев.

В геологической литературе часто, особенно в работах, опирающихся на данные геофизики, не делается различий между понятиями "консолидированная кора" и "фундамент". В большинстве случаев такое отождествление правомерно, но все же, как мы увидим, не всегда: имеются ситуации, когда это смещение понятий приводит к недоразумениям. Поэтому понятие "фундамент" обычно используется для обозначения складчато-метаморфического (в той или иной степени гранитизированного) основания конкретных геоструктур с резко выраженным двухъярусным строением (фундамент древних платформ, складчато-метаморфическое основание молодых платформ, фундамент орогенных поясов и пр.), т.е. оно имеет более частный – структурно-региональный – смысл. При этом фундаментом обычно называют верхнюю часть консолидированного слоя, располагающегося непосредственно под образованиями более верхнего (чаще всего плитного) структурного этажа. В соответствии с этим термин "фундамент" имеет множество синонимов и близких по смыслу терминов (консолидированная кора, кристаллический фундамент, кристаллическое основание, складчатое основание, цоколь, субстрат, нижний ярус и пр. и пр.).

Таким образом, понятия "консолидированная кора" и "фундамент", хотя и имеют некоторые различия в понимании и в употреблении и не являются строгими синонимами, заменяют и дополняют друг друга, а их взаимопроникновение вполне оправдывает употребление обоих терминов. Но при этом нужно помнить, что фундамент – это верхняя часть консолидированного слоя, непосредственно примыкающая к плитному чехлу или непосредственно контактирующая с гидро-атмосферной оболочкой. Добавим, что понятие "фундамент" не подразумевает определения его нижней границы.

Породы консолидированной коры по латерали меняют свой стратиграфический объем, а кровля и подошва консолидированной коры гетерохронны и имеют в разных геоструктурах различные природу и возраст [Леонов Ю., Перфильев, 1999; Шлезингер, 1995]. Границы консолидированной коры, определяемые на основании скоростных свойств горных пород, не всегда совпадают с историко-геологической (формационной) сменой породных комплексов; между фундаментом и чехлом часто фиксируются тела с "промежуточными" скоростными характеристиками, что дало повод к выделению "промежуточного" слоя и двух разновидностей фундамента: складчатого ("технического") и кристаллического (консолидированной коры) [Шлезингер, 1974, 1995].

Равным образом, и на границе верхней мантии и нижней коры выделяются объемы пород с "промежуточными" геофизическими характеристиками. Геологическое (структурно-вещественное) выполнение этих "промежуточных" комплексов исследовано недостаточно: сведения по этим вопросам фрагментарны, разбро-

саны по различным публикациям и не стали предметом специального анализа. В то же время современные данные по глубинному строению континентов, а также по геологии докембрийских массивов и подвижных зон неогея позволяют рассмотреть вопрос о природе границ консолидированной коры в контексте проблемы вертикальной аккреции.

В ряде глав этой книги (см. гл. 3.3, 3,4, 4,3, 4.4) показано, что при определенных условиях структурные и вещественные преобразования могут происходить в различных комплексах и на различных уровнях кристаллического фундамента и осадочного чехла. При интенсивности этих процессов, превосходящей некоторые пороговые значения, происходит радикальное изменение петрофизических и реологических свойств горных пород. Это приводит к "вертикальной аккреции", т.е. к переходу пород из одной оболочки, к которой они принадлежали по условиям своего формирования, в другую, которой они соответствуют с точки зрения их новых физических характеристик. Аналогичные процессы происходят в области нижней и верхней границ консолидированной коры.

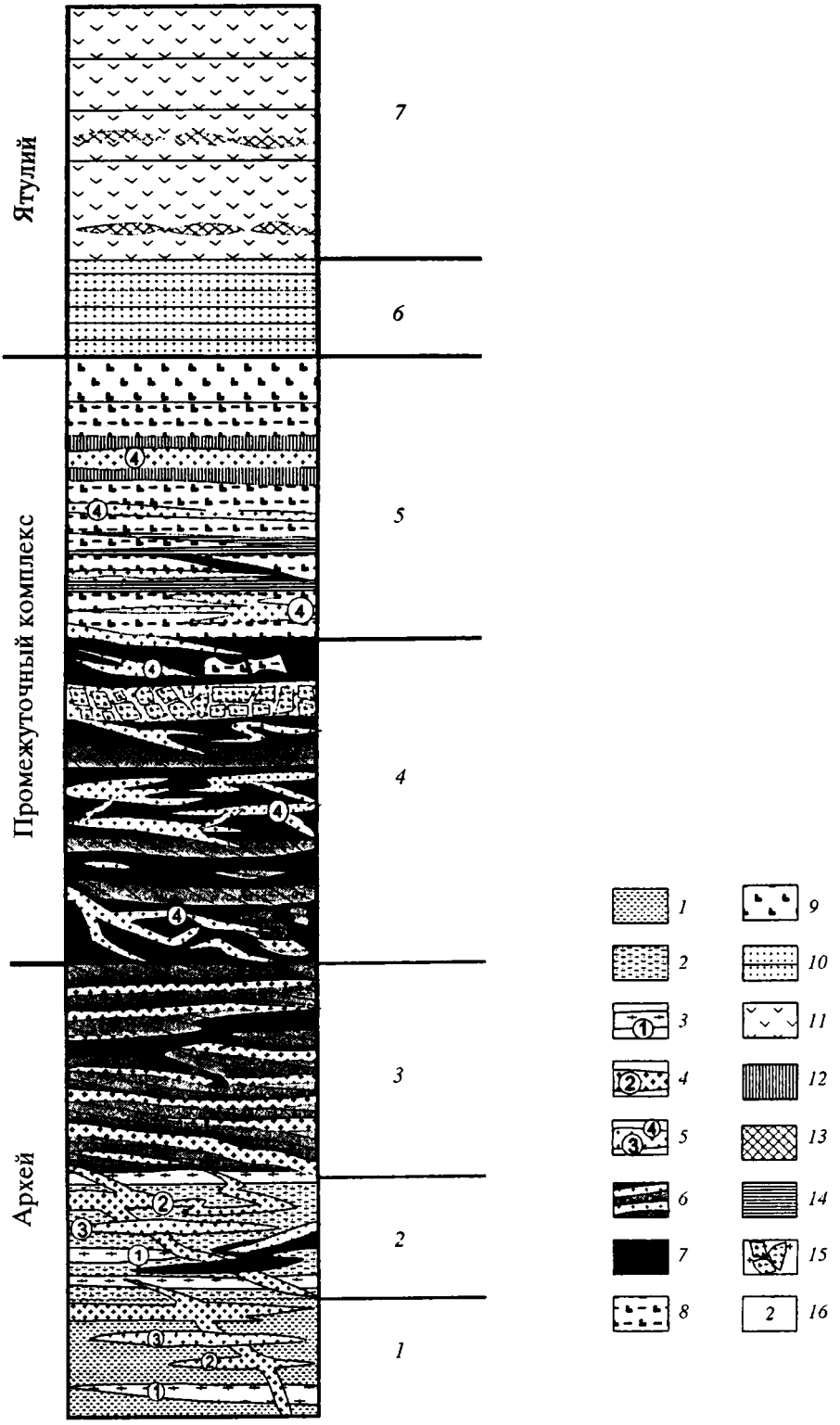
Процессы вертикальной аккреции на верхнем уровне консолидированной коры

На верхних уровнях коры наиболее распространенным видом вертикальной аккреции является переход пород осадочного чехла в состав фундамента или консолидированной коры. Существенно, что представления об этой трансформации основаны не на умозрительных соображениях или косвенных данных, но доказываются прямыми геологическими наблюдениями.

Данные по глубинному строению корового слоя континентов, а также геологии докембрия и подвижных зон неогея (Карельский массив, Камчатка, Тянь-Шань), которые были приведены в гл. 3.3, дали возможность наметить некоторые закономерности структурно-вещественной эволюции горных масс, имеющие принципиальное значение для рассматриваемого круга проблем и позволяющие говорить о факторах, которые, с одной стороны, определяют природу "промежуточных" комплексов и раздела "консолидированная кора–чехол", а с другой – затрудняют его идентификацию в разрезе земной коры. Прежде всего, речь идет о миграции в вертикальном разрезе земной коры петроструктурно-реологического раздела фундамент–чехол, т.е. о смещении верхней границы консолидированного слоя и вхождении в его состав нижних горизонтов вулканогенно-осадочного чехла. При этом, как подчеркивалось, происходит переход пород из одной оболочки, к которой они принадлежали по условиям своего формирования, в другую, которой они соответствуют с точки зрения их физических характеристик.

Явление это широко распространено на Карельском массиве, на Камчатке, в Южном Тянь-Шане (см. гл. 3.3). Приведем краткое описание еще некоторых примеров.

В районе оз. Сегозеро нами изучены взаимоотношения фундамента и проточехольного комплекса Карельского массива [Леонов М. и др., 2000]. В изученном разрезе (рис. 5.1) выделены три породных комплекса, каждому из которых свойственны свои особенности состава, структуры и вторичных преобразований. Нижний комплекс представлен гранито-гнейсами и мигматит-гранитами архейского возраста (слои 1–3); верхний комплекс (слои 6, 7) сложен метаосадочными (кварциты) и метавулканогенными породами нижнепротерозойского (ятулийского) проточехольного комплекса. В пограничной зоне между гранито-гнейсами архея и ятулийскими отложениями развит "промежуточный" комплекс, представленный сложным сочетанием различных типов пород, включающих образования архейского


Ятулий
Промежуточный комплекс
Архей
7
6
5
4
3
2
1
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
2
16

фундамента, а также многочисленные тела (силлы, дайки, жилы) пород основного, среднего и кислого состава (слои 4, 5). Промежуточный комплекс включает в себя переработанные и гранитизированные породы первично гранитного (саамского) и зеленокаменного (возможно, лопийского?) фундамента и нижние горизонты ятулийского проточехла.

Приконтактовая часть системы фундамент–чехол пронизана многочисленными дайками и телами основного состава, которые первично представляли собой диабазовые порфириты и габбро-диабазы. Дайковый комплекс основных пород насыщает образования фундамента с нарастающей интенсивностью по мере приближения к границе с чехольным комплексом. Породы такого состава характерны для ятулийского разреза и, в частности, слагают крупные субслойные силлы внутри осадочно-вулканогенного разреза ятулия. Один из таких габбро-диабазовых силлов развит в районе оз. Сегозеро и приурочен к контакту архейского основания и вышележащего протерозойского чехла [Светов, 1972]. Можно полагать, что наблюдаемые тела габбро-диабазов в районе исследования являются апофизами этого крупного силла, который внедрился в ослабленную зону контакта, о чем свидетельствует, в частности, положение дайковых тел, субпараллельное поверхности фундамента. Ятулийский возраст силлово-дайкового комплекса подтверждается сходством его первичного состава с габбро-диабазовыми силлами ятулия, а также наличием в нем ксенолитов гранито-гнейсов.

Гранито-гнейсы и дайковый комплекс прорваны многочисленными аплитовыми жилами более поздних генераций. При этом породы фундамента подверглись реоморфизму, а породы дайкового комплекса – брекчированию и пропитке палингенными гранитами, метаморфической дифференциации и рекристаллизации, метасоматозу и гранитизации. Это привело к формированию метаморфогенного тектоно-магматического меланжа – переходной зоны, в пределах которой составы пород различных комплексов в значительной мере изменены процессами гранитизации и реоморфизма и смещены в сторону гранитоидного состава. Вторичная вещественная переработка происходила синхронно с деформацией горных пород, что подчеркивается четкой тектонической ориентировкой минеральных зерен и их агрегатов, значительной части мигматитовых жил и минерализованных трещин. Структурно-вещественная перестройка захватила толщи пород чехла и фундамента, а также внедрившегося вдоль контакта силлово-дайкового комплекса. Все породы испытали пластическую и хрупко-пластическую деформации сдвига (в механическом смысле), в результате которой сформировались проникающая новообразованная гнейсовидность и сланцеватость.

Стиль вещественной и структурной переработки пород фундамента, промежуточного комплекса и чехла различен. В породах фундамента и толще тектоно-магматического меланжа преобладают процессы гранитизации и метасоматоза, тогда как в заведомо проточехольном комплексе развиваются метаморфические минералы зеленосланцевой фации. В первом случае формируются гнейсовидные структуры,



Рис. 5.1. Схематический разрез "промежуточного" комплекса на границе архейского фундамента и протоплатформенного чехла (район оз. Сегозеро, Карелия), по: [Леонов М. и др., 2000]

1 – амфибол-биотитовые гранито-гнейсы; *2* – бластомилонитизированные и хлоритизированные гранито-гнейсы; *3* – послойные мигматиты первой генерации; *4* – мигматит-артериты второй генерации; *5* – жилы мигматитов третьей и четвертой генераций; *6* – мигматит-граниты (перекристаллизованные и ремобилизованные мигматиты первой и второй генераций); *7* – кварц-полевошпат-биотитовые породы (гранитизированные диабазовые порфириты); *8* – гранитизированные габбро-диабазы; *9* – слабоизмененные габбро-диабазы; *10* – ятулийские кварцито-песчаники; *11* – ятулийские метавулканиты; *12* – вторичные кварциты; *13* – эпидозиты; *14* – бластокатаклазиты и бластомилониты; *15* – агматиты; *16* – номер горизонта. Горизонты *4* и *5* – область внедрения силлового и дайкового комплексов, реоморфизма, метасоматоза, гранитизации и бластомилонитизации

бластомилонитовые и флазерные текстуры, возникает тонкая метаморфическая полосчатость и сегрегация вещества на лейкосомовую и меланосомовую части. В породах проточехла развивается тонкая сланцеватость, будинаж, межслоевое проскальзывание, субслойный или косоориентированный (под углом 10–20°) к плоскостям напластования кливаж.

Несмотря на различный характер проявления структурно-вещественной переработки горных пород фундамента, "промежуточного комплекса" и отложений проточехла, четко прослеживается и их общность. Она выражена, прежде всего, в совпадении ориентировки линейных и плоскостных структурных элементов: минеральной линейности, сланцеватости и гнейсовидности, зон рассланцевания и будинажа, положении жилок кварца и поздних мигматитов. Это подтверждается и сходным положением полюсов плоскостных структурных элементов ятулийских вулканогенно-осадочных пород, архейских гнейсов и габбро-диабазов "промежуточного комплекса".

Сходство тектонической ориентировки гнейсовидности архейских пород и плоскостных структур протерозойских комплексов объясняется унаследованностью развития, когда сформировавшаяся ранее анизотропная структура комплекса основания реагировала на новые тектонические напряжения ремобилизацией уже имеющихся неоднородностей (гнейсовидности). Не исключено, что ранние архейские структуры были при этом переорентированы, но также вероятно и их детерминирующее воздействие на распределение полей напряжений и формирование, в этом смысле, отраженных от ранней анизотропии протерозойских структур. Фактический материал позволяет допустить сочетание этих двух вариантов.

Структурно-вещественные преобразования, обусловившие формирование единого для всех комплексов структурного плана, связаны, по-видимому, со свекофеннским этапом тектоно-магматической активизации, так как процессы метасоматоза и гранитизации захватывают породы первичного гранитно-метаморфического фундамента, лопийские (?) зеленокаменные образования и ятулийские вулканогенно-осадочные отложения. Об этом, в частности, свидетельствуют и данные по абсолютному возрасту [Харитонов, 1938, 1963]: возраст серицита из кварцитов (1870 млн лет) близок к возрасту биотита (1800–1830 млн лет) из пород, подстилающих ятулийские отложения. Такой же возраст (1850 млн лет) имеет биотит из миндалин в диабазах ятулия. Наконец, граниты, прорывающие карельские диабазы, имеют возраст 1740 млн лет. Сходный абсолютный возраст имеют и лейсты метаморфогенного биотита из пород фундамента и чехольного комплекса (1960–1710 млн лет) [Светов, 1972]. Такое совпадение возрастов слюд в различных комплексах свидетельствует о значительных объемах пород фундамента и проточехла, принимавших участие в свекофеннской активизации. Отмеченная выше структурная гомогенизация разновозрастных комплексов нашла отражение и в нивелировке изотопных систем.

С определенной долей условности можно выделить несколько последовательных стадий чрезвычайно длительной структурно-вещественной перестройки рассмотренных выше комплексов пород.

I стадия. Внедрение габбро-диабазовых силлов в ослабленную область на границе фундамента и чехла в регионе произошло в среднем ятулии [Лобач-Жученко, 1977] и, по-видимому, могло быть связано с процессом конседиментационного роста складок на фоне общей повышенной проницаемости земной коры в регионе. В результате этого в апикальных частях антиклиналей, – а именно к этим структурам приурочены силлы габбро-диабазов [Лобач-Жученко, 1977], – возникли зоны пластового отслаивания и тектонического проскальзывания, которые служили проводящими каналами и вместилищем магматического материала.

II стадия. Внедрение силлов обусловило повышение температуры, образование областей пластового отслаивания, понижение давления (декомпрессию) и "всасывание" флюидов (в том числе – водных). В результате были созданы предпосылки для процессов реоморфизма, которые нашли отражение в твердофазной перекристаллизации, локальном селективном плавлении, мигматизации и формировании палингенных гранитоидных жил, протекающих в условиях пластического течения. Совокупное воздействие этих процессов обусловило развитие метасоматического замещения и общей гранитизации пород. Вместе с тем, следов значительного плавления и палингенеза в данном разрезе не наблюдается, что свидетельствует о достаточно низких температурах – факт, установленный и ранее [Лобач-Жученко, 1977]. По-видимому, фоновые условия соответствовали зеленосланцевой фации метаморфизма, о чем свидетельствуют метаморфические минеральные ассоциации протерозойских комплексов и сингенетичные им диафториты (хлоритизированные гнейсы) архейского фундамента. Появление же малых объемов гранитоидных выплавок, способствующих понижению вязкости среды, можно объяснить декомпрессионным эффектом, благоприятным флюидным режимом и механохимической активацией в условиях пластических деформаций.

Возникновение новообразованных гранито-гнейсовых объемов и отжим гранитоидного материала в замковые части антиклиналей – характерный процесс для метаморфических реоморфизованных толщ докембрия и установлен, в частности, для протерозойских толщ Южного Уралтау в Казахстане [Павлова, 1960]. По данным Г.В. Ициксона [1970], процесс калиево-кремниевого метасоматоза, реальные следы которого фиксируются в описанном разрезе, практически всегда связан с условиями, благоприятными для проявления пластических деформаций, в частности с текучестью горных пород в условиях растяжения.

III стадия. Возникновение поздних сколов, подновление сланцеватости в результате продолжающегося пластического течения, эпидотизация и окварцевание.

Стадии эти весьма условны и являются составными частями единого длительного процесса структурно-магматической и метаморфической переработки наиболее ослабленной зоны разреза земной коры региона, а именно, пограничной области, включающей верхнюю часть фундамента и нижнюю часть вулканогенно-осадочного проточехла. В наиболее интенсивной форме структурно-вещественные преобразования развивались, по-видимому, в процессе свекофеннского этапа тектонометаморфической ремобилизации Карельского массива, подтверждением чему является соответствие структурных ориентировок данного района общему структурному плану свекофеннских тектонических элементов Онежско-Сегозерского региона в целом [Сыстра, 1991].

Аналогичные процессы структурно-вещественных преобразований на границе фундамента и чехла установлены и в других местах Карельского региона [Свириденко, 1980], в частности, в бассейне р. Лижма [Лобач-Жученко, 1977]. Следствием этого является формирование "промежуточного" комплекса – тектоно-магматического меланжа, имеющего петроструктурные и реологические свойства фундамента. Данный новообразованный объем пород составляет реальное приращение кристаллического цоколя и отражает процесс вертикального разрастания (аккретирования) гранитно-метаморфического слоя. Данное явление стоит в одном ряду с явлением гранитизации и мигматизации нижних горизонтов протерозойского вулканогенно-осадочного чехла, которое установлено, в частности, для Северо-Карельской зоны [Этапы..., 1973], но отражает в данном случае незавершенный процесс: структурно-вещественные преобразования концентрируются на границе фундамента и проточехла, но в пределы последнего проникают лишь в слабой форме.

В данном примере нужно отметить единство деформации, внедрения силлов и гранитизации (сиализации). Г. Листер и С. Болдуин [Lister, Baldwin, 1993] предложили

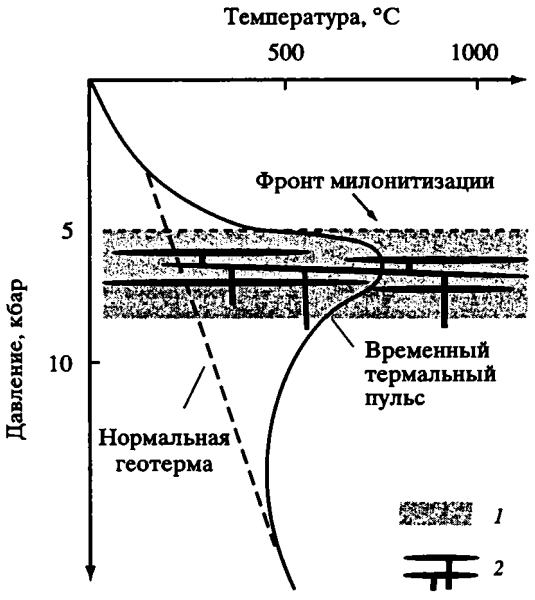


Рис. 5.2. Модель образования термальной аномалии в зоне внедрения силлов нескольких генераций, по: [Lister, Baldwin, 1993]

1 – термальный ореол; *2* – внедрившиеся силлы и дайки. Пояснения см. в тексте

модель, отражающую связь процессов деформации и метаморфизма с внедрением магматических тел (рис. 5.2) и образованием термальной аномалии. Эта модель достаточно хорошо согласуется с данными о геологическом строении и структурно-вещественной эволюции горных масс района оз. Сегозеро. Отметим, что в пределах Карельского массива процесс становления новых объемов гранитно-метаморфического слоя неоднократно возобновлялся. Он был приурочен к завершающим этапам ребольского, селецкого и свекофеннского тектогенезов [Свириденко, 1980; Лобач-Жученко, 1977]. В результате происходило неоднократное смещение физической (петроструктурно-реологической) границы фундамент–чехол вверх по разрезу земной коры, т.е. ее вертикальная аккреция.

Сходные процессы описаны в Осевой зоне Пиренеев [Руттен, 1972; Guitard, 1959], где метаморфические и метасоматические процессы, связанные с гранитизацией и кратонизацией, захватывают осадочные серии от верхнего докембрия до девона (рис. 5.3). Несмотря на наличие срыва вдоль подошвы силурийских сланцев, миграция фронта гранитизации и смещение по разрезу физической (петроструктурно-реологической) границы четко устанавливается. В результате первичный раздел фундамент–чехол затушевывается и более "молодой" раздел возникает на более высоком уровне коры.

Интересные данные, касающиеся рассматриваемого вопроса, приведены Е.В. Скляровым, А.М. Мазукабзовым и А.И. Мельниковым [1997] по комплексам метаморфических ядер района Забайкалья (рис. 5.4). Не вдаваясь в подробности, – они изложены в упомянутой монографии – отметим, что и здесь главное – это вертикальное приращение петроструктурно-реологического фундамента за счет комплекса преобразований на границе фундамент–чехол, смещение физической границы консолидированного слоя вверх по разрезу земной коры и вхождение нижних горизонтов осадочного чехла в состав "физического" фундамента.

При процессе вертикального аккретирования в результате неравномерности проявления метаморфизма и метасоматоза возникает латеральная неоднородность корового слоя и верхняя граница консолидированного слоя становится скользящей по разрезу земной коры. Это явление создает значительные трудности при восстановлении последовательности геологических событий, а также при определении положения и возраста границы фундамент–чехол. Применение метода "зонографии", сущность которого заключается в раздельном картировании метаморфических и метасоматических серий с последующей их корреляцией, позволило [Jung, Roques, 1952] выявить на Центральном Французском массиве, в горах Монтань-Нуар и Вогезах миграцию в пространстве фронта гранитизации и секущее по отношению

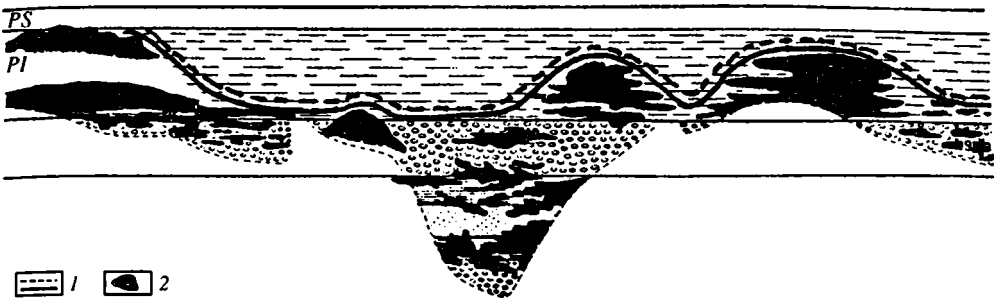


Рис. 5.3. Положение границы консолидированной коры после варисской гранитизации, по: [Guitard, 1959]

1 – граница консолидированной коры; *2* – граниты. Pl – нижний полеозой; PS – верхний полеозой

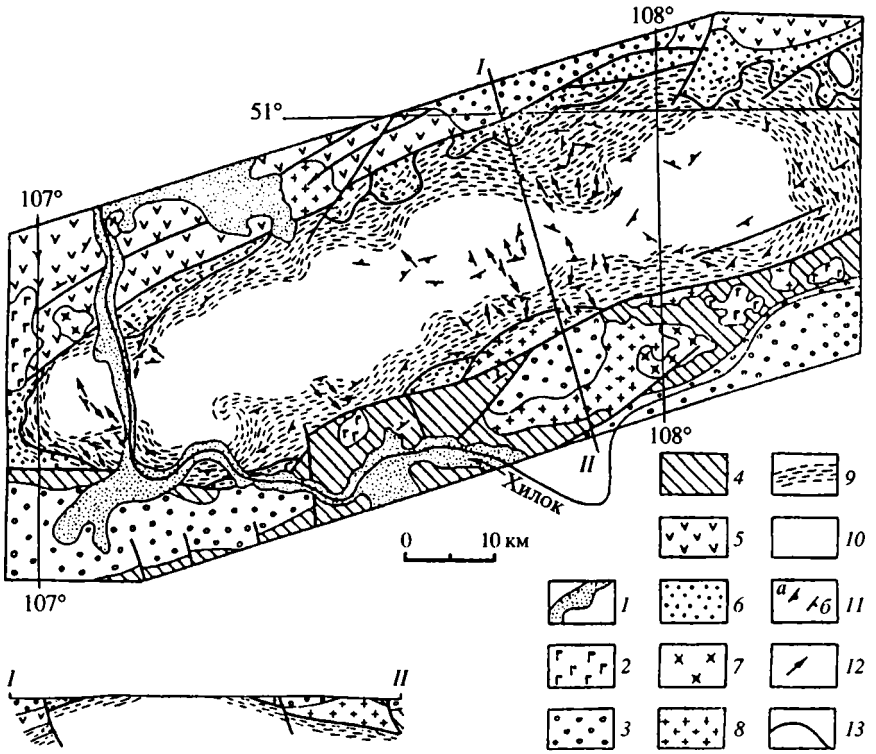


Рис. 5.4. Схема геологического строения Заганского поднятия [Скляров и др., 1997]

1 – четвертичные осадки; *2* – раннемеловые базальты; *3* – гусиноозерская свита, нижний мел; *4* – хилокская свита, верхняя юра–нижний мел; *5* – вулканиты среднего состава, средний–верхний триас; *6* – терригенно-вулканогенные образования, нерасчлененные; *7* – граносиениты, верхний палеозой; *8* – граниты, верхний палеозой; *9* – динамометаморфизованные разновозрастные образования; *10* – гранодиориты, граниты, верхний палеозой; *11* – элементы залегания: *а* – сланцеватость, *б* – слоистость; *12* – минеральная линейность; *13* – разломы

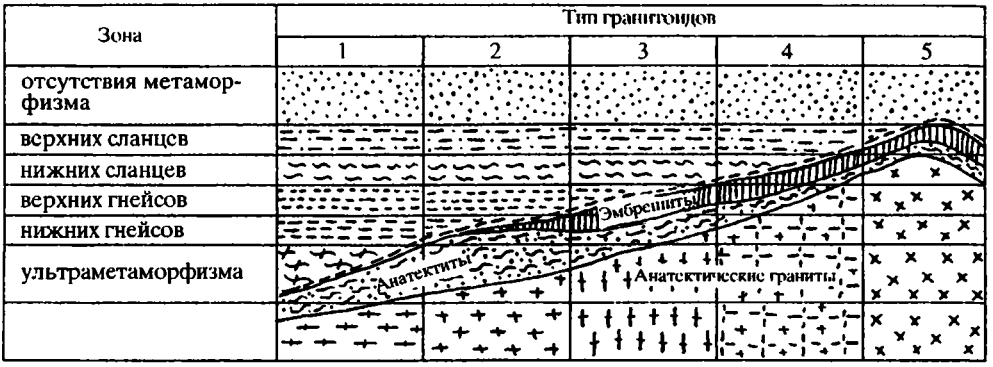


Рис. 5.5. Секущее положение фронта гранитизации (верхней границы консолидированной коры) по отношению к зональным метаморфическим сериям Центрально-Французского массива, по: [Руттен, 1972; Jung, Roques, 1952]

1–5 – типы гранитоидов

к напластованию положение верхней границы "гранитного" слоя (рис. 5.5). Недоучет этого явления может привести к неправильному пониманию пространственных соотношений фундамента и чехла и к ошибочным представлениям о времени образования раздела между ними.

Во всех приведенных примерах (см. также гл. 3.3) вертикальная миграция раздела фундамент–чехол связана со структурно-вещественными преобразованиями горных пород чехольных комплексов. Осадочные и магматические породы весьма податливы к воздействию процессов, вызывающих их структурно-вещественную перестройку, которая сопровождается метаморфизмом и гранитизацией (сиализацией) в условиях проявления "сквозной кинематики при высоких дифференциальных напряжениях" [Вопросы..., 1961] и реидной деформации. В результате возникают новые объемы метаморфизованных, сиализированных и гранитизированных пород, формирование которых связано как с общим "раскислением" пород фундамента, так и со структурно-метаморфическими преобразованиями чехольного комплекса.

Как мы уже говорили, сущность процесса гранитизации (сиализации) сводится [Кейльман, Паняк, 1979; Летников и др., 2000] к дебазификации исходного вещества, обогащению пород гранитофильными элементами и, в конечном итоге, к появлению массивных гранитов. В результате происходит гомогенизация петроструктурно-реологических параметров фундамента и чехла, затушевывание их первичных взаимоотношений и смещение вверх по разрезу земной коры "физической" границы фундамент–чехол.

Приуроченность этих явлений к границам пород с разными физическими свойствами и к внутренне неоднородным толщам (типа конгломератов, как это описано для Тянь-Шаня и Камчатки) не случайна: реологическая контрастность способствует концентрации и последующей релаксации напряжений сдвига с проявлением процессов метаморфизма, Si–K-метасоматоза и гранитизации. Этот вывод перекликается с данными, что "...гранитизация развивается преимущественно в... рассланцованных и разгнейсованных породах, где гранитизирующие флюиды проникают вдоль деформационных плоскостей" [Летников и др. 2000, с. 5]. Отсюда следует, что раздел фундамент–чехол – это тот аттрактор, который сам по себе предопределяет возможность периодической возобновляемости процесса создания новых объемов консолидированного слоя и дискретно-периодического "перескока" его верхней границы на более высокий гипсометрический уровень.

Данные выводы обоснованы также в гл. 4.3, где показано, что существует еще один мощный процесс, стимулирующий дискретную возобновляемость процесса "континентализации" базитовой коры на границе фундамент–чехол. Это – процесс метаморфогенной инфильтрации (М-инфильтрации) газово-водных флюидов, которая связана с зеленокаменным метаморфизмом и гидротацией базальтоидов и их метаморфических аналогов (гранулитов, гнейсов) и захватывает верхние горизонты гранулит-гнейсовой континентальной или базитовой океанической кор, а также, вероятно, и мощные толщи базальтов, изливающихся на континентах.

М-инфильтрация приводит к сиализации и кратонизации земной коры, проявляясь дискретно во времени и пространстве при наличии относительно мощного осадочного чехла (не менее 2–3 км), в котором развиваются достаточно высокие флюидные давления. Область нисходящей М-инфильтрации может достигать глубин в 8–10 км и более. В континентальных осадочных бассейнах с мощным чехлом и меланократовым основанием с возбуждением такого потока связана активизация тех геологических процессов, которые чувствительны к флюидному и термическому режимам недр (литогенез, тепломассоперенос, механические деформации с проявлением аллотигенного метаморфизма).

Отсюда следуют выводы: 1) основной уровень вещественных преобразований, связанных с действием М-инфильтрации, – это пограничная область фундамент–чехол, т.е. зона действия структурно-реологического аттрактора (что еще раз подчеркивает единство и взаимообусловленность структурных и вещественных преобразований); 2) критическая мощность осадочного чехла и сонахождение (взаимодействие) резко разнородных породных масс (фундамента и чехла; базитов и осадочных пород) являются в совокупности вторым аттрактором процесса сиализации и кратонизации коры. И можно полагать, что совокупность этих двух мощных геологических факторов – структурно-реологического и М-инфильтрационного – делает возможным проявление многофазной, дискретной в пространстве и во времени вертикальной аккреции сиалического корового слоя.

Вертикальная аккреция осуществляется: а) за счет сиализации и гранитизации коры, содержащей базиты или их метаморфические аналоги; б) в результате приращения к относительно древнему фундаменту все новых и новых объемов преобразованного структурно-метаморфическими процессами вулканогенно-осадочного чехла (рис. 5.6). Однако, чтобы не быть неправильно понятым, еще раз подчеркнем, что процесс вертикальной аккреции, связанный со структурно-вещественным

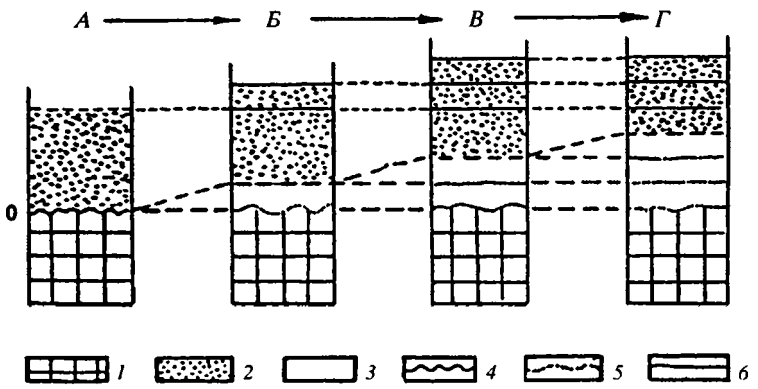


Рис. 5.6. Схема миграции границы "фундамент–чехол" вверх по разрезу земной коры

1 – исходная консолидированная кора; *2* – осадочно-вулканогенный чехол; *3* – новые объемы консолидированного слоя; *4, 5* – поверхности раздела фундамент–чехол, *4* – "первичного", *5* – "промежуточных"; *6* – поверхности напластования. *А–Г* – стадии эволюции

и М-инфильтрационным факторами, проявляется дискретно в пространстве и во времени и только при наличии соответствующих условий (частично описанных выше). Отметим, что оформление "новорожденных" объемов консолидированной коры приводит к нарушению естественной последовательности событий: сначала консолидированная кора, потом чехол. Возможны иные соотношения: консолидированная кора 1-й генерации → чехол → консолидированная кора 2-й генерации (возникшая за счет переработки пород чехла) и т.д. процесс может периодически возобновляться.

Обратим внимание еще на одну сторону проблемы. Существуют различные, часто взаимоисключающие, мнения об источнике гранитофильных компонентов, прежде всего Si, Na, K, редких литофильных элементов и пр. [Летников и др., 1999; Ярошевский, 1986; и др.]. Эта проблема неоднократно упоминалась в этой книге, здесь же заметим, что в контексте наших рассуждений важно не столько то, что является источником растворов и комплиментарных гранитам компонентов, сколько единодушие специалистов в признании реализации этих процессов на границе геохимически и петроструктурно-реологически расслоенных и тектонизированных геологических сред.

Процессы вертикальной аккреции на нижнем уровне консолидированной коры

Процессы, близкие к тому, что происходит в верхних горизонтах коры, если не по конкретным механизмам, то по конечному результату (которым является переход вещества из одной оболочки в другую и наращивание мощности коры) действуют, вероятно, и в низах коры и в зоне границы М. В континентальной и в океанической литосфере зоной их действия является, прежде всего, область раздела М. В континентальной литосфере она отчасти распространяется также на нижние горизонты коры (нижнюю кору). Однако в отличие от верхних горизонтов коры эти уровни практически недоступны для прямого изучения. Поэтому представления о них основаны по большей части на косвенных данных и в той или иной мере гипотетичны. В основном это геофизические (в первую очередь сейсмические и гравиметрические) данные и их геологическая интерпретация, сопоставление с изученными объектами в верхних горизонтах коры и на поверхности, расчетные данные, а также данные моделирования, позволяющие с тем или иным приближением судить о реологических свойствах вещества, особенностях флюидного режима и других параметрах. Реальные геологические объекты, соответствующие этим уровням, на поверхности Земли распространены ограниченно. К ним относятся породы офиолитовой ассоциации, некоторые другие образования, а также ксенолиты с соответствующих глубин.

Можно думать, что предпосылкой, создающей благоприятные условия для проявления процессов, приводящих в итоге к вертикальной аккреции, является подвижность, возможность перемещения, тектонического течения вещества на рассматриваемых глубинах. Действительно, есть свидетельства, хотя и косвенные, того, что в области раздела М и в нижней коре происходит латеральное течение вещества. Оно, вероятно, сопровождается структурными и метаморфическими преобразованиями пород, которые могут изменять физические свойства, определяющие их принадлежность к той или иной оболочке.

Следует, однако, пояснить, что понимается здесь под термином "нижняя кора" и границей М. Под нижней корой в контексте данного исследования понимается так называемая "отражающая нижняя кора", выделяемая по наличию горизонтальных отражающих горизонтов (называемых также рефлекторами). Отражаю-

щая нижняя кора типична для континентальной литосферы, но все же и на континентах она распространена не повсеместно. Она наиболее характерна для областей молодого, но часто и не только молодого, опускания – рифтов и осадочных бассейнов. В океанической литосфере она, как правило, отсутствует [Леонов Ю., Перфильев, 1999]. Каких бы взглядов на природу отражающих горизонтов в нижней коре ни придерживаться, естественно думать, что они свидетельствуют о проявлении некоторых специфических процессов, отличающих данные объемы коры не только от более высоких горизонтов (верхней коры), но также и от тех – "прозрачных" горизонтов нижней коры, в которых отражения отсутствуют.

Раздел М – наиболее четкая граница в континентальной и океанической литосфере, но в выделении ее существует двойственность. С некоторым упрощением, можно считать, что существуют два варианта определения сейсмической границы М: а) по перепаду скорости V_p (от 6,5–7,0 до 7,8–8,0 км/с); в этом случае М выделяется как скоростной раздел, выраженный относительно резкой границей или слоем мощностью в несколько километров; б) по комбинации двух признаков: перепаду скорости (аналогично первому варианту) и наличию отражений. Поскольку эти два признака отражают различные характеристики соответствующих горизонтов и не всегда совмещаются друг с другом, то в качестве критерия границы М может быть принят только один из них. В этом качестве предпочтение отдается скоростной границе, маркирующей изменение свойств или состояния вещества, т.е. первому из указанных вариантов. Подробнее этот вопрос рассмотрен в работе [Леонов Ю., 1997]. Там, где скоростная граница М, выделяемая в поле преломленных волн, сопровождается также ясными отражающими горизонтами, она, вероятно, имеет тектоническую природу и представляет собой зону латерального течения материала и(или) срыва в субгоризонтальной плоскости; именно эта зона и маркируется отражающими горизонтами.

Здесь нет необходимости подробно останавливаться на аргументации возможности тектонической подвижности, тектонического течения в нижней коре и в области границы М, так как эта проблема обсуждалась в литературе, в том числе в работах: [Леонов Ю., 1991, 1993, 1994, 1997; Леонов Ю., Перфильев, 1999, 2000].

Геологическая интерпретация природы субгоризонтальных отражающих горизонтов (рефлекторов) в нижней коре и верхах мантии был и отчасти остается предметом дискуссии, но о двух главных (для темы данной статьи) положениях можно говорить достаточно определенно. Во-первых, упомянутые отражения, по мнению большинства специалистов, фиксируют реальные свойства (неоднородности) среды и не являются сейсмометрическим артефактом. Во-вторых, на основании ряда фактов и соображений есть основания допускать их тектоническое происхождение, интерпретируя их как свидетельство течения материала как раз в том интервале глубин, который, по Л.И. Лобковскому [1988] и многим другим авторам, отличаются повышенной пластичностью. Предполагается, что они представляют собой, если и не буквальные следы формирования вязко-пластичных разрывов и тектонических пластин (хотя не исключается и это), то некую обобщенную картину такого стиля структуры. Эти горизонты выявляются на разных уровнях, но в наиболее характерном и систематическом виде они развиты в нижней коре, вплоть до границы М, благодаря чему нижняя кора (там, где она обладает такой структурой) рассматривается как тектонически активный слой течения вещества. Подчеркнем при этом, что при наличии отражающих горизонтов в области границы М их также естественно, по аналогии с нижней корой, трактовать как признак тектонического течения вещества.

Указанное представление о нижней коре континентальных частей литосферных плит базируется на двух главных утверждениях.

Первое утверждение – реологические свойства континентальной литосферы, в которой на уровне нижней коры должен находиться слой пониженной вязкости,

способный к деформации и течению. Представления о реологическом разрезе литосферы несколько варьируют в зависимости от типа коры и теплового режима, но в основе указанное положение принимается большинством исследователей. По отношению к указанному слою нижней коры в литературе можно даже встретить выражение "коровая астеносфера" [Kirby, Kronenberg, 1987].

Второе утверждение – интерпретация отражений как зон вязко-пластического или твердо-пластического течения, а всей отражающей нижней коры – как слоя течения пород и, возможно, своеобразной формы глубинного покровообразования. Здесь есть дискуссионные моменты, и поэтому вопрос о природе отражений сохраняет актуальность. Можно утверждать, что именно он служит ключом к пониманию тектонических процессов в коре, на границе кора–мантия и в верхах мантии.

Можно полагать, что в образовании нижнекоровых глубинных надвигов (сдвигов в механическом смысле) ведущую роль играет триада теснейшим образом взаимосвязанных факторов: влияние флюидной фазы, метаморфизм и тектоническое течение вещества. Все они рассматриваются как неотъемлемые сопровождающие компоненты сложного, тектонического в своей основе, процесса.

Остановимся на особенностях строения континентальной и океанической литосферы на границе М, т.е. в области перехода кора–мантия.

В континентальной литосфере возможны три основных варианта строения границы М по данным ГСЗ–ОГТ, МОВ: а) граница отмечена отражающими горизонтами, сливающимися с отражающей нижней корой и представляющими, таким образом, подошву пакета отражений нижней коры, т.е. является нижней границей мощного слоя течения материала, в целом дисгармоничного по отношению к выше- (верхняя часть коры) и нижележащим (мантия) слоям; б) граница отмечена самостоятельными отражающими горизонтами (отражающая кора может при этом как присутствовать, так и отсутствовать); в) граница не отмечена отражающими горизонтами. Иногда все эти случаи можно наблюдать в разных зонах одной области, например, в Провинции Бассейнов и Хребтов и Плато Колорадо [Thompson, McCarthy, 1990].

Интерпретация отражающих горизонтов в области границы М как горизонтов тектонического течения и срыва подтверждается также тем обстоятельством, что наклонные разрывы с приближением к ней чаще выполаживаются и сливаются с ней или обрываются, не продолжаясь в мантию; реже встречаются разрывы, пересекающие этот уровень.

Есть и другие аргументы в пользу представления о проскальзывании коры относительно мантии и о границе М как о разделе оболочек с различным стилем деформаций. К ним относятся некоторые особенности современного поля напряжений; характер флуктуаций скорости сейсмических волн в низах коры и мантии [Wenzel et al., 1996].

С точки зрения ряда авторов, некоторые особенности поля напряжений можно объяснить, допустив проскальзывание коры относительно мантии. Соответствующая модель, предусматривающая наличие фрагментов верхней коры, сорванных с мантии по горизонту пластичной нижней коры, предложена для Западной Европы [Wehrle et al., 1997]. По этой модели, в нижней коре создается постоянное слабое скалывающее напряжение, благодаря чему непосредственно выше границы М образуется зона мощностью 3–5 км с повышенной горизонтальной скоростью и концентрацией деформации.

Что касается тех участков границы М, где к ней приурочены системы отражающих горизонтов, будь то самостоятельные пакеты отражений или основание отражающей толщи нижней коры, то к ним, вероятно, следует подходить с той же логикой и с теми же аргументами, что и к отражающей нижней коре, о которой говорилось выше. Иными словами, с такой же степенью вероятности может быть

высказано соображение, что граница в этих случаях имеет тектоническую природу предположительно при интерпретации наблюдаемой сейсмической записи как свидетельства латерального течения материала и срыва в субгоризонтальной плоскости. Почти плоская в большинстве случаев форма поверхности М также согласуется с представлением о ее формировании в условиях течения материала в нижней коре [Thompson, McCarthy, 1990].

Результаты моделирования приводят некоторых исследователей к еще более радикальному мнению – о полном проскальзывании литосферы относительно мантии [Smith, Lewis, 1999], в результате чего литосфера и мантия вращаются с разными параметрами. Из-за этого возникают базальные силы волочения, приложенные к основанию литосферы. По мнению названных авторов, у части плит они соизмеримы с силами, приложенными к границам плит, являясь наряду с ними мощным движущим механизмом.

Отталкиваясь от сказанного, можно предположить, что существует сложный механизм проскальзывания, сопровождающегося течением вещества. Оно происходит в зоне значительной мощности, включающей как отмеченный выше переход от мантии к литосфере, так и на меньшей глубине – в области границы М и нижней коры (всей расслоенной, отражающей нижней коры). Если данное предположение реально, то получается, что нижняя кора это – аналог астеносферы, но, возможно, в меньшем масштабе, что-то вроде "малой астеносферы".

Естественно, что в этой зоне ввиду ее тектонически активного характера существует возможность значительных преобразований структуры и вещества, а также и обмена веществом.

С указанными особенностями границы М в континентальной литосфере согласуются данные по литосфере океанов. В океанической литосфере граница М обычно (кроме гребневых частей большинства срединно-океанических хребтов) выражена перепадом скорости сейсмических волн и часто к ней приурочены также сильные отражения. В структурном отношении граница М является, по данным А.С. Перфильева [Леонов Ю., Перфильев, 1999, 2000; Перфильев, 1998], тектоническим горизонтом, горизонтом срыва, разделяющим дискордантные по отношению друг к другу структуры вышележащей коры и нижележащей мантии. Иначе говоря, в океанической литосфере также имеются основания считать, что в зоне границы М происходит проскальзывание коры относительно мантии.

Приведенные выше сведения приводят к заключению, что граница М во многих случаях, как в континентальной, так и в океанической литосфере, может рассматриваться как горизонт тектонического срыва, течения и проскальзывания коры относительно верхней мантии. Область границы М представляет собой горизонт дисгармонии, разделяющий структуры этих оболочек.

В свете рассматриваемой здесь проблемы наибольший интерес представляет вопрос: консервативна или динамична граница М, т.е. может ли с течением времени изменяться ее положение по отношению к массам (к разрезу) горных пород. На этот счет существуют противоположные мнения, и вопрос требует дальнейшего изучения. Все же более аргументированной представляется позиция тех авторов, которые допускают возможность перемещения границы М относительно вертикальной колонны пород при радикальном изменении тектонического режима и значения геотермического градиента [Павленкова, 1996; Bois, 1993]. В частности, с этим допущением легче согласуется история тектонически активных элементов земной коры, включающая большие вертикальные перемещения и изменение термического режима, при которых трудно представить сохранение в неизменном виде каких-либо глубинных поверхностей.

В качестве одного из примеров возникновения нового раздела М укажем на варисскую Европу. По мнению многих исследователей [Berthelsen, 1994; Bois, 1993],

на этой территории в конце варисской эпохи и в мезозое в нижней коре были стерты прежние структуры и комплексы (субдукционные, коллизионные и другие). Это произошло в результате тектонического течения и расслоения в нижней коре, магматического подслаивания (образования в низах коры пластовых магматических тел мантийного происхождения). В итоге сформировался новый раздел М. Но прежний раздел М также не был уничтожен полностью. Местами он сохранился: на одном из профилей *ECORS* в северной части Франции прослеживаются две границы М – реликтовая палеозойская и новообразованная послепалеозойская, залегающая в основании расслоенного горизонта нижней коры [Bois, 1993; Леонов Ю., 1997].

Свидетельством реальности подобного процесса служат и некоторые другие районы, в которых наблюдается феномен "двойного М" (*double Moho*), когда в одном разрезе обнаруживаются одна над другой две поверхности с характеристиками границы М. Этому феномену даются разные объяснения, такие как: тектоническое вклинивание пластин мантийного материала в нижнюю кору в обстановке сжатия, вплоть до формирования так называемой крокодиловой структуры (*crocodile structure*, по Р. Мейсснеру); внедрение мантийных интрузий в обстановке растяжения; формирование дублирующего М, при сохранении прежнего, в ходе погружения осадочного бассейна (на примере Донбасса и Кряжа Карпинского [Pavlenkova, 1995]).

Как и в других аналогичных случаях, расшифровка времени и геологического смысла изменений положения и формы М должна делаться с учетом сравнительного анализа структур, формирующихся в верхах коры (осадочные бассейны и пр.). В целом же упомянутые преобразования границы М имеют прямое отношение к проблеме вертикальной аккреции коры. Наличие двойного М недвусмысленно свидетельствует об имевшей место вертикальной аккреции.

О нестабильности коры и литосферы континентов свидетельствует и ряд других данных. Так, по [Pandey, Agrawal, 1999], приходится сомневаться в стабильности глубоких корней континентов на примере коры Индостанского кратона. Расчет основан на следующих данных: а) глубина кровли астеносферы под кратонами Индии составляет в среднем 104 км (от 65 до 148), что в 2 раза меньше по сравнению со стабильными областями других континентов; б) тепловой поток (35 мВт/м^2) и температура у границы М (400–730 °С) гораздо выше, чем в других аналогичных элементах. Они объясняют это тем, что за время после среднего протерозоя в результате различных геодинамических процессов, в том числе мезозойских и раннетретичных, имели место значительные деформации мантии и литосферы в области раннедокембрийских кратонов Индостана (Аравали, Дхарварский, Бастар и др.). По их мнению, это могло быть связано с интенсивными тектоническими процессами, сопровождавшими раскрытие Индийского океана, которое проходило более сложно, чем в других океанах, с существованием нескольких, к тому же различно ориентированных спрединговых осей раскрытия. Тепловое влияние было, вероятно, связано с тем, что плита Индии с большой скоростью прошла над несколькими горячими точками – Реюньон, Кергелен, Крозе, Марион, воздействовавшими на литосферу.

Приведенные данные с большой степенью вероятности свидетельствуют о высокой подвижности вещества нижних горизонтов коры и области границы М, которая приводит как к структурным преобразованиям, так и к значительной трансформации состава, петрофизических и реологических свойств пород. Все это создает обстановку, питательную среду, если можно так выразиться, для вертикальной аккреции.

Вертикальная аккреция на глубине, вероятно, осуществляется различными способами. В качестве иллюстрации укажем на один из возможных ее механизмов:

наращивание коры снизу за счет поступления магматических продуктов из мантии. Наиболее разработана модель так называемого магматического подслаивания (underplating), которая приводит к вертикальной аккреции с наращиванием мощности коры.

Модель магматического подслаивания была предложена в 80-х–начале 90-х годов прошлого века. С ее помощью находило удовлетворительное объяснение явление изостатической компенсации, нарушенной при утонении литосферы (или коры) вследствие растяжения. Величину уравновешенного поднятия, наблюдаемого в областях растяжения, не удавалось объяснить только как остаток первично очень высокой территории, или наличием первично очень толстой литосферы, которая затем была прогрета и рассосалась. Для поддержания наблюдаемого поднятия в равновесии требуется ощутимый подток магматических продуктов малой плотности в растягивающуюся литосферу, источником которых может быть только мантия.

Этот вывод, в частности, сделан для Большого Бассейна, США, где растяжение оценивается в 100%, а средняя высота около 1,75 км. Даже для модели с очень большой первоначальной высотой требуется около 10 км добавочного магматического материала (с плотностью, близкой к плотности коры) [Lachenbruch, Morgan, 1990). Модель магматического подслаивания применительно к областям растяжения – рифтам и областям экстремального растяжения (англ. *HET – Highly Extended Terranes*) типа Провинции Бассейнов и Хребтов и др. – была, в частности, обстоятельно рассмотрена в специальном выпуске журнала "Tectonophysics" [Keller et al., 1990; Lachenbruch, Morgan, 1990; Mareschal, Bergantz, 1990; McConnell, Gilbert, 1990; Thompson, McCarthy, 1990]. Суть модели состоит в том, что растяжение литосферы компенсируется притоком в нижнюю – пластичную часть коры материала, выплавляемого из мантии, но с коровой плотностью.

Следует заметить, что степень обоснованности данного механизма нами специально не анализировалась. Здесь лишь кратко суммированы данные, почерпнутые из работ выше перечисленных авторов.

Собственно, конкурируют два варианта модели.

В одном из них, который в буквальном смысле соответствует термину "магматическое подслаивание", мантийное вещество причленяется к подошве коры в виде слоя или сильно уплощенной линзы (рис. 5.7, *а*). Многими авторами предпочтение отдается именно этому варианту модели. Основанием для этого служит то, что граница М под рассматриваемыми тектоническими элементами, наблюдаемая в отраженных волнах, по данным COCORP и других аналогичных проектов, имеет субгоризонтальное положение. При этом принимается, что она представляет в этих случаях современное образование, сформировавшееся в результате подслаивания [Mareschal, Bergantz, 1990], и ее положение, следовательно, отличается от положения более древней поверхности М.

Согласно другому варианту модели, нижняя часть коры насыщается мантийным веществом, проникающим в него в форме вертикальных интрузивных тел (dyke injection) (рис. 5.7, *б*). При этом старая поверхность М, очевидно, сохраняется, что не исключает возможности изменения ее глубинного положения.

Может, очевидно, рассматриваться и комбинация указанных вариантов, т.е. сочетание собственно подслаивания с внедрением мантийных расплавов в низы коры (рис. 5.7, *в*).

В остальном, как показано в упомянутых выше статьях, геологические и сейсмические данные по строению коры, гравиметрические данные, данные по тепловому потоку согласуются с обоими вариантами модели.

В последующие годы, после того как механизм магматического подслаивания был предложен, к нему обращались и продолжают обращаться многие авторы.

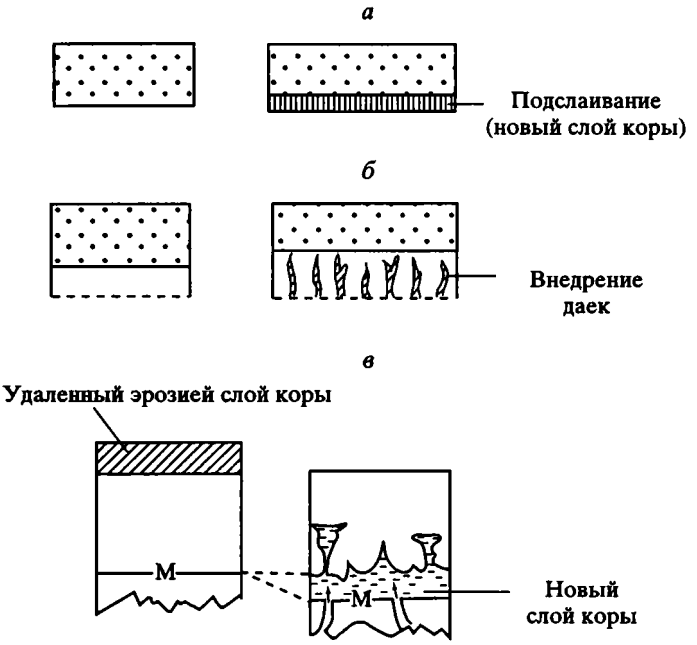


Рис. 5.7. Различные варианты модели магматического подслаивания, по: [Mareschal, Bergantz, 1990; Thompson, McCarthy, 1990]

а – растяжение, сопровождающееся магматическим подслаиванием, при котором мантийное вещество причленяется к подошве коры в виде слоя или линзы; *б* – растяжение, при котором нижняя часть коры насыщается вертикальными интрузивными телами; *в* – комбинация подслаивания с внедрением мантийных расплавов в низы коры. Пояснения см. в тексте

Из числа последних работ, затрагивающих эту тему, упомянем работу Б.А. Блюмана [2000]. В ней сделана, правда, только на уровне идеи и иллюстрирующей ее принципиальной схемы, попытка связать подъем астенолита с течением вещества в нижней коре и магматическим подслаиванием. В частности, предполагается, что при погружении основания осадочного бассейна ультрамафитовое вещество верхней мантии проникает по разрывам в нижнюю кору. Здесь происходит его смешение с гранулит-базитовым веществом нижней коры и образование мантийно-нижнекоровой смеси.

Предполагаемая подвижность вещества глубоких горизонтов коры (описываемой обычно под несколько условным, поскольку у нее нет четких границ, названием нижней коры) служит вообще фоном (или даже обязательным условием), на котором развиваются процессы, ведущие к вертикальной аккреции на этих уровнях. Так, и упомянутая выше модель магматического подслаивания родилась в основном как дальнейшее развитие модели растяжения, в которой определяющую роль играет утонение коры за счет пластического течения вещества в ее нижних горизонтах.

Механизм магматического подслаивания, на первый взгляд, является альтернативой тектоническому течению, или крипу. Однако ряд наблюдений свидетельствует, что это не так, и оба механизма, скорее, следует рассматривать как дополняющие друг друга. Именно таким комбинированным способом (пластическая деформация и интрузивный магматизм) объясняется формирование отражающей нижней коры во многих работах [Holbrook et al., 1991; Serpa et al., 1988; Woelk, Hinze, 1991]. Упрощенная модель растекания магматических тел и превращения изомет-

рических интрузий в пластовые тела в ходе латерального течения материала в нижней коре предложена в работе [DECORP..., 1990].

Наиболее убедительные данные получены недавно в зоне Ивреа–Вербано в Альпах – уникальном объекте, в котором явление магматического подслаивания может быть изучено непосредственно на примере крупных мафических интрузий, образовавшихся в перми в низах коры и ныне выведенных на поверхность [Quick et al., 1994]. На этом примере показано, как в обстановке растяжения и пластического течения в низах континентальной коры происходит становление пластовых тел габбро за счет выплавок из мантии. Растекание осуществляется как деформация растяжения в габбро на той стадии, когда в последних еще имеется межзерновой расплав. Сама обстановка растяжения обеспечивает поступление магмы из мантии в низы коры и ее транспортировку в стороны от магматической камеры.

Получается, таким образом, что явления тектонического течения и магматического подслаивания не исключают друг друга, а, напротив, могут сочетаться в рамках единого механизма, движущей силой в котором служит тектоническое растяжение. При этом нужно заметить, что понятие "растяжение" в данном случае говорит о деформации растяжения, которое фиксируется при объемном вязко-пластическом сдвиговом (в механическом смысле) течении и которое ориентировано в направлении перемещения вещества.

Добавим, что кроме указанных разработаны и другие модели, в частности, одна из них – модель многоступенчатой вещественной трансформации горных пород в пограничной области верхняя мантия–нижняя кора – предложена Г.Е. Некрасовым (гл. 3.4).

Заканчивая раздел, подчеркнем два положения.

1. В результате описанных выше процессов возникает "псевдослоистая" структура земной коры с "поверхностями-фантомами", которые отражают не столько структурно-вещественные различия, сколько временны́е границы внутри корового слоя. Возможно, именно эти границы частично находят отражение (и в прямом

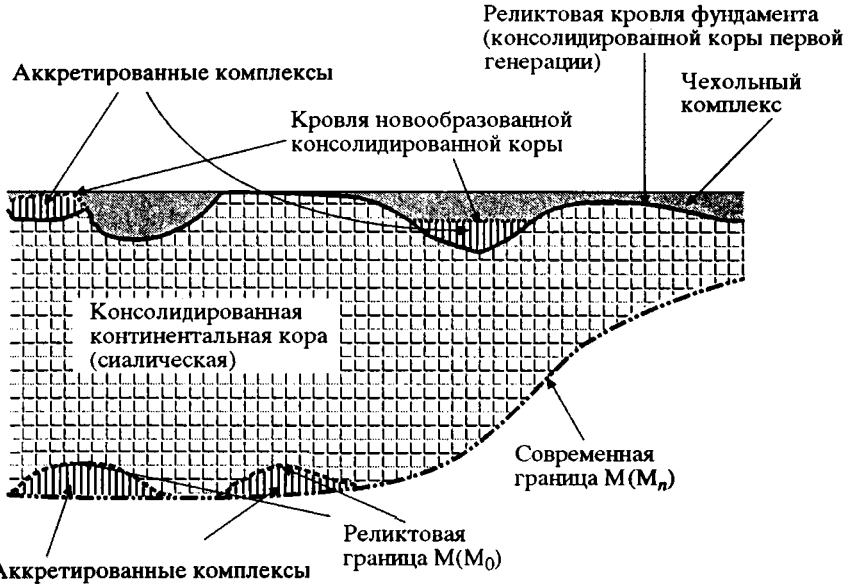


Рис. 5.8. Условная схема соотношения границ консолидированной коры с границами фундамента и аккретированными комплексами
Пояснения см. в тексте

и в переносном смысле) в слоистой структуре сейсмических разрезов верхней коры (см. рис. 5.6).

2. Понятию "консолидированная кора" и геологическому явлению консолидации свойственен природно-обусловленный дуализм (рис. 5.8). С петроструктурно-реологических позиций, это – геологическое тело, имеющее в каждый конкретный момент времени определенные физические параметры. С позиций историко-геологических, понятие "консолидированная кора" весьма условно: ее состав, структура и объем со временем меняются, как меняют свое положение в разрезе и ее границы. В частности, историческая граница между "первичным" фундаментом и чехлом сохраняет свой смысл, хотя установлена она может быть далеко не всегда, так как зачастую происходит полная гомогенизация состава и структуры пород, находящихся выше и ниже этой границы. При этом новообразованные за счет чехла объемы корового слоя не могут быть отнесены ни к фундаменту (мешают геоисторические условия его формирования), ни к чехлу (он имеет петрофизические и реологические свойства фундамента). Равным образом сказанное может быть отнесено и к новым объемам корового слоя, возникающим в области контакта верхней мантии и нижней коры. Все это дает основание рассматривать эти комплексы (объемы) как комплексы (объемы), связанные с обособленной группой геологических процессов, отражающих механизм вертикальной аккреции земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, рассмотрен некоторый объем данных о структурно-вещественных преобразованиях горных пород в процессе становления корового слоя Земли, главным образом, ее сиалической (гранитно-метаморфической) оболочки. При этом авторы не ставили своей целью дать полное и исчерпывающее описание всего многообразия процессов, вызывающих и сопровождающих образование сиалического слоя. Такая задача непосильна для небольшой группы геологов, и она должна решаться на базе междисциплинарных исследований многих ученых и геологических коллективов. В этой книге обращено внимание лишь на определенные, как представляется – важные, закономерности формирования земной коры в разных структурных и геодинамических обстановках, показаны геологические (структурно-тектонические, петрологические, геохимические) процессы возникновения сиалической оболочки, выявлены некоторые механизмы вещественных преобразований и энергетические источники их реализации.

Как было подчеркнуто во введении, одно из ярких и имеющих глобальное распространение проявлений неоднородности среды – это наличие субконцентрических оболочек Земли и границ между ними. Их взаимодействие в условиях сложноградиентного поля напряжений является одной из важных причин развития геологических систем. Поэтому авторы сознательно сделали акцент на рассмотрении именно тех механизмов формирования консолидированного слоя, которые отражают "вертикальное" взаимодействие различных слоев земной коры и прилегающих к ней мантийной и гидро-атмосферной оболочек.

Взаимодействие между оболочками Земли признавалось многими – здесь ничего нового нет. Примером тому служат фундаментальные труды В.И. Вернадского, В.М. Синицина, Н.П. Виноградова, а также публикации по некоторым частным разделам проблемы (ссылки – в соответствующих главах), которые послужили отправной точкой для наших исследований. Однако, по-видимому, это явление представляется настолько очевидным, что ему, за редким исключением (например, работы Ф.А. Летникова и Ю.М. Пущаровского), перестали придавать должное значение. И многие вопросы, связанные как с пониманием конкретных механизмов этого взаимодействия, так и с фундаментальным значением явления, остаются за рамками целенаправленных исследований.

Данная монография в некоторой мере восполняет этот пробел и, можно надеяться, будет способствовать проявлению более пристального внимания специалистов к проблеме геологического и физико-химического взаимодействия вещественных оболочек Земли. Вопросы латерального взаимодействия блоков земной коры находят решение в рамках парадигмы тектоники плит. В этой области достигнуты впечатляющие результаты, и в книге они затрагиваются только по мере необходимости.

Основные выводы, вытекающие из приведенного материала, могут быть сформулированы следующим образом.

I. Вертикальная аккреция земной коры – явление реальное и широко распространенное. Оно проявлено в пределах кор континентального, океанического и

переходного типов и осуществляется за счет комплекса структурно-вещественных (физико-химических) трансформаций горных пород в зоне взаимодействия литосферных слоев и окололитосферных оболочек: верхней мантии и нижней коры (см. гл. 3.4, 3.5), нижней и верхней кор (см. гл. 3.2), гранитно-метаморфического слоя и плитного чехла (см. гл. 3.3), верхнекорового слоя и гидросферно-атмосферной оболочки (см. гл. 1.2, 4.1–4.4).

Как показали результаты исследований, границы между оболочками – это высокоградиентные зоны раздела: петроструктурные, реологические, геохимические, энергетические, само существование которых предопределяет реализацию многих геологических процессов. В том числе и тех, которые отражают одно из самых фундаментальных геологических явлений – сиализацию вещества Земли и формирование гранитно-метаморфического слоя. И хотя понятие вертикальной аккреции имеет тектонический смысл, отражает оно "геохимический процесс направленного преобразования пород от мантийного основного состава к кислым – коровым" (В.И. Виноградов, гл. 4.4). С учетом работ В.И. Вернадского, Н.М. Синицина и некоторых других исследователей и материалов, изложенных в этой книге, можно сделать вывод: одним из факторов становления сиалического слоя континентов является вертикальная аккреция земной коры при ведущей роли в процессе преобразования структуры и вещества горных пород физико-химического взаимодействия оболочек Земли.

Процесс вертикальной аккреции имеет глобальное значение, но при этом, независимо от способа реализации, он проявляется дискретно в пространстве и во времени и при наличии соответствующих условий. Одно из них – существование "первичных" оболочек или возникновение в результате тектонических процессов (субдукция, коллизия, аккреция) структурно-вещественной расслоенности и, соответственно, наличие зон разделов.

Структурные и вещественные преобразования могут иметь место на различных уровнях земной коры, на ее нижней и верхней границах. Если интенсивность преобразований превосходит некоторые пороговые значения, возникают радикальные изменения петрофизических и реологических свойств горных пород и смещение (перескок) физических (петроструктурно-реологических) границ по разрезу земной коры. Это приводит к "вертикальной аккреции", т.е. к переходу пород из одной оболочки, к которой они принадлежали по условиям своего формирования, в другую, которой они соответствуют с точки зрения их новых физических характеристик (см. гл. 3.3, 3.4, 4.3, 4.4, часть 5). Но вертикальная аккреция может осуществляться и не в столь явном виде – без перехода пород из одной оболочки в другую, а за счет прогрессивного процесса сиализации (гранитизации, кратонизации) со сдвигом валового состава пород в сторону консолидированной гранитной коры и с приобретением соответствующих реологических свойств (см. гл. 3.3). При этом происходит не только изменение состава пород, но и увеличение общего их объема [Летников, 2000].

П. Формирование гранитно-метаморфического слоя за счет вертикальной аккреции – процесс сложный, многофакторный и неоднозначный. Он реализуется в различных формах и за счет разных процессов (седиментационных, диагенетических, магматических, метаморфических, структурно-метаморфических, структурно-тектонических и пр.) и их сложных сочетаний. Это в конечном итоге приводит к сиализации (гранитизации) горных пород. В значительной степени понятия "сиализация" и "гранитизация" идентичны. Однако имеются и отличия. "Гранитизация" – это совокупность процессов, приводящих к возникновению сообществ горных пород, включающих то или иное количество пород гранитного ряда. "Сиализация" – понятие более общее и соответствует совокупности процессов, при которых валовые минералогический и химический составы пород смещаются в сторо-

ну состава собственно сиалического слоя. К этим процессам относятся базальтовый и более кислый вулканизм (магматизм), практически все виды метаморфизма, метасоматические, эпигенетические, метагенетические и осадочные процессы, изменение химического состава океанской воды и т.д.

Сиализация и гранитизация могут проявляться относительно самостоятельно, но могут быть тесно взаимосвязаны и переплетены, дополняя друг друга. Результат их, в конечном итоге, сходен – это дебазификация вещества и его гомогенизация, повышение кристалличности (в случае метаморфической переработки осадочных отложений), приобретение горными породами определенных реологических характеристик. В принципе, процесс сиализации и гранитизации сопровождается однотипно направленными изменениями химического состава: постепенным возрастанием SiO_2 и K_2O и уменьшением содержания всех мафических компонентов (сравнительно с породами субстрата). Гранитизация, по-видимому, не является следствием гранитоидного магматизма, а напротив, гранитоидный магматизм является конечным результатом процесса объемной метасоматической гранитизации, сопровождающейся возникновением расплавов малых объемов. "Гранитизация – подготовительный процесс по отношению к последующему плавлению, которое может и не реализоваться в зависимости от уровня зрелости изначальной структуры и от геодинамического режима литосферного блока" [Летников и др., 1988, с. 14]. В целом породы гранитного ряда являются наиболее завершенным выражением структурно-вещественного преобразования пород и гомонизации литосферы.

III. Существенное значение при формировании гранитно-метаморфического слоя имеет структурно-тектонический фактор, что подчеркнуто практически во всех разделах книги. Действие этого фактора фиксируется вне зависимости от региона, геодинамических обстановок, условий и механизмов, определяющих вещественную трансформацию пород. Иногда роль структурного фактора прямая, как в случае образования новых объемов метаморфических и гранитизированных пород Южного Тянь-Шаня и Карельского массива (С.Ю. Колодяжный, М.Г. Леонов, гл. 3.3). Иногда эта связь опосредованная, как, например, при формировании гранитно-купольных ареалов в зоне сдваивания коры за счет образования коллизионных покровно-надвиговых структур (данные В.С. Федоровского, см. гл. 3.2) или в коллизионных структурах континентальных окраин Тихого океана (С.Д. Соколов, М.В. Лучицкая, гл. 2.3. и 3.1). Но в том или в ином выражении тектонический фактор присутствует всегда, вплоть до проявления "механического плавления", при котором порода, не переходя в термодинамический расплав, "будет обладать всеми свойствами квазирасплава и характеризоваться в целом нулевым сопротивлением сдвигу" [Летников и др., 1995, с. 262–163].

При образовании гранитно-метаморфического слоя основой является петрогенетическая тенденция к обогащению пород гранитофильными элементами. Но понятие вертикальной аккреции отражает не только геохимический процесс направленного преобразования пород от мантийных (основных) к коровым (кислым). В структурно-тектоническом аспекте не менее важным критерием вхождения пород в состав консолидированного слоя являются реологические свойства горных масс, отражающие их способность к объемному тектоническому течению в твердом состоянии или к "реидной деформации". Именно объемное тектоническое течение (во всем многообразии форм его проявления) – основная и наиболее характерная форма реализации тектонической жизни консолидированной коры, тесно связанная с процессами ее вещественной трансформации (см. гл. 3.3).

Способность пород к пластическому течению (реидной деформации) во многих случаях является неотъемлемой частью процессов преобразования вещества. Существенную роль при этом играют механохимические эффекты, которые приво-

дят к вещественным трансформациям за счет энергии механических процессов. Кроме того, метаморфические процессы имеют тенденцию к самопроизвольному ускорению и углублению за счет хемогенных и термических деформаций (Л.Е. Яковлев, Б.Г. Поляк, гл. 4.3). Хемогенная дезинтеграция пород, особенно интенсивная в условиях стресса, способствует усилению подвижности гранитизирующих флюидов. Добавим, что "...гранитизация развивается преимущественно в... рассланцованных и разгнейсованных породах, где гранитизирующие флюиды проникают вдоль деформационных плоскостей" [Летников, 2000, с. 5]. Высокая структурно-магматическая подвижность вещества глубоких горизонтов коры служит общим фоном или даже обязательным условием развития процессов вертикальной аккреции (Ю.Г. Леонов, см. часть 5). Это подтверждается также данными, показывающими, что в аккреционных призмах наиболее интенсивные вещественные трансформации испытывают породы в зонах повышенной тектонизации (Н.П. Чамов, гл. 1.2). Из сказанного следует, что деформация – это не только следствие определенного напряженного состояния и реологии среды, но и фактор созидания консолидированного гранитно-метаморфического слоя. Приобретение породами определенных петроструктурно-реологических характеристик составляет вторую главную черту вертикальной аккреции.

Таким образом, вертикальная аккреция земной коры определяется тремя фундаментальными параметрами: одним – причинным и двумя – следственными. Причинный параметр: оболочечное строение Земли (в том числе расслоенная структура земной коры) и условия, обеспечивающие физико-химическое взаимодействие оболочек (слоев). Следственные параметры: 1) трансформация состава пород с тенденцией к обогащению гранитофильными элементами; 2) трансформация реологических характеристик пород с тенденцией к приобретению свойств, обеспечивающих возможность объемной реидной деформации.

IV. Процессы физико-химического, минералогического и реологического преобразования горных пород, обусловливающие вертикальное аккретирование земной коры и возникновение сиалического слоя, происходят как бы в две стадии: "подготовительную" и, используя терминологию В.И. Виноградова (гл. 4.4), "продвинутую". Подготовительная стадия отражает общее раскисление исходного мантийного и корового материала, которое связано с разнообразными процессами. "Продвинутая" стадия связана с процессом гранитизации (во всем его многообразии), т.е. с формированием пород, средний валовый состав и реология которых отвечают среднему валовому составу и реологии гранитно-метаморфического слоя. "Продвинутая" стадия формирования сиаля как бы очевидна. "Подготовительная" стадия (которая соответствует стадии сиализации – менее очевидна, и ее следует прокомментировать).

Одним из мощных факторов предварительной подготовки материала и накопления энергетического потенциала для формирования гранитно-метаморфического слоя является осадочный процесс. Собственно термин "вертикальная аккреция" ("вертикальное наращивание") пришел из осадочной геологии [Толковый..., 1979]. Осадочный процесс – наиболее яркое геологическое отражение физико-химического и биологического взаимодействия литосферной и гидроатмосферной оболочек, и в этом его фундаментальный геологический смысл. Считается, что около 50% объема двух верхних оболочек континентальной коры (гранито-гнейсовой и гранулито-гнейсовой) сформировано за счет вещественно трансформированных терригенных отложений (см. гл. 1.1). По данным Р. Гаррелса и Ф. Маккензи [1974], 4/5 осадочного вещества, отложившегося за историю Земли, преобразовалось и вошло в состав корового слоя континентов. Более того, в осадочных породах запечатлены многие черты эволюции земной коры, связанные с ее дебазификацией и кратонизацией (см. гл. 2.2).

Значительную роль в начальной сиализации вещества играют и низкотермобарические процессы: эпи-, ката- и метагенез, низкофациальный релаксационный метаморфизм. Так, базальты океанического дна даже на стадии гальмиролиза приобретают некоторые геохимические черты сиалических пород. Для этого процесса А.Г. Коссовской с соавторами [1981а] был предложен термин "начальная континентализация". "Полученные результаты привели к выводу, что как алюмосиликатные породы первого слоя, так и верхняя часть измененных пород второго слоя содержат комплекс новообразованных минералов, как бы подготавливающий и геохимически, и минералогически вещество океанической коры к последующей гранитизации" [Коссовская и др., 1981а, с. 13]. Выводы эти, однако, неоднозначны, а эффект такой подготовки достаточно эфемерен (В.Б. Курносов, гл. 4.1). В то же время суммарная геохимическая значимость процессов начальной континентализации может быть велика за счет огромных пространств океанического дна (В.И. Виноградов, гл. 4.4). Существует большая литература по преобразованию пород океанической коры в результате взаимодействия их с морской водой, и процесс этот многими авторами (см. гл. 4.4) назван предподготовкой пород океанической коры к их последующей континентализации. В частности, существенное значение в подготовительной стадии играют низкотермобарические процессы в аккреционных призмах переходных зон (Н.П. Чамов, гл. 1.2).

Большое значение на подготовительном этапе вертикальной аккреции имеет внутриплитный (внутриокеанический и внутриконтинентальный) базальтоидный вулканизм. В результате вулканизма основного состава в некоторых внутриплитных обстановках происходит существенное утолщение (в 2–3 раза) базальтового слоя, что, как видно, является фактором вертикальной аккреции (данные А.А. Щипанского, А.В. Артамонова, Б.П. Золотарева, гл. 2.1, 4.2). Кроме того, валовый химический состав базальтов сдвинут в сторону некоторой "сиализации" в сравнении с исходным составом вещества мантии и астеносферы (гл. 3.3). Происходит также увеличение щелочности пород и обогащение их некогерентными элементами (гл. 4.2), т.е. налицо некоторая вещественная трансформация горных масс. Новые массы базальтов при взаимодействии с водой (В.И. Виноградов, Л.Е. Яковлев, гл. 4.3, 4.4), а также в зонах интенсивной структурно-вещественной переработки (гл. 3.3) могут служить исходным веществом для формирования сиалического слоя земной коры и гранитных выплавок.

Объем вулканитов в пределах океанических плато достигает гигантских размеров (А.А. Щипанский, гл. 2.1). В то же время в современных разрезах земной коры они представлены весьма скромно. Учитывая вывод А.А. Щипанского о том, что базальтовое плато не могут быть затянуты в зоны субдукции, возникает вопрос – что произошло с этими базальтами? В результате чего так сокращен их объем? Принимая во внимание материалы о преобразовании базальтов в результате их взаимодействия с водой и наличия М-инфильтрации (Л.Е. Яковлев, В.И. Виноградов, гл. 4.3, 4.4), а также данные о гранитизации основных пород в зонах пластической деформации (гл. 3.3), можно предположить, что эти породы в значительной части гранитизированы, вошли в состав гранитно-метаморфического слоя и в настоящее время не могут быть идентифицированы как первично-базальтовые толщи палеоокеанической коры. Существенную роль в вертикальном аккретировании корового слоя играют и континентальные траппы, но неясно, будут ли они в конечном итоге переработаны и включены в состав гранитно-метаморфического слоя или они знаменуют начало процесса базификации (см. гл. 2.2).

V. Подготовительная стадия вещественной трансформации осуществляется в разных геодинамических обстановках: в пределах различных структур океанического дна, в аккреционных призмах переходных зон, на континентах. При этом, как мы видели, в областях развития океанической коры и аккреционных призм

происходит лишь начальная, "примитивная", сиализация горных пород. Более того, поскольку значительная часть вулканогенных и осадочных пород океанической коры сгружается в области аккреционных призм, а общая сиализация вещества океанической коры, по-видимому, невелика (см. гл. 4.1), то вещество, способное в сколько-нибудь значительной степени способствовать выплавлению больших объемов сиалического материала, в зоны субдукции, вероятно, просто не попадает. Можно полагать, что именно поэтому в переходных зонах не формируется зрелая гранитно-метаморфическая кора.

В то же время, в переходных зонах океан–континент и в зонах палеоколлизии вертикальная аккреция справедливо рассматривается как одно из следствий коллизионной (аккреционной) геодинамики (С.Д. Соколов, гл. 3.1; О.М. Розен, В.С. Федоровский, гл. 3.2). Тем не менее коллизионные процессы не приводят напрямую к формированию консолидированного гранитно-метаморфического слоя. Различают механизмы латеральной и вертикальной аккреции (С.Д. Соколов. гл. 3.1). Латеральная аккреция и субдукция лишь подготавливают условия (тектоническое совмещение литопластин) для проявления аккреции вертикальной, т.е. для формирования собственно сиалического слоя земной коры. Проявления тоналит-трондьемитового (плагиогранитного) магматизма в зоне перехода океан-континент представляют собой начальные стадии формирования коры континентального типа.

Вертикальное аккретирование вначале происходит за счет тектонического утолщения коры (коллизия), в результате которого возникает "слоеный пирог" из разнородных слоев, и только после этого – в результате взаимодействия (термического, вещественного) этих оболочек между собой (а также и при подъеме геоизотерм, генерированном мантией) – включаются процессы массового гранитообразования, отражающие вертикальную аккрецию гранитно-метаморфического слоя континентальной коры. Таким образом, формирование тектонической расслоенности верхней коры – одно из главных условий локализации гранито-гнейсовых ареалов (В.С. Федоровский, О.М. Розен, гл. 3.2). В пределах аккреционных призм выделяются "фронтальная" (латеральная) и "базальная" (вертикальная) аккреции и подчеркивается, что базальная аккреция и все процессы, с ней связанные, возникают только после формирования плоскости базального срыва и возникновения двух слоев, им разделенных (Н.М. Чамов, гл. 1.2).

Таким образом, латеральная аккреция не приводит к формированию зрелого гранитно-метаморфического слоя, а отражает лишь подготовительную стадию этого процесса. Этот вывод подводит некоторый итог многолетней дискуссии о формировании континентальной коры за счет переработки вещества океанической коры. Изложенный материал позволяет думать, что океаническая кора не способна напрямую продуцировать сколько-нибудь существенные массы кислого материала, как не могут они, по-видимому, сформироваться и над зонами субдукции в результате лишь магматической дифференциации. Но в то же время в пределах океанов продуцируется исходный материал для последующей его кратонизации.

VI. Процессы, обеспечивающие становление коры континентального типа характеризуются многообразием. Кроме физико-химического (минералогического, петрологического, геохимического) преобразования вещества, существенную роль в вертикальном аккретировании земной коры играют процессы тектонического совмещения литопластин (см. гл. 3.1, 3.2), а также вулканизм и магматизм (основной вулканизм океанических и палеоокеанических базальтовых плато (см. гл. 2.1) и континентальных траппов (см. гл. 2.2)). Большую роль, по-видимому, играют квазистационарные расплавные горизонты, возникающие в тектонически утолщенном коровом слое коллизионных зон (см. гл. 3.2). Существенен вклад мантий-

ных расплавов, поступающих в зону раздела кора–мантия, в процессе расслоения коры на "гранитную" и "базальтовую" оболочки (см. гл. 3.4) и т.д.

Именно совокупность этих факторов (тектонического и магматического) и были положены в основу моделей становления континентальной коры, что и нашло отражение в их названиях: коллизионная модель, аккреционная, андезитовая, "аллохтонная–автохтонная" и пр. Эти модели (см. гл. 3.1, 3.2) неплохо объясняют общие закономерности формирования коры континентальных окраин, но сталкиваются с трудностями при объяснении становления коры собственно континентального типа. В этом плане представления о вертикальной аккреции, учитывающие многообразие природных факторов и их связей, открывают перспективу познания всей совокупности механизмов, обеспечивающих создание континентальной литосферы.

VII. В процессе научно-исследовательских работ и подготовки этой книги обозначились проблемы, которые не нашли однозначного решения. К таким проблемам относятся: а) соотношение коровых и внекоровых факторов в процессе становления гранитно-метаморфического слоя; б) происхождение гранитизирующих флюидов; в) время формирования гранитной коры и постоянство (непостоянство) ее объема; г) соотношение процессов сиализации и базификации земной коры; д) детерминированность вертикальной аккреции от определенных геодинамических режимов и пр.

По этим вопросам в книге высказаны различные (иногда не совпадающие) точки зрения. Связано это не только с субъективными факторами (теоретической позицией автора, спецификой объекта и пр.), но и с вполне объективными причинами, среди которых: многофакторность явления; отсутствие четких критериев определения первичной природы пород; нехватка фактического (полевого и экспериментального) материала; неразработанность вопроса о структурно-вещественных преобразованиях горных пород на основе современных данных механохимии, физики гранулированных сред и др. Но при всех разногласиях, в контексте наших рассуждений гораздо важнее единодушие авторов в признании главного тезиса: явление вертикальной аккреции земной коры реально и оно отражает механическое и физико-химическое взаимодействие внутрикоровых оболочек между собой и коры в целом с мантийной и гидро-атмосферной оболочками.

Подводя итог всему сказанному, нужно отметить, что авторы отдают себе отчет в том, что некоторые выводы и положения, высказанные в работе, дискуссионны, а иногда и достаточно рискованны. Безусловно, они могут встретить возражения и контрдоводы, но такое положение вещей естественно – проблема формирования гранитно-метаморфического слоя – одна из самых давних и сложных в геологии, и совершенно очевидно, что она имеет не единственное решение.

ЛИТЕРАТУРА

Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. Новосибирск: Наука, 1986. 305 с.

Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм: Тр. II Всесоюз. вулканол. совещ. М.: Наука, 1966. С. 118–128.

Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Радиогенные изотопы и эволюция мантии Земли, коры и атмосферы. Апатиты: ГИ КНЦ СССР, 1988. 140 с.

Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Под ред. Ю.М. Пущаровского. М.: Наука, 1993. 272 с.

Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук (в форме науч. докл.). Казань, 1998. 107 с.

Араи С. Петрологические особенности перидотитов верхней мантии под островными дугами Японии: Петрогенезис шпинелевых перидотитов // Геология и геофизика. 1991. № 1. С. 14–31.

Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Гранат-ортопироксеновый геотермобарометр: термодинамика и примеры приложения // Геохимия. 1987. № 10. С 1364–1377.

Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99–105.

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.

Артюшков Е.В. Быстрые погружения и поднятия земной коры на континентах с потерей прочности литосферного слоя как следствие подъема мантийных плюмов к подошве литосферы // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 111–134.

Астраханцев О.В., Батанова В.Г., Перфильев А.С. Строение Гальмоэнанского дунит-клинопироксенит-габбрового массива // Геотектоника. 1991. № 2. С. 47–62.

Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.М. Тектоника северной части Олюторской зоны // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 161–183.

Ахмедов А.М. Бассейны черносланцевой седиментации раннего протерозоя Балтийского щита: (Этапы развития, режимы седиментации, металлоносность): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб., 1997. 39 с.

Базылев Б.А. Метаморфизм океанических гипербазитов: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1989. 213 с.

Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 261 с.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.

Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдуев С.И. Большой Кавказ // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Ред. Ю.М. Пущаровский и В.Г. Трифонов. М.: Наука, 1990. С. 196–214.

Беляевский Н.А., Родников А.Г. Земная кора дальневосточных морей и островных дуг // Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1972. С. 5–26.

Бероуш Р.А. Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269.

Бибикова Е.В., Белов А.Н., Розен О.М. Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. С. 122–133.

Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U–Pb, Sm–Nd, Pb–Pb и K–Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.

Блюман Б.А. Кристаллические ультрамафиты и мафиты офиолитовых ассоциаций: Происхождение и модель становления. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 59 с.

Богатов В.И. Гранитоиды Южного Урала с "мантийными" изотопными отношениями стронция // XV симпоз. по геохимии изотопов – тез. совещ. М.: ГЕОХИ РАН, 1998. С. 33.

Богданов Ю.Б., Воинов А.С., Казак А.П., Негруца В.З. Глубокометаморфизованные конгломераты протерозоя восточной Карелии // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 2. С. 99–110.

Бондаренко Г.Е., Кузнецов Н.Б., Савостин Л.А. и др. Изотопный возраст гранатовых плагиогранитов Срединного хребта Камчатки // Докл. РАН. 1993. Т. 330, № 2. С. 233–236.

Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйер П., Минюк П.В. Новые данные Ar–Ar изотопного датирования магматических и метаморфических пород полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Там же. 1999. Т. 369, № 1. С. 79–82.

Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д. Сдвиги в структуре юго-западной части полуострова Тайгонос // Тихоокеан. геология. 1996. № 2. С. 99–106.

Боревский Л.В., Вартанян Г.С., Куликов Г.В. Гидрогеологический очерк // Кольская сверхглубокая (исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины). М.: Недра, 1984. С. 240–253.

Боревский Л.В., Кременецкий А.А. Геологическая роль подземных вод при прогрессивном метаморфизме в условиях открытых и закрытых систем // Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1985. Т. 2. С. 8–13.

Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.

*Борукаев Ч.Б.*Тектоника литосферных плит в архее. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996. 59 с. (Тр. ОИГГМ СО РАН; Вып. 825).

Боручинкина М.А., Кичкина С.С., Григорьев В.В. Стратиграфия вулканогенных отложений центральной части Тунгусской синеклизы // Тр. Том. ун-та. 1974. Т. 232а. С. 74–79.

Бримхолл Дж.Х., Крерар Д.А. Рудные флюиды: от магматических до гипергенных // Термодинамическое моделирование в геологии: (Минералы, флюиды, расплавы). М.: Мир, 1992. С. 247–353.

Бурьянова Е.З., Богданов В.В. Закономерности распределения аутигенного ломонтита и гейландита в осадочных отложениях Тарбагайского месторождения угля // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 2. С. 59–68.

Быкова Ю.М., Зиньков В.В., Лукьянов А.В. Моделирование теплового режима в комплексе "дайка в дайке" // Геотектоника. 1988. № 1. С. 24–33.

Варанд Э.Л. Магмоподводящие разломы западной части Сибирской платформы и их рудоконтролирующее значение // Тектоника Сибири. М.: Недра. 1970. Т. 3. С. 21–45.

Венке Х., Дрейбус Г., Ягоутц Э. Химия мантии и история аккреции Земли // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 13–41.

Вернадский В.И. Химическое строение биосферы и ее окружения. М.: Наука, 1987. 339 с.

Виноградов В.И. Историзм в геохимии в свете данных по изотопному составу серы // Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973. С. 244–274.

Виноградов В.И. Сколько лет океану? // Природа. 1975. № 12. С. 50–57.

Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.

Виноградов В.И. Некоторые соображения о процессах гранитизации и континентализации коры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 5. С. 3–11.

Виноградов В.И., Буякайте М.И., Горощенко Г.Л. и др. Изотопные и геохронологические особенности глубокометаморфизованных пород Ганальского выступа на Камчатке // Докл. АН СССР. 1991а. Т. 318, № 4. С. 930–936.

Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991б. № 7. С. 58–65.

Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М. Возраст метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 9. С. 30–38.

Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г. Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги – ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С. 78–103.

Виноградов В.И., Шеймович В.С., Вишневская И.И. и др. Ахомтенский гранитоидный массив – модельный пример гранитизации в зоне перехода континент–океан // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 5. С. 50–63.

Вишневская В.С., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Пральникова И.Е. Новые данные о возрасте и корреляция вулканогенно-кремнистых комплексов северо-западного побережья Охотского моря // Докл. РАН. 1998. Т. 359, № 1. С. 66–69.

Владимиров А.Г. Проблема роста континентальной коры в фанерозое: Новые подходы и решения // Науки о Земле на пороге XXI в.: Новые идеи, подходы, решения: Тез. докл. конф. М.: Науч. мир, 1997. С. 40.

Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с.

Волож Ю.А., Акишев Т.А., Антоненко А.Н. и др. Глубинное строение земной коры Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 84–95.

Вопросы геохронологии и геологии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 212–237.

Гаретовская И.В., Краснопевцева Г.В., Сизов А.В. и др. Изучение глубинного строения Северо-Кавказской сейсмоопасной зоны с помощью сейсмических методов // Основные проблемы сейсмотектоники. М.: Наука, 1986. С. 105–119.

Гаррелс Р.М., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.

Геологические предпосылки перспектив рудоносности докембрия восточной части Балтийского щита / Науч. ред. В.З. Негруца. М.: Мингео РСФСР. Геол. фонд, 1978. 152 с.

Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987.168 с.

Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы. М.: Наука, 1993. 269 с.

Геохимя изотопов в офиолитах Полярного Урала / Ред. А.В. Пейве, В.И. Виноградов. М.: Наука, 1983. 184 с.

Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. 132 с.

Гептнер А.Р., Кристманнсдохтир Х., Селезнева М.А. Вторичные минералы базальтоидов, измененных гидротермальным рассолом на полуострове Рейкьянес (Исландия) // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 2. С. 25–41.

Гептнер А.Р., Петрова В.В. Кремнистые минералы в базальтах Исландии: состав, условия образования // Там же. 1996. № 1. С. 32–43.

Гептнер А.Р., Петрова В.В., Соколова А.Л., Горькова И.В. Биохемогенное формирование слоистых силикатов при гидротермальном изменении базальтов, Исландия // Там же. 1997. № 3. С. 249–259.

Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 208 с.

Гзовский М.В., Михайлова А.В. Энергетика тектонических процессов // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972. С. 94-102. (Тр. МОИП. Отд. геол.; Т. 46).

Гинсбург Г.Д., Гуревич А.Е., Резник А.Д. О причинах низких пластовых давлений на севере Сибири // Сов. геология. 1971. № 9. С. 45–58.

Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 120 с.

Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1974. 275 с.

Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс раннеи Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.
Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Стрижкова А.А. Базальтовый магматизм Тихого океана и проблема петрогеохимической неоднородности тектоносферы // Твердая кора океанов (проект "Литос") / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский, А.А. Пейве. М.: Наука, 1987. С. 45–54.
Гогель Ж. Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.
Голубев В.С., Шарапов В.Н. К неравновесной теории динамики метасоматоза // Кинетика и динамика геохимических процессов: (Тр. I семинара по кинетике и динамике геохим. процессов). М., 1971. С. 69–89.
Горожанин В.М., Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. Новые данные о составе и возрасте гранитоидов Джабыкского и Астафьевского массивов Джабык-Суундукской подзоны // Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1999. С. 51–55.
Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 173 с.
Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987а. С. 132–159.
Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Основные формационные типы мезозойских отложений Корякского нагорья и их тектоническое значение. М.: Наука, 1987б. С. 198–245. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 417).
Гричук Д.В., Борисов М.В., Мельникова Г.Л. Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре: Оценка эволюции раствора // Геология руд. месторождений. 1985. № 4. С. 3–23.
Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Науч. мир, 1998. 340 с.
Даминова А.М. Траппы Центрального Таймыра и роль кристаллизационной дифференциации и ассимиляции в их образовании // Базальты плато. Л.: Наука, 1964. С. 65–78.
Деннис Дж. Международный словарь тектонических терминов. М.: Мир, 1971. 288 с.
Диденко А.Н., Кориневский В.Г., Куренков С.А. и др. Комплекс параллельных даек Южных Мугоджар // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 80–101.
Дислер В.А. Гидрогеохимический анализ регионального распространения ломонтита на Сахалине // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 137–151.
Дмитриев Ю.И. Мезозойский трапповый вулканизм в центре и на периферии Тунгусской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 10. С. 58–67.
Дмитриевский А.Н., Каракин А.В., Баланюк И.Е. Концепция флюидного режима в верхней коре: (Гипотеза корового волновода) // Докл. РАН. 2000. Т. 374, № 4. С. 534–536.
Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
Добрецов Н.Л. Закономерности формирования структуры южного обрамления Сибирской платформы в рифее и палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 26–37.
Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.
Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений / Ред. В.С. Соболев. М.: Недра, 1974а. 328 с.
Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1974б. 246 с.
Довжиков А.Е., Иванов Г.В., Кнауф В.В. Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1984. № 3. С. 71–76.
Дотдуев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 9. С. 94–106.
Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые материалы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 206 с.

Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.

Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. Келасурский гранитоидный массив // Путеводитель геологических экскурсий. Тбилиси: Геол. ин-т АН ГССР, 1988. 25 с.

Елисеев Н.А. Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 428 с.

Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1987. С. 3–14.

Жариков В.А., Ходоревская Л.И. Плавление амфиболитов: *T–P*-зависимость состава парциальных расплавов// Докл. РАН. 1993. Т. 330, № 2. С. 249–251.

Жуланова И.Л., Перцев А.Н. О гетерогенности мафит-ультрамафитовых массивов хребта Пикульней (Анадырско-Корякская складчатая система) // Зап. ВМО. 1988. Вып. 3. С. 267–293.

Журавлев А.З., Негрей Е.В. Синхронность формирования Эльджуртинского гранита и рудоносных метасоматитов Тырныауза (Северный Кавказ) // Докл. РАН. 1993. Т. 332, № 4. С. 482–485.

Журавлев Д.З., Розен О.М. Sm–Nd возраст метаосадков гранулитового комплекса Анабарского щита // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. С. 189–193.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.

Запорожцева А.С., Вишневская Т.Н., Глушинский П.Н. Цеолиты меловых отложений севера Якутии // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 2. С. 161–177.

Зверев В.П. Массопотоки подземной гидросферы. М.: Наука, 1999. 97 с.

Зверев В.П., Поляк Б.Г. Роль геологических процессов в энергетике земной коры // Тепловой режим недр СССР / Ред. Ф.А. Макаренко и Б.Г. Поляк. М.: Наука, 1970. С. 25–44.

Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов) / Отв. ред. С.Б. Лобач-Жученко. Л.: Наука, 1988. 215 с.

Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. и др. Тектоника восточного обрамления Срединно-Камчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.

Зинкевич В.П., Рихтер А.В., Фугзан М.М. $^{40}Ar/^{39}Ar$-датирование метаморфических пород Восточной Камчатки // Докл. РАН, 1993. Т. 333, № 4. С. 477–480.

Золотарев Б.П. Сравнительная геолого-петрохимическая характеристика базальтоидов второго слоя океанической коры // Твердая кора океанов (проект "Литос") / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский, А.А. Пейве. М.: Наука, 1987. С. 38–45.

Зоненшайн Л.П., Матвеенков В.В., Хаин В.В. Разрез базальтового слоя палеоокеанической коры по реке Шулдак (Южный Урал, Мугоджары): Реконструкция спрединга и рельефа девонского океанического ложа // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 101–111.

Иванкин П.Ф. Взаимодействие потоков восстановленных газов с литосферой подвижных поясов // Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл. М.: Наука, 1985. С. 7–9.

Иванов К.С., Банквитц П., Ронкин Ю.Л., Банквитц Е. Модель формирования Дабыкского плутона (Южный Урал) // Магматизм и геодинамика: Материалы I Всерос. петрогр. совещ. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. Кн. 2. С. 69–71.

Ициксон Г.В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 172–194.

Казьмин В.Г., Книппер А.Л. Аккреционная тектоника Кавказа // Тектонические процессы / Ред. Ю.М. Пущаровский и А.А. Моссаковский. М.: Наука, 1989. С. 75–89.

Кайгородцев Г.Г. К тектонике территории бассейна р. Анадырь // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961. Вып. 15. С. 156–162.

Кайгородцев Г.Г. О находке эклогитоподобных пород в хребте Пекульней // Геология и геофизика. 1966. № 4. С. 140–143.

Каляев Г.И., Глевасский Е.Б., Димитров Г.Х. Палеотектоника и строение земной коры железорудной провинции Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 240 с.

Карпова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1975. 175 с.

Кацура И.К., Федоровский В.С. Главная сдвиговая зона коллизионной системы каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН. 1996. Т. 351, № 5. С. 1–6.

Кашинцев Г.Л. Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (поздняя юра–палеоцен) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 55–68.

Кашинцев Г.Л. Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (палеоцен–плейстоцен) // Там же. 1994. № 5. С. 70–81.

Кейльман Г.А., Паняк С.Г. Проблемы геологии гранитного слоя // Там же. 1979. № 2. С. 69–79.

Кемкин И.В., Паланджян С.А., Чехов А.Д. Обоснование возраста кремнисто-вулканогенных комплексов м. Поворотного Пенжинско-Пекульнейского офиолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 5. С. 69–79.

Кириченко Л.А. Тектоническое развитие Балтийского щита в палеозое // Новые данные по геологии и стратиграфии северо-запада РСФСР. М.: Мингео РСФСР. Геол. фонд, 1978. С. 5–18.

Кирюхин В.А., Толстихин Н.И. Региональная гидрогеология. М.: Недра, 1987. 382 с.

Киссин И.Г. Внутрикоровая гидросфера Земли – концептуальная модель // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 4. С. 531–534.

Киссин И.Г. Флюидная система консолидированной земной коры как самоорганизующаяся структура // Система планета Земля: IX науч. семинар. М.: Изд-во МГУ, 2001.

Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометальных Li–F гранитоидов // Петрология. 1999а. Т. 7, № 4. С. 401–429.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm–Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999б. № 3. С. 21–41.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 118–130.

Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные преобразования горных пород в западной части Нуратау-Курганакской шовной зоны // Докл. РАН. 1993. Т. 333, № 1. С. 66–69.

Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественная эволюция палеозойских метаморфических образований гор Южные Нуратау (Кызылкумы) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 1. С. 37–54.

Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные парагенезы Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 72–89.

Колодяжный С.Ю. Процессы вертикальной аккреции в Северо-Карельской зоне Балтийского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 1. С. 14–29.

Колодяжный С.Ю., Зинкевич В.П., Лучицкая М.В., Бондаренко Г.Е. Признаки вязкопластического течения в мезозойских барабских конгломератах Срединно-Камчатского массива // Там же. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 15–30.

Колодяжный С.Ю., Леонов М.Г., Хан Р.С. Тектоника Южно-Нуратинской линеаментной зоны (Кызылкум) // Геотектоника. 1991. № 5. С. 93–106.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 215 с.

Кононов В.И., Ильин В.А. О состоянии и поведении воды в земных недрах в связи с процессами метаморфизма // Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций. М.: ВИМС, 1971. Вып. 2. С. 35–65.

Кононов В.И., Поляк Б.Г. Локальные возмущения геотемпературного поля // Тепловой режим недр СССР / Ред. Ф.А. Макаренко и Б.Г. Поляк. М.: Наука, 1970. С. 102–113. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 218).

Кононов В.И., Ткаченко Р.И. Береговые термы и особенности их формирования // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 38–46.

Константиновская Е.А. Мезозойские океанические кремнистые породы в аккреционной структуре полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 4. С. 3–21.

Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии дуга–континент на примере западных окраин Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.

Коныгин В.Г., Леонов М.Г. Тектоника Сугутского метаморфического блока (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 6. С. 19–35.

Коныгин В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В. Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1988. № 6. С. 76–85.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.

Копорулин В.И. О происхождении цеолитового цемента в песчано-гравийных породах юго-восточной части Иркутского бассейна // Докл. АН СССР. 1967. Т. 31, № 1. С. 174–177.

Копорулин В.И. Мезозойские и кайнозойские отложения Северо-Востока и Дальнего Востока России. М.: Наука, 1992. 126 с.

Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 111 с.

Короновский Н.В. Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейского, Анатолийского и Кавказского регионов (центральная часть Альпийского складчатого пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1994. № 1. С. 35–48.

Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: Карел. НЦ АН СССР, 1991. 118 с.

Корякин А.С. Некоторые итоги изучения протерозойских кор выветривания Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 9. С. 10–108.

Коссовская А.Г. Граувакки печорской угленосной формации // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 105–153.

Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья: (О формировании минерального состава терригенных пород). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 206 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 63).

Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981а. С. 5–16.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Симанович И.М. Современное состояние и перспективы развития проблемы эпигенеза предметаморфизма на континентах и в океанах // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981б. С. 45–62.

Кошкин А.В., Куренков С.А. Особенности строения эффузивных и интрузивных меймечитов (Восточная Сибирь) // Сводные палеовулканологические карты СССР. Ташкент: САГИМС, 1986. Ч. 2. С. 184–186.

Крамм У., Чернышев И.В., Грауэрт Б. и др. Типология и U–Pb систематика цирконов: изучение цирконов в нефелиновых сиенитах Ильменских гор, Урал // Петрология. 1993. Т. 1, № 5. С. 536–549.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.

Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н., Милановский С.Ю. Геотермические исследования и модель теплогенерации докембрийской коры Балтийского щита // Геохимия глубинных пород / Ред. Л.Н. Овчинников. М.: Наука, 1986. С. 131–149.

Кропоткин П.Н. О происхождении гранитов // Сов. геология. 1940. № 9. С. 32–43.

Кропоткин П.Н., Поляк Б.Г. Энергетический баланс Земли // Земная кора сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1973. С. 7–24. (Верхняя мантия; № 11).

Крылов А.Я., Вишневский А.Н., Силин Б.И. Абсолютный возраст пород Анабарского щита // Геохимия. 1963. № 12. С. 1140–1144.

Крылов К.А. Особенности структурного положения плагиогранитов в Эконайской системе покровов (Корякский хребет) // 5-я конф. молодых науч. сотрудников ГИН АН СССР. М.: ГИН АН СССР, 1986. С. 3–4.

Крылов К.А., Григорьев В.Н. Рудопроявления в эффузивно-кремнистых океанических комплексах Корякского нагорья // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 2. С. 175–185.

Крылов К.А., Лучицкая М.В. Кислый магматизм в аккреционных структурах Корякии, Камчатки, Аляски // Геотектоника. 1999. № 5. С. 35–51.
Крылов К.А., Руженцев С.В., Соколов С.Д. Аккреция океанических комплексов в Корякском нагорье // История геологического развития территории СССР и тектоника плит / Под ред. Л.П. Зоненшайна и Е.В. Приставакиной. М.: Наука, 1989. С. 111–120.
Кудряшова В.И. Интрузивные траппы среднего течения Нижней Тунгуски// Основные породы и проблемы их генезиса. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 35–65.
Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 7–20.
Куклей Л.Н. Связь морфологии мигматитов с тектоническими деформациями // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44, № 6. С. 43–47.
Куренков С.А. Сложные дайковые комплексы мезозойских траппов в бассейне р. Нижняя Тунгуска// Докл. АН СССР. 1984. Т. 279, № 6. С. 1436–1440.
Куренков С.А. Меймечитовые комплексы типа "дайка в дайке" в составе Гулинского плутона // Там же. 1986. Т. 290, № 2. С. 421–424.
Куренков С.А. Роль силлов в процессе рассеивания зон магмовыведения при формировании траппов Тунгусской синеклизы // Там же. 1987. Т. 296, № 1. С. 189–192.
Куренков С.А. Рассеянный спрединг в мезозойской истории Сибирской платформы и Таймырской складчатой области // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 57–70.
Куренков С.А. Геодинамическая конвергенция палеоспрединга // Геотектоника. 1996. № 1. С. 3–19.
Куренков С.А. Базиты и спрединг в структуре палеоокеанов и континентов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1997. 33 с.
Куренков С.А., Перфильев А.С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. 1984. № 5. С. 3–17.
Куренков С.А., Перфильев А.С. Геодинамика базальтового магматизма в океанах и трапповых провинциях континентов // Океанический магматизм – эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 77–86.
Куренков С.А., Юнаковская Ю.В. Закономерности распределения зон магмопроницаемости траппов Тунгусской синеклизы // Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения. Якутск: ЯНЦ, 1989. С. 17–20.
Курносов В.Б. Глинистые и сопутствующие минералы осадков Командорской впадины // Геология Командорской впадины. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 36–46.
Курносов В.Б. Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1982. 222 с.
Курносов В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1986. 250 с.
Лебедев А.П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 195 с. (Тр. Ин-та геол. наук; Вып.161).
Лебедев А.П. Сопоставления траппового магматизма Сибирской платформы и некоторых других провинций мира // Базальты плато. М.: Наука, 1964. С. 7–12.
Лебедев В.М., Могучева Н.К., Старосельцев В.С. и др. К вопросу о маркирующих покровах в триасовых образованиях Тунгусской синеклизы // Тр. СНИИГГиМС. 1973. Вып. 167. С. 25–28.
Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139 с.
Леонов М.Г. Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 134 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 433).
Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
Леонов М.Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Там же. 1997. № 3. С. 3–20.
Леонов М.Г., Кожухарова Е. Релаксационный метаморфизм как фактор структурно-вещественного преобразования горных пород // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 41–49.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 521).
Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995а. № 2. С. 29–48.
Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива (Балтийский щит) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995б. Т. 70, вып. 3. С. 20–32.
Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных структур Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 1–11.
Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. 193 с.
Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Там же. 1993. № 5. С. 4–15.
Леонов Ю.Г. Строение литосферы в отраженных волнах // Там же. 1994. № 4. С. 85–88.
Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Там же. 1997. № 4. С. 3–23.
Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектоническая природа границы Мохоровичича // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 10–26. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).
Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектонические срывы в области границы Мохоровичича в континентальной и океанической литосфере // Новые идеи в науках о Земле. М.: Наука, 2000. С. 46–55.
Летников Ф.А. Флюидизация литосферы подвижных поясов // Современная динамика литосферы континентов. М.: Недра, 1995. С. 257–275.
Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник–99. М.: ВИНИТИ, 1999. С. 63–98.
Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–225.
Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: (Материалы совещ.). М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 362–364.
Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.
Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев Ю.В. и др. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 185 с.
Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В. и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 187 с.
Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопный возраст магматических пород Приольхонья // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 1. С. 171–174.
Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
Лисицына Н.А. Поступление осадочного материала в океаны из кор выветривания разных климатических зон // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 67–84.
Лишневский Э.Н. Пространственное положение раннедокембрийских гранитных тел Северной и Центральной Карелии. 2. Проницаемые зоны земной коры и вероятный механизм формирования гранитных тел // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 2. С. 12–15.
Лобач-Жученко С.Б. Основные проблемы геологии гранитно-зеленокаменных областей раннего докембрия // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 46–57.
Лобач-Жученко С.Б., Пинаева Н.И. Об абсолютном возрасте и характере контактов пород архея и нижнего протерозоя // Вопросы геохронологии и геологии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 187–211.
Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

Ломизе М.Г. Базальтовые дайки и разрастание земной коры в Восточной Исландии // Геотектоника. 1976. № 2. С. 57–72.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).

Лукьянова В.Т., Лукьянов А.В. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: Наука, 1987. Ч. 2. С. 121–172.

Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Сибирская платформа: Трапповая формация // Геологическое строение СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958. Т. 2: Магматизм. С. 254–260.

Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Т. 1. С. 5–70.

Лурье М.Л., Обручев С.В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы // Материалы Всесоюз. н.-и. геол. ин-та. 1955. Вып. 7. С. 159–206.

Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

Лучицкая М.В. Гранитоидный интрузивный магматизм южной части полуострова Тайгонос // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 379–381.

Лучицкая М.В. Тоналит-трондьемитовые комплексы Камчатско-Корякского региона (геология, геодинамика). М.: ГЕОС, 2000. 123 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).

Лучицкая М.В., Рихтер А.В. Тектоническая расслоенность метаморфических образований Ганальского блока (Камчатка) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 76–85.

Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. 264 с.

Лучицкий И.В. Кислые магматические породы срединно-океанических поднятий // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 149–153.

Львов А.Б. Эволюция метаморфизма при формировании фундамента Восточно-Камчатской складчатой зоны (Ганальский хребет) // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 261–271.

Львов А.Б., Неелов А.Н., Богомолов Е.С., Михайлова Н.С. О возрасте метаморфических пород Ганальского хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 81–93.

Лялько В.И. Тепломассоперенос в литосфере. Киев: Наук. думка, 1985. 270 с.

Ляхович В.В., Устинов В.И. Изотопы кислорода в вертикальном разрезе Эльджуртинского гранитного массива // Докл. РАН. 1995. Т. 342, № 6. С. 798–800.

Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.

Макаренко Ф.А., Ильин В.А., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Физическая модель подземной гидросферы // Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1972а. Т. 11/13, симпоз. 1: Гидрогеология и инженерная геология. С. 15–24.

Макаренко Ф.А., Поляк Б.Г., Сугробов В.М. Роль подземных вод в перераспределении глубинного тепла // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972б. С. 94–102. (Тр. МОИП. Отд. геол.; Т. 46).

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А. Геохимия основных кристаллических сланцев Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1992. № 6. С. 771–786.

Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.

Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 322 с.

Марков М.С., Некрасов Г.Е. Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 183–189.

Масайтис В.Л. Проблемы траппового магматизма Сибирской платформы // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 247–256.

Масайтис В.Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: Проблемы динамической реконструкции // Зап. ВМО. 1983. Ч. 112, вып. 4. С. 412–425.
Межвилк А.А. Маркирующие горизонты среди эффузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1962. № 4. С. 68–75.
Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 434).
Мигматиты. М.:Мир, 1988. 150 с.
Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.
Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
Милло Ж. Геология глин: (Выветривание, седиментология, геохимия). Л.: Недра, 1968. 350 с.
Минаев В.Е. Метабазиты в зеленых сланцах Каратегина // Докл. АН ТаджССР. 1978. Т. 21, № 9. С. 40–43.
Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов Л.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 277 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 503).
Минц М.В., Собатович Э.В., Цьонь О.В. Свинцово-изохронное датирование горных пород Мурманского блока и его обрамления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 10. С. 5–16.
Мокшанцев К.Б. Протерозой северо-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 215 с.
Молчанов В.И., Юсупов Т.С. Физико-химические свойства тонкодиспергированных минералов. М.: Наука, 1981. 264 с.
Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 165 с.
Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки // Региональная геодинамика и стратиграфия азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С. 120–172.
Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1996. 28 с.
Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Л.: Наука, 1975. 127 с.
Мохамед Харун Ахмед, Фельдман В.И., Кастрыкина В.М. Условия образования метаморфических пород Ганальского блока (Камчатка) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1998. № 2. С. 23–30.
Муравьев В.И. Граувакки меденосной формации Мангышлака // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 285–322.
Мурбат С. Граничные условия эволюции архейской коры по возрастным и изотопным данным // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 356–366.
Негруца В.З. Карельский структурно-формационный комплекс и его металлогеническая специализация // Геологические предпосылки перспектив рудоносности докембрия восточной части Балтийского щита. М.: Мингео РСФСР. Геол.фонд, 1978. С. 58–124.
Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
Негруца В.З. Докембрийская формация кварцевых конгломератов Балтийского щита. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 150 с.
Негруца В.З. Опыт сравнительного изучения цикличности и ритмичности докембрия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 6. С. 101–105.
Негруца В.З., Басалаев А.А., Чикирев И.В. Баренцевоморский фосфоритовый бассейн. Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 119 с.
Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Проблема геологии докембрийских кор выветривания Балтийского щита // Докембрийские коры выветривания. М., 1975. С. 88–103.
Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Экзогенные факторы эволюции фундамента древних платформ // Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. Л.: Наука, 1987. С. 57–65.

Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Эволюция докембрийской стратисферы: пространство, время, энергия // Новые идеи в естествознании. СПб.: Наука, 1996.Ч. 2. С. 111–121.
Негруца В.З., Негруца Т.Ф., Иванов Н.М., Леонтьев А.Г. Новая находка архейских конгломератов в Карелии // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 2. С. 432–438.
Негруца Т.Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 255 с.
Негруца Т.Ф. Литогенетические формации и климат переходной эпохи от архея к протерозою // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984. Вып. 9. С. 43–52.
Негруца Т.Ф Граница архея и протерозоя на Балтийском щите. Апатиты: КНЦ РАН, 1988. 80 с.
Негруца Т.Ф. Историко-геологическое обоснование границы архея и протерозоя: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук (в форме науч. докл.). Апатиты, 1991. 47 с.
Негруца Т.Ф., Негруца В.З. К проблеме палеоклиматических реконструкций докембрия // Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. С. 140–148.
Неймарк Л.А., Немчин А.А., Розен О.М. и др. Sm–Nd-изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах из Кимберлитов Якутии // Докл. РАН. 1992. Т. 327, № 3. С. 374–378.
Некрасов Г.Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 6. С. 1433–1436.
Некрасов Г.Е. , Журавлев Д.З. Sm–Nd изотопная система в породах нижней коры южной части хребта Пекульней (поздние мезозоиды Чукотки) // Докл. РАН. 2000. Т. 372, № 3. С. 373–377.
Некрасов Г.Е., Ляпунов С.М. Меланократовый фундамент хребта Пекульней (Чукотка) и направленность эволюции литосферы палеоокеанических зон северо-западного обрамления Тихого океана // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 1. С. 162–166.
Некрасов Г.Е., Сумин Л.В. Меланократовый фундамент хребта Пикульней и его Pb–Pb-термоизохронный возраст // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 183–189.
Непрочнов Ю.П., Мерлин Л.Р., Шрейдер А.А. и др. Строение Восточно-Индийского хребта по данным комплексных геофизических исследований // Океанология. 1979. № 4. С. 644–657.
Нестеренко Г.В. Океанические аналоги континентальных базальтов // Геохимия. 1984. № 7. С. 997–1001.
Никишин А.М. Обсуждение ранней истории Земли // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 4. С. 57–62.
Новикова А.С., Штрейс Н.А., Щипанский А.А. Гранит-зеленокаменные области и проблема архейской океанической коры // Геотектоника. 1991. № 4. С. 3–9.
Ножкин А.Д., Крестин А.М. Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия КМА. М.: Наука, 1984. 126 с.
Обручев С.В. Тунгусский бассейн (южная и западные части). Т. 1, 2. М., 1932–1933. (Тр. Всесоюз. геол.-развед. о-ва; Вып. 164, 178).
Огильви Н.А. Геотемпературное поле как один из факторов формирования подземных вод // Тез. докл. на I Всесоюз. совещ. по геотерм. исслед. в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 19–22.
Оффман П.Е. Тектонические условия траппового вулканизма на Сибирской платформе // Базальты плато. М.: Наука, 1964. С. 27–38.
Павленкова Н.И. Глубинное строение территории СССР // Актуальные проблемы тектоники СССР / Ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1988. С. 36–45.
Павленкова Н.И. Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры // Геофизика. 1996. № 4. С. 11–19.
Павлова Т.Г. Положение гранито-гнейсов и гранитов в структуре Южного Уралтау (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 4. С. 16–25.
Паланджян С.А., Дмитренко Г.Г. Перидотиты Прибрежного пояса Тайгоноса: Химический состав минералов как показатель геодинамической обстановки формирования офиолитов // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 53–57.

Пампура В.Д. Минералообразование в гидротермальных системах: (Физические и физико-химические условия). М.: Наука, 1977. 204 с.
Панков Ю.Д. Геологический смысл радиологических датировок 480–420 млн лет в метаморфитах и магматитах восточного склона Урала // Ежегодник–1989 / ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1990. С. 73–75.
Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
Паталаха Е.И. О дифференциальной подвижности совместно деформированных разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия) // Там же. 1971. № 4. С. 47–56.
Пейве А.В. Тектоника и развитие Урала и Аппалач – сравнение // Там же. 1973. № 3. С. 3–13.
Пейве А.В., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л. и др. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 222 с.
Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С. и др. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов геологов. М.: Наука, 1984. Т. 7: Тектоника. С. 3–9.
Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196. № 3. С. 697–699.
Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6–23.
Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 423 с.
Перфильев А.С. Тектоническая природа поверхности Мохоровичича в океанической литосфере // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1998. С. 88–90.
Перфильев А.С., Ахметьев М.А., Гептнер А.Р. и др. Третичные базальты Исландии и проблема спрединга // Твердая кора океанов (проект "Литос") / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский, А.А. Пейве. М.: Наука. 1987. С. 102–113.
Перцев А.Н. Гранат-клинопироксеновые парагенезисы в ультрамафитах хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь): Состав минералов, факторы равновесия // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 3. С. 53–65.
Перцев Н.Н., Русинов В.Л. Минеральные преобразования пород океанического субстрата // Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скважин 417, 418 "Гломара Челленджера". М.: Наука, 1981. С. 17–22.
Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновый геотермометр // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 6. С. 1196–1199.
Петров В.П., Волошина З.М. К характеристике метаморфической истории Северо-Карельского пояса карелид // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1987. С. 75–83.
Петрографический словарь / Под ред. Г.Д. Афанасьева, В.П. Пеирова, Е.К. Устиева. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.
Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм: По данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 228 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 535).
Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
Поляк Б.Г. Тепловой поток и "средний возраст" термальных событий в земной коре // Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: Изд-во РУДН, 2000. С. 5–12.
Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И. и др. Изотопный состав He и Ar в термальных флюидах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом // Докл. АН СССР. 1979а. Т. 247. С. 1220–1225.
Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Тепловой поток на континентах // Там же. 1966. Т. 168, № 1. С. 170–172.
Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника. 1968. № 4. С. 3–19.
Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Там же. 1979б. № 5. С 3–23.
Попов В.С. Модель формирования сиалической протокоры континентов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 11. С. 102–114.

Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизмы метасоматоза. М.: Наука, 1973. 312 с.
Пущаровский Ю.М. Сравнительная тектоника Тихого и Атлантического океанов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 3–16.
Пущаровский Ю.М. Сейсмография, тектоника и глубинная геодинамика // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 518–522.
Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-запада Тихого океана // Геотектоника. 1981. № 1. С. 5–18.
Пущаровский Ю.М., Соколов С.Д. Нелинейная тектоника. М.: Наука, 2001. С. 476–508.
Ребиндер П.А. Физико-химическая механика как новая область знания // Вестн. АН СССР. 1957. № 10. С. 32–42.
Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
Рихтер А.В. Строение Срединно-Камчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1995. № 1. С. 78–91.
Розен О.М., Бибикова Е.В., Журавлев Д.З. Ранняя кора Анабарского щита, возраст и модели формирования // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С. 199–224.
Розен О.М., Журавлев Д.З., Злобин В.Л. Изотопно-геохимическая неоднородность северо-востока Сибирского кратона // XV Симпоз. по геохимии изотопов: Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 1998. С. 247–248.
Розен О.М., Марков М.С. О происхождении амфиболитов метаморфического фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки) // Геотектоника. 1973. № 3. С. 27–39.
Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник–1988 / ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1989. С. 107–110.
Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры // Геохимия. 1967. № 11. С. 1285–1309.
Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры // Там же. 1976. № 12. С. 1763–1795.
Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
Руденко В.Е. Некоторые вопросы геологии и условия образования нижнепротерозойских толщ бергаульской серии (Южная Карелия) // Вестн. ЛГУ. 1968. Вып. 1, № 6. С. 56–68.
Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 171 с.
Руженцев С.В., Бялобжеский В.Н., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.
Руженцев С.В., Соколов С.Д. Тектонические покровы и движения литосферных плит// Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 30–41.
Руттен М. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
Рыженко Б.Н., Барсуков Викт.Л., Князева С.Н. Химические характеристики (состав, pH, Eh)систем "порода/вода". III. Системы "пироксенит/вода" и "дунит/вода" // Геохимия. 2000. № 6. С. 618–682.
Рябчиков И.Д. Флюидный режим мантии Земли // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 195–203.
Саврасов Д.И. О магнитных свойствах трапповых интрузий, внедрившихся вдоль восточной окраины Тунгусской синеклизы. М., 1987. 42 с. Деп. в ВИНИТИ, 1987.
Садовников Г.Н. О возрасте вулканогенных образований Тунгусской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 2. С. 68–77.
Сайз У.Б. Полигенные трондьемиты // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 9.: Петрология. С. 192–200.
Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
Самсонов А.В., Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Чернышев И.В. Геохронология архейского аульского гнейсового комплекса и проблема фундамента зеленокаменных поясов Украинского щита // Петрология. 1993. Т. 1, № 1. С. 29–49.

Светов А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л.: Наука, 1972. 120 с.
Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулкано-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1995. 211 с.
Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.
Семихатов М.А. Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: Сравнение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 6–16.
Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И. Цеолиты, их синтез и условия образования. М.: Наука, 1970. 283 с.
Серебрянский Е.П., Костицын Ю.А., Федоровский В.С., Владимиров А.Г. Сравнительные изотопные исследования гранитов и метаморфических пород Приольхонья // XV Симпоз. по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ РАН, 1998. С. 259.
Силантьев С.А., Мироненко М.В., Базылев Б.А., Семенов Ю.В. Метаморфизм, связанный с гидротермальными системами срединно-океанических хребтов: Опыт термодинамического моделирования // Геохимия. 1992. № 7. С. 1015–1033.
Симанович И.М., Кудрявцев Д.И. Текстурные типы эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы. М.: Наука, 1981. 63 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 362).
Симанович И.М., Кудрявцев Д.И., Сколотнев С.И. Постэруптивные процессы в базальтах. Люберцы, 1988. 156 с. Деп. ВИНИТИ, № 3310-В88.
Синицин В.М. Сиаль: Историко-генетические аспекты. Л.: Недра, 1972. 168 с.
Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 178 с.
Славинский В.В. Трехкомпонентный гранат-двупироксеновый термобарометр // Проблемы метаморфизма в докембрии. М., 1980. С. 87–104.
Смелов А.П., Ковач В.П., Габышев В.Д. и др. Тектоническое строение и возраст фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона // Отеч. геология. 1998. № 6. С. 6–10.
Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР: (Пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000). М.: ГУГК СМ СССР, 1980. 150 с.
Смит Х.С., О'Нил Дж.Р., Эрланк А.Дж. Изотопный состав кислорода минералов и горных пород и характер химического изменения подушечных лав зеленокаменного пояса Барбертон, Южная Африка // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 147–172.
Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с.
Соболев А.В., Мигдисов А.А., Портнягин М.В. Распределение несовместимых элементов между клинопироксеном и базальтовым расплавом по данным исследования расплавных включений в минералах массива Троодос, остров Кипр // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 326–336.
Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и остров Реюньон (Индийский океан) // Там же. 1994. Т. 2. № 2. С. 131–168.
Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. Л., 1936. 236 с. (Тр. Аркт. ин-та; Т. 43).
Соболев В.С., Соболев Н.В. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250, № 3. С. 683–685.
Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 479).
Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент–Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–84. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Особенности строения палеоаккреционных призм на примере полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 6. С. 807–811.
Соколов С.Д., Бялобжеский В.Н. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–81.

Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Пейве А.А. и др. Элементы структурной и вещественной упорядоченности в серпентинитовых меланжах // Там же. 1996. № 1. С. 47–62.
Соловьев А.Ю. Деформации и метаморфизм в структурах зеленосланцевого комплекса Восточного Алая (Южный Тянь-Шань) // Там же. 1990. № 4. С. 45–51.
Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 246 с.
Сомин М.Л., Видяпин Ю.П. Соотношения фундамент–чехол и проблема происхождения альпийской складчатости Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 62–69.
Сорохтин О.Г. Энергетический баланс Земли // Тектоника литосферных плит: (Источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Наука, 1977. С. 57–66.
Сорохтин О.Г., Сагалевич А.М. Гидротермальная активность на океаническом дне // Тр. ИО РАН. 1994. Т. 131. С. 151–161.
Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Природа тектонической активности Земли. М.: ВИНИТИ, 1993. 290 с. (Итоги науки и техники. Физика Земли; Т. 12).
Спиридонов В.Г., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В. Sm–Nd возраст и геохимия гранулитов центральной части Анабарского щита // Геохимия. 1993. № 10. С. 1412–1427.
Старицына Г.Н., Табунов С.М. Рудоносные вулкано-тектонические структуры ложа Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1992. № 5. С. 3–12.
Старицына Г.Н., Томановская Ю.И., Табунов С.М. Структурно-магматическое районирование базальтов центральной части Тихого океана // Твердая кора океанов (проект "Литос") / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский, А.А. Пейве. М.: Наука, 1987. С. 55–65.
Старосельцев В.С. Тектоническое положение базальтовых плато (в связи с оценкой нефтегазоносности древних платформ) // Геология и геофизика. 1980. № 8. С. 3–10.
Степанов Л.Л. Радиогенный возраст полиметаморфичечких пород Анабарскогор щита // Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: ВНИИГА, 1974. С. 76–83.
Степанюк Л.М. Уран-свинцовый возраст микроклиновых гранитов Анабарского щита // Докл. АН УССР. 1991. № 10. С. 127–129.
Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Яковлев Б.Г. и др. Кристаллогенезис и возраст циркона в породах гранулитовой фации (на примере мафитового гранулита далдынской серии Анабарского щита) // Минерал. журн. 1993. Т.15, № 2. С. 40–52.
Страхов Н.М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С. 12–49.
Страхов Н.М. К познанию диагенеза // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Львов. гос. ун-т, 1956. Кн. 3. С. 7–26.
Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т.1. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.
Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 428 с.
Сун С.С. Геохимическая характеристика архейских ультраосновных и основных вулканических пород и ее значение для обоснования состава и развития мантии // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 42–67.
Сыстра Ю.Й. Тектоника карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.
Тейлор Г.П., мл. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений / Ред. Х.Л. Барнс. М.: Мир, 1982. С. 200–237.
Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: Состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 312 с.
Тектоника континентов и океанов. Хабаровск: Кн. изд-во, 1976. 757 с.
Тектоника Северной Евразии: (Объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980. 220 с.
Тектоническая карта мира масштаба 1:25 000 000 / В.Е. Хаин, Л.Э. Левин, Ю.Я. Кузнецов. М.: АН СССР–ГУГК СМ СССР, 1982.
Тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1:5 000 000 / Гл. ред А.В. Пейве, А.Л. Яншин. М.: ВАГТ Мингео СССР – ГУГК СМ СССР, 1980.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. Ч. 1. 376 с.
Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 3. М.: Мир, 1979. 543 с.
Травин В.В. Формирование структуры Северо-Карельской синклинорной зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1996. 20 с.
Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
Уолтер Дж.В., Вуд Б.Дж. Скорости реакций минерал–флюид // Взаимодействие флюид–порода при метаморфизме / Ред. *Дж.В. Уолтер* и *Б.Дж. Вуд*. М.: Мир, 1989. С. 225–243.
Уотерс А.К. Определение направления течения в базальтах // Проблемы палеовулканизма. М., 1963. С. 96–115.
Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир,1981. 436 с. Пер. с англ.: *Fyfe W.S., Price N.J., Thompson A.B.* Fluids in the Earth's crust. Amsterdam: Elsevier, 1978, 383 p.
Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М.: Изд-во иностр. лит. 1962. 414 с.
Федоров Г.В. Вещественный состав и глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм западной части Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Душанбе, 1982. 24 с.
Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71
Федоровский В.С. Интерференция деформаций и коллизионный тектогенез // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. С. 229–231.
Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Там же. 1993. № 4. С. 30–45.
Федоровский В.С., Лихачев А.Б., Риле Г.В. Зона столкновения типа "террейн–континент" в Западном Прибайкалье: Структура коллизионного шва // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 228–232.
Федотов С.А., Гусев А.А., Черныщова Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 91–107.
Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г., Камчатка. М.: Наука, 1984. 637 с.
Феоктистов Г.Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. М.: Наука, 1978. 158 с.
Ферронский В.И. Изотопия природных вод и проблема происхождения Земли и ее гидросферы // Изотопия природных вод. М.: Наука, 1978. С. 3–9.
Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
Филиппов М.М. Модели формирования месторождений шунгитоносных пород Онежского синклинория: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Петрозаводск, 2000. 48 с.
Флоренский К.П. О начальном этапе дифференциации первичного вещества Земли // Геохимия. 1965. № 8. С. 909–917.
Фонарев В.И., Графчиков А.А. Двупироксеновый геотермометр // Минерал. журн. 1982. Т. 4. № 5. С. 3–12.
Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н. Экспериментальное исследование равновесия твердых растворов минералов и геотермобарометрия в геологии // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1994. С. 323–355.
Фролова Н.В. Вопросы стратиграфии, магматизма, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири // Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 13–49.
Фролова Н.В. Об условиях осадконакопления в архейской эре // Тр. Иркут. ун-та. 1951. Т. 5, № 2. С. 38–68.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
Хаин В.Е., Левин Л.Э., Тулиани Л.И. Некоторые количественные параметры глобальной структуры Земли // Геотектоника. 1982. № 6. С. 25–37.
Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
Хайнике Г. Трибохимия. М.: Мир, 1987. 582 с.
Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в отроводужных системах Восточной Азии. Владивосток, 1985. 136 с.
Харитонов Л.Я. Новые данные по стратиграфии и тектонике карельской формации Онего-Сегозерского водораздела. М.; Л.: ГОНТИ, 1938. 52 с. (Тр. Ленингр. геол. треста; Вып. 17).
Харитонов Л.Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма Карелии // Сов. геология. 1963. № 4. С. 24–53.
Хейсканен К.И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: КНЦ АН СССР, 1990. 128 с.
Хитаров Н.И., Сендеров Э.Э., Бычков А.М. и др. Особенности условий становления Эльджуртинского гранитного массива. М.: Наука, 1980. 120 с.
Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 152 с.
Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 258 с.
Чамов Н.П., Андреев А.В. Среднеюрские-нижнемеловые осадочные комплексы в аккреционной структуре полуострова Тайгонос // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 3. С. 260–272.
Чамов Н.П., Басилян А.Э., Баринов К.Б. О развитии орегонской части аккреционной призмы Каскадия (западная континентальная окраина США) // Геотектоника. 2001. № 4. С. 1–11.
Чамов Н.П., Курносов В.Б. Эпигенез осадков в аккреционной призме на континентальной окраине Каскадия // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 5. С. 1–17.
Чередниченко А.И. Тектонофизические условия минеральных преобразований. Киев: Наук. думка, 1964. 184 с.
Черноморский М.А. К вопросу о соотношении мигматизаци и деформации // Геотектоника. 1987. № 5. С. 42–47.
Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У., Грауэрт Б. Изотопная геохимия щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323–328.
Шапиро М.Н., Разницин Ю.Н., Шанцер А.Е. и др. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–21.
Шарков Е.В., Цветков А.А. Геодинамические режимы океанов и магматические серии // Твердая кора океанов (проект "Литос") / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский, А.А. Пейве. М.: Наука, 1987. С. 131–140.
Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е. Sr–Nd изотопная систематика позднепалеозойских гранитоидов Южного Урала: Предварительные данные // XV Симпоз. по геохимии изотопов – тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 1998. С. 328.
Шатский Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1932. Т. 10, вып. 3/4.
Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми областями // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 5.
Шатский Н.С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое // Там же. 1960. С. 5–15.
Шахотько Л.И. Петрология многократных даек и сопряженных стратиформных интрузий бассейна Нижней Тунгуски // Там же. 1970. № 10. С. 48–68.
Шахотько Л.И., Краковский Ю.С. Многоактные дифференцированные интрузии западной части Сибирской платформы // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970.

Шванов В.Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 214 с.
Шварцев С.Л. Взаимодействие подземных вод с горными породами // Основы гидрогеологии: Гидрогеохимия. Новосибирск: Наука, 1982. С. 92–117.
Шеймович В.С. Геологическое положение кайнозойских гранитоидов Камчатки и их генезис // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269Б, № 2. С. 445–448.
Шеймович В.С. Геологическое строение стратовулканов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 10. С. 43–54.
Шеймович В.С. О происхождении гранитоидов в вулканических поясах // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 56–61.
Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: Недра, 1989. 208 с.
Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: ГЕОС, 2000. 208 с.
Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976. 212 с.
Шлезингер А.Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М.: Наука, 1974. 224 с.
Шлезингер А.Е. Основные элементы разреза земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 1995. № 5. С. 151–152.
Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
Шутов В.Д. Классификация терригенных пород и граувакк // Граувакки. М.: Наука, 1972а. С. 9–29.
Шутов В.Д. Граувакки меденосной формации Джезказгана // Там же. 1972б. С. 187–231.
Щипанский А.А., Подладчиков Ю.Ю. "Стадные батолиты" как индикаторы мощной раннеархейской коры океанического типа// Докл. АН СССР. 1991. Т. 320, № 5. С. 1212–1216.
Экзогенное породо- и рудообразование в докембрии / Ред. А.Л. Яншин. М.: Наука, 1989. 268 с.
Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 174 с.
Юдалевич И.П. Структурно-формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1985. 216 с.
Юсупова И.Ф. Теплогенерация в черносланцевых толщах – ее металлогенические и геодинамические последствия // Докл. РАН. 1992. Т. 324, № 5. С. 1085–1090.
Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999. 200 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 497).
Яковлев О.И., Диков Ю.П., Герасимов М.В. Роль ударно-испарительной дифференциации на стадии аккреции Земли // Геохимия. 2000. № 10. С. 1027–1045.
Ярдли Б.У.Д. Миграция флюидов и жилообразование в кристаллических сланцах Коннемара, Ирландия // Взаимодействие флюид–порода при метаморфизме. М.: Мир, 1989. С. 131–157.
Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: Магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–19.
Ярошевский А.А. О происхождении гранитного вещества континентальной коры // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 2. С. 444–447.
Abbott D., Burgess L., Longhi J., Smith W.H.F. An empirical thermal history of the Earth`s upper mantle // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 13835–13850.
Ahn J.H., Peacor D.R. Transmission and analytical microscopy of the smectite to illite transition // Clays and Clay Miner. 1986. Vol. 34, N 2. P. 165–179.
Allugre C.J., Rousseau D. The grouth of the continent through geological time studies by Nd isotopic analysis of shales // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. P. 19–34.
Alt J.C., Emmerman R. Geochemistry of hydrothermally altered basalts. Preprint. Wash. (D.C.), 1984. 34 p. (DSDP, Hole 504B; Leg 83).
Alt J.C., Honnorez J., Hubberten H.W., Saltzman E. Occurence and origin of anhydrite from Deep Sea Drilling Project, Leg 70, Hole 504B, Costa Rica Rift // Initial. reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1983. Vol. 68/70. P. 547–550.

Alt J.C., Honnorez J., Laverne C., Emmermann R. Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, Deep See Drilling Project Hole 504B: mineralogy, chemistry, and evolution of seawater-basalt interactions // J. Geophys. Res. 1986a. Vol. 91, N B10. P. 10309–10335.

Alt J.C., Muchlenbachs K., Honnorez J. An oxygen isotopic profile through the upper kilometer of the oceanic crust, DSDP hole 504B // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986b. Vol. 80. P. 217–229.

Amelin Y.V. Geochronology of the Jack Hills detrital zircons by precise U–Pb isotope delution analysis of crystal fragments // Chem. Geol. 1998. Vol. 146, N 1/2. P. 25–38.

Andersen T.B., Jamtveit B., Dewey J., Swensson E. Subduction and eduction of continental crust: major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides // Terra Nova. 1991. Vol. 3. P. 303–310.

Anderson R.N., Honnorez J., Becker K. DSDP, Hole 504B, the first reference section over 1 km through layer 2 of the oceanic crust // Macmillan J. 1982. Vol. 300, N 5893. P. 589–594.

Arenas R. Opposite *P, T, t* path of Hercynian metamorphism between the upper units of the Cabo Ortegal complex and their substratum (northwest of the Iberian massif) // Tectonophysics. 1991. Vol. 191, N 3/4. P. 347–364.

Armstrong R.L. Radiogenetic isotopes: The cace for crustal recycling on near-stady-state no-continental-growth // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1981. Vol. 301, N 1561. P. 443–472.

Árnason B. Groundwater systems in Iceland traced by deuterium. Reykjavic, 1976. 236 p.

Arndt N.T. Ultrabasic magmas and high-degree melting of the mantle // Contrib. Miner. and Petrol. 1977. Vol. 64. P. 205–224.

Arndt N.T. Role of a thin, komatiite-rich oceanic crust in the Archaean plate-tectonic processes // Geology. 1983. Vol. 11. P. 372–375.

Arndt N.T. High Ni in Archaean tholeites // Tectonophysics. 1991. Vol. 187. P. 411–420.

Arndt N.T., Albarede F., Nisbet E.G. Mafic and ultramafic magmatism // Greenstone belts / Ed. M. de Wit and L.D. Ashwal. Oxford: Clarendon press, 1997. P. 233–254. (Oxford Monograph on Geol. and Geophys.; N 35).

Arndt N., Brooks C. Komatiites // Geology. 1980. Vol. 8. P. 155–156.

Artamonov A., Kurnosov V., Zolotarev B. Alteration of basalts from the Ninetyeast Ridge, Indian Ocean (ODP data) // Proc. of the 9th Intern. symp. on water-rock interaction. Rotterdam; Drookfield; Balkema, 1998. Vol. 9. P. 711–714.

Arth J.G. Behavior of trace elements during magmatic process – a summary of theoretical models and their applications // J. Res. US Geol. Surv. 1976. Vol. 4. N 1. P. 41–47.

Atkinson B.K., Meredith Ph.G. The theory of subcritical crack growth with applications to minerals and rocks // Fracture mechanics of rocks / Ed. B.K. Atkinson. L.: Acad. press, 1987. P. 27–70.

Awwiller D.N. Illite/smectite formation and potassium mass transfer during burial diagenesis of mudrocks: A study from the Texas Gulf coast Paleocene-Eocene // J. Sediment. Petrol. 1993. Vol. 63, N 3. P. 501–512.

Awwiller D.N., Mack L.E. Diagenetic modification of Sm–Nd model ages in Tertiary sandstones and shales, Texas Gulf coast // Geology. 1993. Vol. 19. P. 311–314.

Baadgsaard H. U–Th–Pb dates on zircons from the early Precambrian Amitsoq gneisses, Gotdhaab District, West Greenland // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19. P. 22–28.

Bach W., Humphris S.E. Relationship between the Sr and O isotope compositions of hydrothermal fluids and the spreding and magma-supply rates at oceanic spreding centers / / Geology. 1999. Vol. 27, N 12. P. 1067–1070.

Baker J.C., Golding S.D. Occurrence and paleohydrological significance of authigenetic kaolinite in the Aldebaran sandstone, Denison Trough, Queensland, Australia // Clays and Clay Miner. 1992. Vol. 40, N 3. P. 273–279.

Barker B.H., Miller J.A. Geology and geochronology of the Seychelles Islands and structure of the floor of the Arabian Sea // Nature. 1963. Vol. 199. P. 346–348.

Barker F., Plafker G., Arth J.G. et al. Paired fore-arc and Andean magmatic arcs at 65–47 Ma, Southern Alaska // Intern. symp. "Granites and geodynamics": Magma generation mechanism, properties of melts, geochemistry and metallogeny, Moscow, USSR, 1991: Extended abstr. vol. Moscow: SovGeoinfo, 1991. P. 1–3.

Barrett T.J. Strontium and lead isotope composition of some basalts from Deep See Drilling Project, Hole 504D, Costa Rica Rift, Legs 69 and 70 // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1983. Vol. 68/70. P. 643–650.

Baxter A.N. Major and trace element variations in basalts from Leg 115 // Proccedings of the Ocean Drilling Program: Sci. Results. College Station (Tex.): ODP, 1990. Vol. 115. P. 11–21.

Bazhenov M.L., Aleksuytin M.V., Bondarenko G.Ye., Sokolov S.D. Mesozoic paleomagnetism of the Taigonos Peninsula, the Sea of Okhotsk: implications to kinematics of the continental and oceanic plates // Earth and Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 173. P. 113–127.

Becker K., Langseth M.G., Von Herzen R.P., Anderson N.R. Deep crustal geothermal measurements, hole 504B, Costa Rica Rift // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 3447–3457.

Beckman J., Duncan R.A., Peterson L.C. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program: Init. Rep. College Station (Tex.): ODP, 1988. Vol. 115. 1085 p.

Behrman J.H., Brown K., Moore J.C. et al. Evolution of structures and fabrics in the Barbados accretionary prism: Insights from Leg100 of the Ocean Drilling Project //J. Sruct. Geol. 1988. Vol. 10. P. 577–591.

Behrmann J.H., Lewis S.D., Musgrave R.J. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program: Init. Rep. College Station (Tex.): ODP, 1992. Vol. 141. 480 p.

Bekins B.A., Dreiss S.J. A simplified analysis of parameters controlling dewatering in accretionary prisms // Earth and Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 109. P. 275–287.

Ben-Avraham Z., Nur A., Jones D., Cox A. Continental accretion: from oceanic plateaus to allochthonous terranes// Science. 1981. Vol. 213. P. 47–54.

Berdichevsky M.N., Vanyan L.L., Feldman I.S., Postendorfer G. Conducting layers in the Earth's crust and upper mantle // J. Geophys. 1972. Vol. 81, N 3/5. P. 187–196.

Berger W.H., Kroenke L.W., Mayer L.A. et al. The record of Ontong Java Plateau: main results of ODP Leg 130// Bull. Geol. Soc. Amer. 1992. Vol. 104. P. 954–972.

Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Corichet J. et al. U–Pb–Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal Complex, Galacia, Spain: An example of REE inmobility conserving MORB-like patterns during high grade metamorphism // Ghem. Geol. 1985. Vol. 52. P. 217–225.

Berthelsen A. Europe's tectonic accretion and the intraplate origin of the Tornquist zone // XI Intern. conf. on basement tectonics. Potsdam, 1994. P. 15–18.

Besse J., Courtillot V., Pozzi J. P. et al. Paleomagnetic estimates of crustal shortening in Himalayan thrusts and Zangbo suture // Nature. 1984. Vol. 311. P. 621–626.

Bickle M.J. Heat loss from the Earth: A constraint on Archaean tectonics from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production// Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 301–315.

Bickle M.J. Implication of melting for stabilisation of the lithosphere and heat loss in the Archaean// Ibid. 1986.Vol. 80. P. 314–324.

Bickle M.J., Ford C.E., Nisbet E.G. The petrogenesis of peridotitic komatiites: evidence from high–pressure melting experements// Ibid. 1977. Vol. 37. P. 97–106.

Bickle M.J., McKenzie D. The transport of heat and matter by fluids during metamorphism // Contrib. Miner. and Petrol. 1985. Vol. 95. P. 384–392.

Biju-Duval B., Quelles P., Mascle A. et al. Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigations on the Barbados Ridge complex (Eastern Caribbean): A key to the knowledge and interpretation of an accretionary wedge // Tectonophysics. 1982. Vol. 86. P. 275–304.

Bindeman I.N., Valley J.W. Formation of low-$\delta^{18}O$ rhyolites after caldera collapse at Yellowstone, Wyoming, USA // Geology. 2000. Vol. 28, N 8. P. 719–722.

Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of recent deep–sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. Vol. 76. P. 803–832.

Blake M.C., Jr., Jones D.L. Origin of Franciscan melanges in northern California: Modern and ancient geosynclinal sedimentation // SEPM Spec. Publ. 1974. Vol. 19. P. 345–357.

Blanc G., Vitali F., Stille P. Unusual diagenetic alteration of vulcanoclastic sediments in the Tonga forearc: Evidence from chemical and strontium isotopic compositions of interstitial waters // Geochim. et cosmochim. acta. 1995. Vol. 59, N 22. P. 4633–4644.

Blichert-Toft J., Frey F.A., Albarude F. Hf isotope evidence for pelagic sediments in the source of Hawaiian basalts // Science. 1999. Vol. 285. P. 879–882.

Bloch J., Hutcheon I.E. Shale diagenesis: A case study from the Albian Harmon member (Peace River formation), Western Canada // Clays and Clay Miner. 1992. Vol. 40, N 6. P. 682–699.
Bocaletti M., Elter P., Guazzone G. Plate tectonic models for the development of the Western Alps and Northern Apennines // Nature. Phys. Sci. 1971. Vol. 234. P. 108–111.
Bohlen S. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites // J. Geol. 1987. Vol. 95, N 5. P. 617–632.
Boillot G., Winterer E.L., Meyer A.W. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program: Init. Rep. College Station (Tex.): ODP, 1987. Vol. 103, pt A. 756 p.
Bois Ch. Orogenic belts and sedimentary basins: Thoughts on crustal evolution suggested by deep seismic reflection images // Bull. Soc. geol. France. 1993. Vol. 164, N 3. P. 327–342.
Bois Ch., Pinet B., Gariel O. The sedimentary cover along ECORS Bay of Biscay deep seismic reflection profile: A comparison between the Parantis basin and other European rifts and basins // Mem. Soc. geol. France. N.S. 1997. N 171. P. 143–165.
Bowin C.O. Origin of the Ninetyeast Ridge from studies near the equator // J. Geophys. Res. 1973. Vol. 78, N 26. P. 6029–6043.
Bowring S.A., Williams I.S. Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneises from Northwestern Canada // Contrib. Miner. and Petrol. 1999. Vol. 134. P. 3–16.
Brnason B. Groundwater systems in Iceland traced by deuterium. Reykjavic, 1976. 236 p.
Brown G.C., Masset A.E. The inaccessible Earth. L.: Allen and Unwin, 1981. Рус. пер.: *Браун Д., Массет А.* Недоступная Земля. М.: Мир, 1984. 262 с.
Brown K.M. The nature and hydrogeologic significance of mud diapers and diatrems for accretionary systems // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 4. P. 8969–8982.
Brown K.M., Westbrook G.K. Mud diapirism and subcretion in the Barbados ridge accretionary complex: the role of fluids in the accretionary processes // Tectonics. 1988. Vol. 7. P. 613–640.
Brusset S., Souquet P., Deramond J. Partition between collision and subduction accretionary prism along an inherited transcurrent fault zone: new insights on the Taiwan fold and thrust belt // Ibid. 1999. Vol. 18, N 3. P. 546–558.
Burch T.K., Langsett M.G. Heat flow determination in three DSDP boreholes near the Japan trench // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 9411–9419.
Bureau H., Keppler H. Complite miscibility between silicate melts and hydrous fluids in the upper mantle: experimental evidence and geochemical implications // Earth and Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 165, N 2. P. 187–196.
Burke K. Tectonic evolution of the Caribbean// Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1988. Vol. 16. P. 201–230.
Burke K., Fox P.J., Sengor A.M.C. Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean// J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. P. 3949–3954.
Burnham C.W. Magmas and hydrothermal fluids // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N.Y.: Wiley, 1979. P. 71–136. Рус. пер.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений // Ред. Х.Л. Барнс. М.: Мир, 1982. С. 71–121.
Burns L.E. The Border ultramafic complex, South-Central Alaska: Cumulate fractionates and island arc volcanics // Canad. J. Earth Sci. 1985. Vol. 22. P. 1028–1038.
Burst J.F. Diagenesis of gulf coast clay sediments and its possible relation to petroleum migration // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1969. Vol. 53, N 1. P. 73–93.
Burst J.F. Postdiagenetic clay – mineral environmental in the gulf coast // Eocene: Proc. VI Nat. conf. on clays and clay minerals. L., 1959. P. 102–105.
Campbell I.H., Griffiths R.W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts// Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 99. P. 79–93.
Campbell I.H., Griffiths R.W. The changing nature of mantle hotspots through time: Implications for chemical evolution of the mantle// J. Geol. 1992. Vol. 92. P. 497–523.
Campbell I.H., Griffiths R.W., Hill R.I. Melting in the Archean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites// Nature. 1989. Vol. 339. P. 697–699.
Candle S.C., Leslie R.D. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile trench //J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, N B1. P. 471–496.
Cannat M. Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges// Ibid. 1993. Vol. 98. P. 4163–4172.
Carlson R.L., Christensen N.I., Moore R.P. Anomalous crustal structures in oceanic basins: continental fragments and oceanic plateaus // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 51. P. 171–180.

Carlson R.W., Shirey S.B. Magma oceans, ocean ridges, and continental crust: relative roles in mantle differentiation // Conf. on the origin of the Earth. Houston, 1988. P. 13–14. (LPI Techn. Rep.; N 681).

Caroff M., Maury R.C., Cotten J., Clüment J. Segregation structures in vapor-differentiated basaltic flows // Bull. Vulcanol. 2000. Vol. 62, N 3. P. 181–187.

Carson B., Westbrook G.K., Musgrave R. and scientific party of Leg 146. ODP examines fluid flow in Cascadia margin // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1993. Vol. 74, N 8. P. 345–347.

Carswell D.A., O'Brien P.J. Thermobarometry and geotectonic significance of high–pressure granulite: Examples from the Moldanubian zone of the Bohemian massif in Lower Austria // J. Petrol. 1993. Vol. 34, N 3. P. 427–459.

Chamov N., Murdmaa I. Coarse fraction minerals of sands in Cascadia margin sediments, Leg 146 ODP // Proceedings of the Ocean Drilling Program: Sci. Results. College Station (Tex.): ODP, 1995. Vol. 146 (1). P. 33–43.

Chapman D., Pollack H. Global heat flow: A new look // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 28, N 1. P. 23–32.

Chardon D., Andronicos C.L., Hollister L.S. Large-scale transgressive shear zone patterns and displacements within magmatic arcs: the coast plutonic complex, British Columbia // Tectonics. 1999. Vol. 18, N 2. P. 278–292.

Chase C.G., Patchett P.J. Stored mafic/ultramafic crust and early Archean mantle depletation// Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 91. P. 66–72.

Chemenda A.I., Yang R.K., Hsieh C.-H., Grocholsky A.L. Evolutionary model for the Taiwan collision based on phisical modelling // Tectonophysics. 1997. Vol. 274. P. 253–274.

Christensen N.I., Salisbury M.H. Structure and composition of the lower oceanic crust// Rev. Geophys. 1975. Vol. 13. P 57–86.

Clague D. Petrology of basaltic and gabbroic rocks dredged from Danger Island Troghs, Manihiki Plateau// Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1976. Vol. 33. P. 891–911.

Cloos M. Landward-dipping reflectors in accretionary wedges: active dewatering conduits? // Geology. 1984. Vol. 12. P. 519–522.

Clowes R.M., Brandon M.T., Green A.G. et al. Lithoprobe–Southern Vancouver Island: Cenozoic subduction complex imaged by deep seismic reflections // Canad. J. Earth Sci. 1987. Vol. 24. P. 31–51.

Coleman R.G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76, N 5. P. 1212–1222.

Collins L.J. Origin of Isabella pluton and its enclaves // Calif. Geol. 1989. March. P. 53–59.

Collins W.J. Polidiapirism of the Archean Mount Edgar Batholith, Pilbara Block, Western Australia// Precambrian Res. 1989. Vol. 43. P. 41–62.

Condie K.C. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean–Proterozoic boundary: Identification and significance// Lithos. 1989. Vol. 23. P. 1–18.

Condie K.C. Early Archean greenstones and the delayed appearence of cratones// Abstr. of XXIX Intern. Geol. Congr. Kyoto, 1992. Vol. 1/3. P. 3.

Condomines M., Grynvold K., Hooker P.J. et al. Helium, oxygen, strontium and neodymium isotopic relationships in Icelandic volcanics // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 66, P. 125–136.

Coney P.J., Jones D.L. Accretion tectonics and crustal structure in Alaska // Tectonophysics. 1985. Vol. 119. P. 265–283.

Cong Q., Zhao Z., Windley F. Petrogenesis of ultrahigh-pressure rocks and their country rocks and Shuanghe in Dabiel Shan, Central China // Europ. J. Miner. 1995. Vol. 7, N 1. P. 119–138.

Conrad W.K., Kay R.W. Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: Cristallization history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian Arc // J. Petrol. 1984. Vol. 25, N 1. P. 88–125.

Cordery M.J., Morgan J.P. Convection and melting at mid-ocean ridges// J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 19477–19503.

Corrigan J., Mann P., Ingle J.C. Forearc response of the Cocos Ridge, Panama – Costa Rica // Bull. Geol. Soc. Amer. 1990. Vol. 102. P. 628–652.

Costa S., Rey P. Lower crustal rejuvenation and growth during post-thickening collapse: Insights from a crustal cross section through variscan metamorphic core complex // Geology. 1995. Vol. 23, N 10, P. 905–908.

Courtillot V., Feraud G., Maluski H. et al. Deccan flood basalts and Cretaceous/Tertiary boundary // Nature. 1988. Vol. 333. P. 843–846.
Cowan D.S. Structural style in Mesozoic and Cenozoic melanges in the Western Cordillera of North America // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985.Vol. 96. P. 451–462.
Craig H. The isotope geochemistry of water and carbon // Nuclear geology on geothermal areas: Spolleto. Pisa: Naz. Ric. Lab. Geol. Nucl., 1963. P. 17–53.
Craig H.B., Boato G., White D.E. Isotopic geochemistry of thermal waters // Bull. Geol. Soc. Amer. 1956. Vol. 65, N 12, pt 2. P. 1243 (abstract).
Craig H., Lupton J., Horibe Y. A mantle-helium component in Circum–Pacific volcanic gases: Hakone, the Marianas and Mt. Lassen // Terrestrial noble gases / Ed. E.C. Alexander and M. Ozima. Tokyo: Centr. Acad. Publ., 1978. P. 3–16.
Crawford M.L., Klepeis K.A., Gehrels G., Isachsen C. Batholith emplacement at mid-crustal levels and its examation within an obliquely convergent margin // Tectonophysics. 1999. Vol. 312. P. 57–78.
Criss R.T., Fleck R.J. Oxygen isotope map of the giant metamorphic-hydrothermal system around the northern part of the Idaho batholith, USA // Appl. Geochem. 1990. Vol. 5. P. 641–655.
Criss R.T., Taylor H.P. An $^{18}O/^{16}O$ and D/H study of Tertiary hydrothermal systems in the southern half of the Idaho batholith // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94. P. 640–663.
Crowe J.C., Buffler R.T. Regional seismic reflection profiles across the Middle America Trench and convergent margin of Costa Rica. // Seismic expression of structural styles – a picture and work atlas. Wash. (D.C.), 1983. (Amer. Assoc. Petrol. Geol. Stud. in Geol.; N 3).
Davies H.L., Smith I.E. Geology of Eastern Papua // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82. P. 299–312.
Davies H.L., Sun S-s., Frey F.A. et al. Basalts basement from Kergelen Plateau and trail of the Dupal plume // Contrib. Miner. and Petrol. 1989. Vol. 103. P. 457–469.
Davis D., Supple J., Dahlen F.A. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 10087–10101.
Davis E.E., Hyndman R.D. Accretion and recent deformation of sediments along the Northern Cascadia subduction zone // Bull. Geol. Soc. Amer. 1989. Vol. 101. P. 1465–1480.
Davies J.H., Blanckenburg F. von. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 129. P. 85–102.
De Bari S.M., Coleman R.G. Examination of the deep levels of an island arc evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina Alaska // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94, N B4. P. 4373–4391.
De Bari S.M., Kay S.M., Kay R.W. Ultramafic xenoliths from Adagdak volcano, Adak, Aleutian Islands, Alaska: Deformed igneous cumulates from the Moho of an island arc // J. Geol. 1987. Vol. 95. P. 329–341.
De Bari S.M., Sleep N.H. High-Mg low-Al bulk composition of the Talkeetna island arc, Alaska: Implications for primary magmas and the nature of arc crust // Bull. Geol. Soc. Amer. 1991. Vol. 103, N 1. P. 37–47.
DECORP research group. Comparative investigations of continental reflectivity // Tectonophysics. 1990. Vol. 173, N 1/4. P. 199–206.
Defant M., Kepezhinskas P. Evidence suggests slab melting in arc magmas // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 2001. Vol. 82, N 6. P. 65–69.
Deitz R. S., Holden J.C. Reconstruction of Pangaea: spreading and dispersion of continents, Permian to Recent // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. P. 4939–4956.
De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions //Geophys. J. Intern. 1990. Vol. 101. P. 425–478.
De Paolo D.J. Neodium isotope geochemistry. B.; Heidelberg: Springer, 1988. 181 p.
Dewey J.F. Extensional collaps of orogenes // Tectonics. 1988. Vol. 7. P. 1123–1139.
Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics //J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. P. 2625–2647.
de Wit M.J. Archaean greenstone belt tectonism and basin development: some insights from Barberton and Pietersburg greenstone belts, Kaapvaal Craton, South Africa// J. Afr. Earth Sci. 1991. Vol. 13. P. 45–63.

de Wit M.J., Hart R.A., Hart R.J. The Jamestown ophiolite complex, Barberton Mountain belt: a section through 3.5 Ga oceanic crust// Ibid. 1987. Vol. 6. P. 681–730.
Dia A., Allugre C.J., Erlank A.J. The development of continental crust through geological time: the South African case // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 98. P. 74–89.
Dia A.N., Aquilina L., Boulegue J. et al. Origin of fluids and related barite deposits at vent sies along the Peru convergent margin // Geology. 1993. Vol. 21. P. 1099–1102.
Dick H., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas// Contrib. Miner. and Petrol. 1984. Vol. 86. P. 54 –76.
Dick H., Erzinger J., Stokking L. Leg 140 scientific prospectus // ODP Sci. Prospectus. 1991. N 40. P. 1–34.
Dickinson W.R. Relations of the andesites, granites and derivative sandstones to arch-tranch tectonics // Rev. Geophys. and Space Phys. 1970. Vol. 8. P. 813–860.
Dickinson W.R. Plate tectonics in geologic history // Science. 1971. Vol. 174. P. 107–113.
Dickinson W.R., Seely D.R. Structure and stratigraphy of forearc regions // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. Vol. 63. P. 2–31.
Donnely W., Wollace J.L. Major and minor element chemistry of Atlantic clay-rich sediments: sites 322, 323 and 325 DSDP, Leg 35 // Init. Rep. DSDP. 1976. Vol. 35. P. 427–446.
Dosso L., Bougault H., Beuzart P. et al. The geochemical structure of the Southeast Indian Ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 88. P. 47–59.
Drake M.J. Accretion and primary differentiation of the Earth: A personal journey // Geochim. et cosmochim. acta. 2000. Vol. 64, N 14. P. 2363–2369.
Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95, N B13. P. 21503–21521.
Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci. 1996. Vol. 87. P. 205–215.
Ducea M.N., Saleeby J.B. The age and origin of a thick mafic-ultramafic keel from beneath the Sierra Nevada batholith// Contrib. Miner. and Petrol. 1998. Vol. 113. P. 169–185.
Duddy I.R. Redistribution and fractionation of rare-earth and other elements i.a. weathering profile // Chem. Geol. 1980. Vol. 30, N 4. P. 363–381.
Duncan R.A. Geochronology of basalts from Ninetyeast Ridge and continental dispersion in the Eastern Indian Ocean // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1978. Vol. 4. P. 283–305.
Duncan R.A. The volcanic record of the Reunion hotspot // Proc. ODP. Sci. Results. 1990. Vol. 115. P. 3–10.
Duncan R.A. Age distribution of volcanism along aseismic ridges in the Eastern Indian Ocean // Ibid. 1991. Vol. 121. P. 507–517.
Duncan R.A., Hargraves R.B. Plate tectonic evolution of the Carribean region in the mantle reference frame // Mem. Geol. Soc. Amer. 1984. Vol. 162. P. 81–93.
Duncan R.A., Hargraves R.B. $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of basement ages from the Mascarene Plateau, Chagos Bank, and the Maldives Ridge // Proc. ODP. Sci. Results. 1990. Vol. 115. P. 43–51.
Duncan R.A., Kulm L.D. Plate tectonics evolution of the Cascades arc-subduction complex // The Eastern Pacific Ocean and Hawaii / Ed. E.L. Winterer et al. Wash. (D.C.), 1989. P. 413–438.
Duncan R.A., Pyle D.G. Rapid eruption of the Deccan flood basalts at Cretaceous/Tertiary boundary // Nature. 1988. Vol. 333. P. 841–843.
Dunoyer de Segonzac G. The transformation of clay minerals during diagenesis and lowgrade metamotphism: A review // Sedimentology. 1970. Vol. 15, N 3/4. P. 281–346.
Dupre B., Arndt N.T. Pb isotopic compositions of Archean komatiites and sulfides// Chem. Geol. 1990. Vol. 85. P. 35–56.
Eberhart-Phillips D., Reyners M. Continental subduction and three-demensional crustal-structure: the Northern South Island, New Zealand // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102, N B6. P. 11843–11861.
Echeverria L.M. Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia: field relations and geochemistry // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73. P. 253–266.
Eiler J.M., Farley K.A., Valley J.W. et al. Oxygen isotope constraints on the sources of Hawaiian volcanism // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 144, N 3/4. P. 453–468.

Eldarfield H., Greaves M.J. Strontium isotope geochemistry of Icelandic geothermal systems and implications for sea water chemistry // Geochim. et cosmochim. acta. 1981. Vol. 45. P. 2201–2212.

Eldarfield H., Upstill-Godtard R., Sholkovitz E.R. The rare-earth elements in rivers, estuaries and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters // Ibid. 1990.Vol. 54, N 4. P. 971–991.

Elliott T.R., Hawkesworth C.J., Gronvold K. Dynamic melting of the Island plume// Nature. 1991. Vol. 351. P. 201–206.

Ellis D.J. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts // Geology. 1987. Vol. 15. P. 167–170.

Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe–Mg exchang equilibria // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 71. P. 13–22.

Ellis D.J., Green D.H. Garnet-forming reactions in mafic granulites from Enderby Land, Antarctica: Implications for geothermometry and geobarometry // J. Petrol. 1985. Vol. 26, N 3. P. 633–662.

Elthon D., Scarfe C.M. High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt: Implications for the origin of mid-ocean ridge basalts // Year Book Carnegie Inst. Wash. 1980. Vol. 79. P. 277–281.

Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Amer. 1985. Vol. 206. 59 p.

England P.C., Thompson A.B. Pressure–temperature–time paths of regional metamorphism. 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // J. Petrol. 1984. Vol. 25, N 4. P. 894–928.

Ernst W.G. Systematic of large-scale tectonics and age progressions in alpine and circumpacific blue shist belts // Tectonophysics. 1975. Vol. 26. P. 229–246.

Ernst W.G. Mesozoic petrotectonic development of the Sawyers Bar suprasubduction-zone arc, central Klamath Mountains, Northern California // Bull. Geol. Soc. Amer. 1999. Vol. 111, N 8. P. 1217–1232.

Eskola P. The mineral facies of rocks // Norsk. geol. tidsskr. 1920. Vol. 6. P. 1–143.

Farver J.R., Giletti B.J. Patterns and processes of oxygen isotope exchange in a fossil meteoric hydrothermal system, Cuillins Gabbro Complex, Isle of Skye, Scotland // Contrib. Miner. and Petrol. 1989. Vol. 102. P. 24–33.

Fediukova E. Eclogites in Czechoslovakia // Krystalinikum. 1989. Vol. 20. P. 27–48.

Fedo C.M. Setting and origin for problematic rocks from the > 3.7 Ga Isua Greenstone Belt, southern west Greenland: Earth's oldest coarse clastic sediments // Precambrian Res. 2000. Vol. 101, N 1. P. 69–78.

Fedorovsky V.S., Zakariadze G.S., Likchachev A.B., Silant'ev S.A. Collisional collage of the Caledonides of Olkchon region (Western coast of Baikal Lake): Structure and geodynamic interpretation // Abstr. of Zonenshain conf. on plate tectonics. Kiel: GEOMAR, 1995. P. 67–68.

Fergusson I.J., Westbrook G.K., Langseth M.G., Thomas G.P. Heat flow and thermal models of the Barbados Ridge accretionary complex // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 4121–4142.

Fiala J., Matějovsky, Vaúková V. Moldanubian granulites: source material and petrogenetic considerations // Neues Jrb. Miner. Abh. 1987. Vol. 157, N 2. P. 133–165.

Fife W.S. The evolution of the Earth,s crust: Modern plate tectonics to ancient spot tectonics // Chem. Geol. 1978. Vol. 23, N 1. P. 89–114.

Fisk M.R., Duncan R.A., Baxter A. N. et al. Reunion hotspot magma chemistry over the past 65 m. y.: Results from Leg 115 of the Ocean Drilling Program // Geology. 1989. Vol. 17. P. 934–937.

Fisk M.R., Upton B.G.J., Ford C.E., White W.M. Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Reunion Island, Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. P. 4933–4950.

Fleck R.J., Criss R.T. Strontium and oxygen isotopic variations in Mesozoic and Tertiary plutons of central Idaho // Contrib. Miner. and Petrol. 1985. Vol. 90. P. 291–308.

Fleidner M.M., Klemperer S.L. Crustal structure transition from oceanic arc to continental arc, Eastern Aleutian Islands and Alaska Peninsula // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 179. P. 567–579.

Flores E.L., Royer J.J. Convective heat transfer around the Soultz-sous-Forets geothermal site (Rhinegraben) // VI Intern. symp. – continental scientific drilling programs. P., 1992. P. 155–170 (Doc. BRGM; N 223).

Flower M.F.J., Pritchard R.G., Brem G. et al. Chemical stratigraphy, Iceland Research Drilling Project Reydarfjordur, Eastern Iceland // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87, N B8. P. 6489–6510.

Fonarev V.I., Graphchikov A.A. Two-pyrox thermometry: A critical evaluation // Progress in metamorphic and magmatic petrology / Ed. L.L. Perchuc. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1991. P. 65–92.

Fountain D.M., Salisbury M.H. Exposed cross-sections through the continental crust: implications for crustal structure, petrology, and evolution // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 56. P. 263–277.

Fouquet Y., Zierenberg R.A., Miller D.J. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program: Sci. Results. College Station (Tex.): ODP, 1998. Vol. 169. 592 p.

Francis T.J.C., Raitt R.W. Seismic refraction measurements in the Norhwest Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1967. Vol. 71. P. 427–449.

Frey F.A., Dickey J.S., Jr., Thompson G., Bryan W.B. Eastern Indian Ocean DSDP sites: correlation between petrology, geochemistry and tectonic setting // Indian Ocean geology and biostratigraphy. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1977. P. 189–257.

Frey F.A., Jones W.B., Davies H., Weis D. Geochemical and petrologic data for basalts from Sites 756, 757, and 758: implications for the origin and evolution of Ninetyeast Ridge // Proc. ODP. Sci. Results. 1991. Vol. 121. P. 611–659.

Friedman L., Lipman P., Obradovich J.D. et al. Meteoric water in magmas // Science. 1974. Vol. 184. P. 1069–1072.

Friedrichsen H. An oxygen isotopic profile through the upper kilometer of the oceanic crust, DSDP hole 504B // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 80. P. 217–229.

Froude D.O., Ireland T.R., Kinny P.D. et al. Ion microprobe identification of 4100–4200 Myr-old terrestrial zircons // Nature. 1983. Vol. 304. P. 616–618.

Fruehn J., Huene R. von, Fisher M.A. Accretion in the wake of terrane collision: the Neogene accretionary wedge off Kenai Peninsula, Alaska // Tectonics. 1999. Vol. 18, N 2. P. 263–277.

Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program: Init. Rep. College Station (Tex.): ODP, 1990. Vol. 125. 635 p.

Fuis G.S., Murphy J.M., Lutter W.J. et al. Deep seismic structure and tectonics of Northern Alaska: crustal-scale duplexing with deformation extending into the upper mantle // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102, N B9. P. 20873–20896.

Furlan S., Clauer N., Chaudhuri S., Sommer F. K-trunsfere during burial diagenesis in the Makaham delta basin (Kalimantan, Indonesia) // Clays and Clay Miner. 1996. Vol. 44, N 2. P. 157–169.

Galer S.J.G. Interrelationships between continental freeboard, tectonics and mantle temperature // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 105. P. 214–228.

Galer S.J.G., Goldstein S.L. Early mantle differentiation and its thermal consequences// Geochim. et cosmochim. acta. 1991. Vol. 55. P. 227–239.

Garven G., Freeze A. Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits. 1. Mathematical and numerical model // Amer. J. Sci. 1984. Vol. 284. P. 1085–1124.

Garytu G., Rivalenti G., Rossi A. et al. The Ivrea-Verbano mafic-ultramafic complex of the Italian Western Alps: discussion of some petrologic problems and a summary // Rend. Soc. ital. miner. a petrol. 1980. Vol. 36, N 2. P. 717–749.

Gasparik T. Two pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO–MgO Al_2O_3–SiO_2 // Contrib. Miner. and Petrol. 1984. Vol. 87. P. 87–94.

Gast L.P., Perfit M.R. Phase relations of a high-Mg basalt from the Aleutian Island arc: Implications for primary island arc basalts a high-Al basalts // Contrib. Mineral. and Petrol. 1987. Vol. 95. P. 7–18.

Gilluly J. Oceanic sediment volumes and continental drift // Science. 1969. Vol. 166. P. 992–993.

Gilluly J. Plate tectonics and magmatic evolution // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82. P. 2387–2396.

Glikson A.Y. Early Precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei // Earth-Sci. Rev. 1979. Vol. 15. P. 1–73.

Godfrey N.J., Klemperer S.L. Ophiolitic basement to a forearc basin and implications for continental growth: The Coast Range/Great Valey ophiolite, California // Tectonics. 1998. Vol. 17, N 4. P. 558–570.

Goff F. Vesicle cilinders in vapor–differentiated basalt flows // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1996. Vol. 71, N 2/4. P. 167–185.

Goguel J. La géothermie. P.: DOIN, 1975. Рус. пер.: *Гогель Ж.* Геотермия. М.: Мир, 1978. 171 с.

Goldstein S.J., Jacobson S.B. Rare-earth elements in river waters // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 89, N 1. P. 35–47.

Goodfellow W.D., Peter J.M. Geochemistry of hydrothermally altered sediment, Middle Valley, Northern Juan de Fuca Ridge // Proc. ODP. Sci. Results. 1984. Vol. 139. P. 207–289.

Grant N.K., Powell J.L., Burkholder F.R. et al. The isotopic composition of strontium and oxygen in lavas from St. Helena, South Atltntic // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 31. P. 209–223.

Grantz A., Moore T.E., Roeske S.M. Gulf of Alaska to Arctic Ocean: Geological Society of America continental–ocean transect A-3, scale 1:500000. Menlo Park (Calif.), 1991. 72 p.

Green D.H., Ringwood A.E. An experimental investigation and its petrological applications // Geochim. et cosmochim. acta. 1966. Vol. 31. P. 767–833.

Gregoire M., Mattie N., III, Nicollet C. et al. Oceanic mafic granulite xenoliths from the Kergelen Archipelago // Nature. 1994. Vol. 367. P. 360–363.

Gregory R.T., Taylor H.P., Coleman R.G. The origin of plagiogranite by partial melting of hydrothermally altered stoped blocks at the roof of a Cretacious mid-ocean ridge magma chamber, the Semail ophiolite, Oman // Geol. Soc. Amer. Abstr. 1981. Vol. 12. P. 437.

Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The composition of the lower crust and the nature of the continental Moho–xenoliths evidence // Mantle xenoliths / Ed. P.H. Nixon. Chichester etc.: Wiley, 1984. 837 p.

Griffin W.L., Wass S.Y., Hollis J.D. Ultramafic xenoliths from Bullenmerri and Gnotuk Maars, Victoria, Australia: Petrology of a sub-continental crust-mantle transition // J. Petrol. 1984. Vol. 23, N 1. P. 53–87.

Guillot S., Sigoyer J. de, Mascle G., Pecher A. Transition from continental subduction to collision during the India–Asia convergence // J. Conf. Abstr. Cambridge Publ. 1999. Vol. 4, N 1. P. 52.

Guitard G. La structure du massif du Canigou, Aperçu sur la métamorphisme régional dans la zone axiale des Pyrénées orientales // Bull. Soc. géol. France. 1959. Vol. 6, N 3. P. 907–924.

Gústafsson L.E., Lapp B., Thomas L., Lapp M. Tertiary silicic rocks in the area of the Kækjuskörd rhiolitic volcano, Eastern Iceland // Jokull. 1989. N 39. P. 75–89.

Gutcher M.-A., Maury R., Eissen J.-P., Bourdon E. Can slab melting be caused by flat subduction? // Geology. 2000. Vol. 28, N 6. P. 535–538.

Habekost E.M., Wilson J.R. Raft-like metabasaltic inclusions in the Fongen–Hyllingen layered intrusive complex, Norway, and their implications for magma chamber evolution // J. Petrol. 1989. Vol. 30, N 6. P. 1415–1441.

Hacker B.R., Ratschbacher L., Webb L., Shuwen D. What brought them up? Exhumation of the Dabie Shan ultrahigh–pessure rocks // Geology. 1995. Vol. 23, N 8. P. 743–746.

Hamza V.M., Verma R.K. The relationship of heat flow with the age of basement rocks // Bull. Volcanol. 1969. Vol. 33, N 1. P. 123–152.

Harley S.L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in $FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ and $CaO–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ // J. Petrol. 1984. Vol. 25, N 3. P. 665–694.

Harley S.L. The origins of granulites: a metamorphic perspective // Geol. Mag. 1989. Vol. 126, N 3. P. 215–247.

Harris N.R., Sisson V.B., Wright J.E., Pavlis T.L. Evidence for Eocene mafic underplating during fore-arc intrusive activity, eastern Chugach Mountains, Alaska // Geology. 1996. Vol. 24, N 24. P. 263–266.

Hart S.R., Blusztain J., Dick H.J. et al. The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros // Geochim. et cosmochim. acta. 1999. Vol. 63, N 23/24. P. 4059–4080.

Hasebe N., Tagami T., Nishimura S. Melange-forming processes in the development of an accretionary prism: evidence from fission track thermochronology // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102, N B4. P. 7659–7672.

Hattory K., Muehlenbachs K. Oxygen isotope ratios of the Icelandic crust // Ibid. 1982. Vol. 87, N B8. P. 6559–6565.

Hay R.L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1966. N 85. P. 1–122.

Hay R.L. Tectonic evolution of the Cocos–Nasca spreading center // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88. P. 1404–1420.

Helz R.T. Phase relations of basalts in their melting ranges at P_{H_2O} = 5 kb. Pt 2. Melt compositions // J. Petrol. 1976. Vol. 17, N 1. P. 139–193.

Hemond C., Arndt N.T., Lichtenstein U., Hoffman A.W. The heterogeneous island plume: Nd–Sr–O isotopes and trace element constraints // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98, N B9. P. 15833–15850.

Hemond C., Condomines M., Fourcade S. et al. Thorium, strontium and oxygen isotopic geochemistry in recent tholeiites from Iceland: crustal influence on mantle-derived magmas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 87. P. 273–285.

Herzberg C.T. Pyroxene geothermometry and geobarometry: Experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42, N 7. P. 945–957.

Hickman A.H. Geology of the Pilbara block and its environs// Bull. Geol. Surv. West. Austral. 1983. N 127. P. 1–268.

Hilde T.W.C. Sediment subduction versus accretion around the Pacific // Tectonophysics. 1983 Vol. 99. P. 381–397.

Hilde T.W.C., Isezaki N., Wageman J.M. Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific// The geophysics of the Pacific ocean basin and its margins. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1976. P. 205–226.

Hildreth W., Christiancen R.L., O'Neil J.R. Catastrophic isotopic modification of ryolitic magma at times of caldere subsidence, Yellowstone Plateau volcanic field // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 8339–8369.

Hill M., Morris J., Whelan J. Hybrid granodiorites intruding the accretionary prism, Kodiak, Shumagin and Sanak Islands, South Alaska // Ibid. 1981. Vol. 86, N B11. P. 10569–10590.

Hoffman P.L., Ranalli G. Archean oceanic flake tectonics// Geophys. Res. Lett. 1988. Vol. 15. P. 1077–1080.

Hoffman S.E., Wilson M., Stakes D.S. Inferred oxygen isotope profile on archean oceanic crust, Onverwacht Group, South Africa // Nature. 1986. Vol. 321. P. 55–58.

Holbrook W.S., Catchings R.D., Jarchow C.M. Origin of deep crustal reflections: Implications of coincident seismic refraction and reflaction data in Nevada // Geology. 1991. Vol. 19, N 2. P. 175–179.

Holbrook S.W., Lizzarlde D., McGregory S. et al. Structure and composition of the Aleutian island arc and implications for continental crustal growth // Ibid. 1999. Vol. 27, N 1. P.31–34.

Hollister L.S., Andronicos C.L. A candidate for the Baja British Columbia fault system in the coast plutonic complex // Geol. Soc. Amer. Today. 1997. Vol. 7, N 11. P. 1–7.

Houtz R.E., Hayes D.E., Markl R.J. Kergelen Plateau bathymetry, sediment distribution and crustal structure // Mar. Geol. 1977. Vol. 25. P. 95–130.

Hower J., Eslinger E.V., Hower M.E., Perry E.A. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment. 1. Mineralogical and chemical evidence // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 87, N 5. P. 725–737.

Hughes G.W., Turner C.C. Upraised Pacific Ocean floor, Southern Malaita, Solomon Islands // Ibid. 1977. Vol. 66. P. 412–424.

Humler E., Langmuir Ch., Daux V. Depth versus age: New perspectives from the chemical compositions of ancient crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 173. P. 7–23.

Hussong D.M., Edwards P.B., Johnson S.H. et al. Crustal structure of the Chile–Peru trench: 8–12 °S latitude // The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin / Ed. C.H. Satton et al. Wash. (D.C.), 1976. P. 71–86. (Amer. Geophys. Union Monogr.; Vol. 19).

Hussong D.M., Wipperman L.K. Vertical movement and tectonic erosion of the continental wall of the Peru–Chile trench near 11° 30`S latitude // Nazca Plate: Crustal formation and Andean convergence / Ed. L.D. Kulm et al. Wash. (D.C.), 1981. P. 519–524. (Geol. Soc. Amer. Mem.; Vol. 154).

Hussong D.M., Wipperman L.K., Kroenke L.W. The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki oceanic plateaus// J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 6003–6010.

Hyndman R.D., Spence G.D., Yuan T., Davis E.E. Regional geophysics and structural framework of the Vancouver Island Margin accretionary prizm // Proc. ODP. Init. Rep. 1994. Vol. 146. P. 399–419.

Hyndman R.D., Yorath C.J., Clowes R.M., Davis E.E. The northern cascadia subduction zone at Vancouver Island: Seismic structure and tectonic history // Canad. J. Earth Sci. 1990. Vol. 27. P. 313–329.

Iceland research drilling project // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 82, N B8. P. 1–308.

Ingebritsen S.E., Manning C.E. Geological implication of a permeability–depth curve for the continental crust // Geology. 1999. Vol. 27, N 12. P. 1107–1110.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. P. 523–548.

Isacks B., Oliver J., Sykes G. Seismology and the new global tectonics // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. P. 5855–5899.

Jackson E.D., Bargar K.E., Fabbi B.P., Heropoulos C. Petrology of the basaltic rocks drilled on leg 33 of the Deep Sea Drilling Project// Init. Rep. DSDP. 1976. Vol. 33. P. 571–630.

Jackson E.D., Schlanger S.O. Regional syntheses, Line Islands Chain, Tuamotu Island Chain, and Manihiki Plateau, Central Pacific Ocean// Ibid. 1976. Vol. 33. P. 915–927.

Jacobsen S.B., Dymek R.F. Nd and Sr isotope systematics of clastic metasediments from Isua, West Greenland: identification of pre-3.8 Ga differentiated crustal components // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93, N B1. P. 338–354.

Jaeger J.J., Courtillot V., Tapponier P. Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India–Asia collision // Geology. 1989. Vol. 17. P. 316–319.

Javoy M. The birth of the Earth's atmosphere: The behaviour and fate of its major elements // Chem. Geol. 1998. Vol. 147, N 1/2. P. 11–25.

Jenkyns H.C. Sediments and sedimentary history of the Manihiki plateau, South Pacific Ocean// Init. Rep. DSDP. 1976. Vol. 33. P. 873–890.

Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, gaseous species and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000 °C // Comp. Geosci. 1992. N 18. P. 899–947.

Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.J., Plafker G. Lithotectonic terrane map of the North American Cordillera // US Geol. Surv. Open–File Rep. 1987. N 84-523. P. A1–12, 4 sheets, scale 1:2 500 000.

Jonsson M.J., Meade R.H. Chemical weathering of fluvial sediments during alluvial storage: the Macupanian Island–point bar, Solimoes River, Brazil // J. Sediment. Petrol. 1990. Vol. 60, N 6. P. 827–842.

Jordan T.H. Composition and development of the continental tectonosphere// Nature. 1978. Vol. 274. P. 544–548.

Julivert M., Fontbote J.M., Ribeiro A., Conde L. Mapa tectonico de lapeninsula Iberica y Baleares 1:10 000. Madrid: Inst. Geol. Min. Esp., 1972. 113 p.

Jung J., Roques M. Introduction a l'étude zoneographique des formations crystallophylliennes // Bull. Serv. Carte Géol. France. 1952. Vol. 235. P. 1–62.

Kakegawa T., Ohmoto H. Sulfur isotope evidence for the origin of 3.4 to 3.1 Ga pyrite at the Princeton gold mine, Barberton Greenstone Belt, South Africa // Precambrian Res. 1999. Vol. 96. P. 209–224.

Kamber B.S., Moorbath S. Initial Pb of the Amötsoq gneiss revisited: Implications for the timing of early Archaean crustal evolution in West Greenland // Chem. Geol. 1998. Vol. 150, N 1/2. P. 19–41.

Karig D.E. Evolution of arc system in the Western Pacific // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1974a. Vol. 2. P. 51–75.

Karig D.E. Tectonic erosion of trenches // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974b. Vol. 21. P. 209–212.

Karig D.E. Deformation in the forearc: Implications for mountain belts // Mountain building processes / Ed. K.J. Hsu. L.: Acad. press, 1983. P. 59–71.

Karig D.E., Caldwell R.K., Moore G.F., Moore D.G. Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along the northern Middle America Trench // Bull. Geol. Soc. Amer. 1978. Vol. 89. P. 265–276.

Karig D.E., Sharman G.F., III. Subductions and accretion in trenches // Ibid. 1975. Vol. 86. P. 377–389.

Kauffman E.G. Deep-sea cretaceous macrofossils: hole 317A, Manihiki Plateau// Init. Rep. DSDP. 1976. Vol. 33. P. 503–528.

Keller G.R., Morgan P., Seager W.R. Crustal structure, gravity anomalies and heat flow in the southern Rio Grande Rift and their relationship to extentional tectonics // Tectonophysics. 1990. Vol. 174, N 1/2. P. 21–37.

Kempe D.R.C. The petrology of the basalts from Leg 26 // Init. Rep. DSDP. 1974. Vol. 26. P. 465–501.

Kent A.J.R., Clague D.A., Honda M. et al. Widespread assimilation of a seawater-derived component at Loihi Seamount, Hawaii // Geochim. et cosmochim. acta. 1999a. Vol. 63, N 18. P. 2749–2761.

Kent A.J.R., Clague D.A., Honda M. et al. Assimilation of a seawater-derived components in an oceanic volkano: Evidence from matrix glasses and glass inclusions from Loihi Seamount, Hawaii // Chem. Geol. 1999b. Vol. 156, N 1/4. P. 299–319.

Kimura G., Mukai A. Underplated units in an accretionary complex: melange of the Shimanto belt of eastern Shikoku, Southwest Japan // Tectonics. 1991. Vol. 10, N 1. P. 31–50.

Kirby S.H., Kronenberg A.K. Rheology of the lithosphere: Selected topics // Rev. Geophys. 1987. Vol. 25, N 6. 1219–1244.

Klein E.M., Langmuir C.H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness// J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. P. 8089–8115.

Klein E.M., Langmuir C.H. Local versus global variations in ocean ridge basalt composition: A reply // Ibid. 1989. Vol. 94. P. 4241–4252.

Knopf A. Bathiliths in time // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1955. Vol. 62. P. 685–702. Рус. пер.: *Нонф А.* Батолиты во времени // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 709–728.

Kohtaro U. Off-scraping accretionary process under the subduction of young oceanic crust: The Shimanto Belty of Okinawa Island, Rykyu Arc // Tectonics. 1997. Vol. 16, N 2. P. 305–322.

Kornprobst J., Vielzeuf D. Transcurrent crustal thinning: A mechanism for the uplift of deep continental crust/upper mantle associations // Kimberlites II: The mantle and crust-mantle relationships / Ed. J. Kornprobst. Amsterdam etc.: Elsevier, 1984. P. 347–359.

Kosler J., Farrow C. M. Mid-late devonian arc-type magmatism in the Bohemien massif: Sr and Nd isotope and trace element evidence from the Stare Sedlo and Mirotice gneiss complexes, Czech Republic // J. Czech Geol. Soc. 1994. Abstr. Vol. 39, N 1. P. 56–58.

Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. Origin of the Ilmenogorsk–Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: Rb–Sr study // J. Geol. 1983. Vol. 91, N 44. P. 427–435.

Kröner A. Tectonic evolution in the Archaean and Proterozoic // Tectonophysics. 1991. Vol. 187. P. 393–410.

Kröner A., Wendt I., Liew T.C. et al. U–Pb zircon and Sm–Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian massif, Czechoslovakia // Contrib. Miner. and Petrol. 1988. Vol. 99. P. 257–266.

Kuijper R.P., Vogel D.E., Der Tex E. Eclogite-plagiopyrigarnite relations in the Catazonal complexes of Northwest Spain // Chem. Geol. 1985. Vol. 50. P. 163–171.

Kulm L.D., Prince R.A., French W. et al. Crustal structure and tectonics of the Central Peru continental margin and trench // Nazca plate: Crustal formation and Andean convergence / Ed. L.D. Kulm et al. Wash. (D.C.), 1981. P. 445–468. (Geol. Soc. Am. Mem.; Vol. 154).

Kulm L.D., Suess E. The relation of carbonate deposits to fluid venting processes // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. P. 8899–8915.

Kulm L.D., Suess E., Moore J.C. et al. Oregon subduction zone: venting, fauna, and carbonates // Science. 1986. Vol. 231, N 4738. P. 561–566.

Kurnosov V.B., Chudaev O.V., Shevchenko A.Y. Mineralogy and geochemistry of sediments from Galapagos hydrothermal mounds, Leg 70 // Init. Rep. DSDP. 1982a. Vol. 70. P. 451–468.

Kurnosov V.B., Kholodkevich I.V., Chubarov V.M., Shevchenko A.Y. Secondary minerals in basalts from the Costa Rica Rift, Holes 501 and 504B, Deep Sea Drilling Project, Legs 68, 69, and 70 // Ibid. 1983. Vol. 68/70. P. 573–583.

Kurnosov V.B., Murdmaa I.O. Hydrothermal and cold-water circulation within the intraplate seamounts: effects on rock alteration // The oceanic lithosphere and scientific drilling into the 21st century: Conf. proc. Woods Hole: Univ. of Durham, 1996. P. 87–88.

Kurnosov V.B., Murdmaa I.O., Kazakova V. Mineralogy and inorganic geochemistry of the California Bay sediments, Leg 65 // Init. Rep. DSDP. 1982b. Vol. 65. P. 738–754.

Kurnosov V.B., Murdmaa I.O., Rosanova T. et al. Mineralogy of hydrothermally altered sediments and igneous rocks at Sites 856–858, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, Leg 139 // Proc. ODP. Sci. Results. 1994. Vol. 139. P. 113–131.

Kurnosov V.B., Zolotarev B.P., Artamonov A.V. Sea water-basalt interaction in the Kerguelen Plateau, Indian Ocean // Proc. of the 10th Intern. symp. on water-rock interaction. Rotterdam; Drookfield: Balkema, 2001. Vol. 10. P. 721–724.

Kurnosov V.B., Zolotarev B.P., Artamonov A.V. et al. Alteration of basalts from the West Pacific Guyots, Legs 143 and 144 // Proc. ODP. Sci. Results. 1995. Vol. 144. P. 475–491.

Kurtz R.D., De Laurier J.M., Gupta J.C. Magnetotelluric survey across Vancouver Island: A search of subducting oceanic lithosphere // Nature. 1986. Vol. 321. P. 596–599.

Kushivo I., Yoder H.S. Anorthite–forsterite and anorthite–enstatite reactions and their bearing on the basalt–eclogite transformation // J. Petrol. 1966. Vol. 7. P. 337–362.

Lachenbruch A.H., Morgan P. Continental extension, magmatism and elevation; formal ralations and rules of thumb // Tectonophysics. 1990. Vol. 174, N 1/2. P. 39–62.

Langmuir C.H., Hanson G.N. An evaluation of major element hetorogeneity in the mantle source of basalts// Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1980. Vol. 297. P. 383–407.

Langseth M.G., Jr., Herzen R.P. von. Heat flow through the floor of the World Ocean // The sea. N.Y., 1970. Vol. 4, pt 1. P. 299–352.

Langseth M.G., Westbrook G.K., Hobart M. Contrasting geothermal regimes of the Barbados accretionary complex // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. P. 8829–8844.

Larson R.L., Smith S.M., Chase C.G. Magnetic lineations of Early Cretaceous age in the Western Equatorial Pacific Ocean // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 15. P. 315–319.

Larue D.K. Organic matter in the Franciscan and Cedros subduction complexes – the problems of "instantaneous maturation" and "missing petroleum" in accretionary prisms // Mar. Petrol. Geol. 1991. Vol. 85. P. 468–482.

Leclaire L., Bassias Y., Denis-Clocchiatti M. et al. Lower Cretaceous basalts and sediments from the Kerguelen Plateau // Geo-Mar. Lett. 1987. Vol. 7. P. 169–176.

Lécuyer C., Gruau G., Früh-Green G.l., Picard C. Hydrogen isotope composition of Early Proterozoic seawater // Geology. 1996. Vol. 24, N 4. P. 291–294.

Lensch G. Die Ultramafitite der Zone von Ivrea and ibre geologische Interpretation // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1968. Bd. 48. S. 91–102.

Leonov M.G., Kolodiazhny S.Yr., Somin M.L. et al. The structure and some peculiarities of Post-Archean tectonic evolution of the North-Karelia collisional zone (The Baltic Shield) // Abstr. Proterozoic evolution in the North Atlantic Realm: Intern. conf. Goose Bay, 1996. P. 111–112.

Le Pichon X., Heirtzler J.R. Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. P. 2109–2117.

Lewis T.R. The process of formation of ocean crust // Science. 1983. Vol. 220, N 4593. P. 151–157.

Lightfoot P., Hawkesworth C. Origin of Deccan Trap lavas: evidence from combined trace element and Sr, Nd-, and Pb-isotope studies // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 91. P. 89–104.

Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J. et al. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major, trace-element, and Sr, Nd, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia// Contrib. Miner. and Petrol. 1993. Vol. 114. P. 171–188.

Lindgren L. Elemental and structural changes in illite/smectite mixed-layer clay minerals during diagenesis in kimmeridgian-volgian (Ryazanian) clays in the Central Trough, North Sea, and the Norwegian–Danish Basin // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1992. Vol. 39, pt 1/2. 1992. P. 1–82.

Liou J.G., Maruyama S., Moonsup C. Very low-grade metamorphism of volcanic and volcaniclastic rocks-mineral assemblaes and mineral facies // Low temperature metamorphism / Ed. M. Frey. Glasgow: Blackie, 1987. P. 59–113.

Lipman P.W., Bogatikov O.A., Tsvetkov A.A. et al. 2.8 Ma ash-flow caldera at Chegem River in the Northern Caucasus Mountains (Russia), contemporaneous granites, and associated ore deposits // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1993. Vol. 57. P. 85–124.

Lister C.R.B. On the thermal balance of a mid-ocean ridge // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1972. Vol. 26. P. 515–535.

Lister G.S., Baldwin S.L. Plutonism and origin of metamorphic core complexes // Geology. 1993. Vol. 21. P. 607–610.

Loper D.E. Mantle plumes // Tectonophysics. 1991. Vol. 187. P. 373–384.

Lowe D.R. Archean sedimentation // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1980. Vol. 8. P. 145–167.

Lowe D.R. Accretionary history of the Archean Barberton greenstone belt (3.55–3.22 Ga), Southern Africa // Geology. 1994. Vol. 22. P. 1099–1102.

Lowman P.D. Comparative planetology and the origin of continental crust // Precambrian Res. 1989. Vol. 44, N 3/4. P. 171–195.

Luyendyk B.P., Davies T.A. Results of DSDP Leg 26 and geologic history of the Southern Indian Ocean // Init. Rep. DSDP. 1974. Vol. 26. P. 909–943.

Luyendyk B.P., Rennick W. Tectonic history of aseismic ridges in the Eastern Indian Ocean // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88. P. 1347–1356.

Maaskant P. Chemical petrology of polymetamorphic ulramafic rocks from Galicia, NW Spain // Leidse Geol. Meded. 1970. Vol. 45. P. 237–325.

Macdonald G.A. Composition and origin of Hawaiian lavas // Contrib. Hawaii Inst. Geophys. Year. 1968. C. 477–522.

Maeda J., Kagami H. Interaction of a spreading ridge and an accretionary prism: Implications from MORB magmatism in the Hidaka magmatic zone, Hokkaido // Geology. 1996. Vol. 24, N 1. P.31–34.

Malavieille G., Guihot Pl., Costa S. et al. Collapse of the thickened variscan crust in the French Massif central: mont Pilat extentional shear zone and St. Etienne Late Carbui berous basin // Tectonophysics. 1990. Vol. 177, N 1/3. P. 139–149.

Mantle xenoliths / Ed. P.H. Nixon. Chichester etc.: Wiley, 1984. 837 p.

Mahoney J.J., Spenser K.J. Isotopic evidence for the origin of the Manihiki and Ontong Java oceanic plateaus// Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 104. P. 196 – 210.

Mareschal J.-C., Bergantz G. Constraints on thermal model of the basin and range province // Tectonophysics. 1990. Vol. 174, N 1/2. P. 137–146.

Martin H. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction–zone magmas// Geology. 1986. Vol. 14. P. 753–756.

Martin H. Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 411–429.

Marty B., Tolstikhin I.N. CO_2 fluxes through mid-oceanic ridges, arcs and plumes // Chem. Geol. 1998. Vol. 145. P. 233–248.

Marty J.Ch., Gazeneve A. Regional variations in subsidence rate of oceanic plate: A global analyses// Earth and Planet Sci. Lett. 1989. Vol. 94. P. 301–315.

Maruyama S., Liou J.G., Zhang R. Tectonic evolution of the ultrahigh-pressure (UHP) and high–pressure (HP) metamorphic belts from central China // Island Arc. 1994. Vol. 3. P. 112–121.

Mattauer M., Matte Ph., Malavieill J. et al. Tectonics of the Qinling belt: build-up and evolution of Eastern Asia // Nature, 1985. Vol. 317, N 6037. P. 496–500. (Reprint).

Matte Ph. Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe // Tectonophysics. 1986. Vol. 126. P. 329–374.

Matte Ph., Maluski H., Rajlich P., Franke W. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan Shearing // Tectonophysics. 1990. Vol. 177. P. 151–170.

McCartny J.C., Scholl D.W. Mechanism of subduction and accretion along the central Aleutian trench // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. Vol. 96. P. 691–701.

McConnell D.A., Gilbert M.C. Cambrian extensional tectonics and magmatism within the Southern Oklahoma aulacogen // Tectonophysics. 1990. Vol. 174, N 1/2. P. 147–157.

McCulloch M.T. The role of subducted slabs in an evolving Earth // Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. Vol. 115. P. 89–100.

McCulloch M.T., Wasserburg G.J. Sm–Nd and Rb–Sr chronology of continental crust formation // Science. 1978. Vol. 200. P. 1003–1011.

McGregor V.R. Initial Pb of the Amötsoq gneiss revisited: Implications for the timing of early Archaean crustal evolution in West Greenland – comment // Chem. Geol. 2000. Vol. 166. P. 301–308.

McKenzie D.P. The Earth's mantle // The dynamic Earth: A scientific American book. N.Y.: Freeman, 1983. P. 25–38.

McKenzie D.P. The generation and compaction of partially molten rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 713–765.

McKenzie D.P., Bickle M.J. The volume and composition of melt generated by extention of the lithosphere // Ibid. 1988. Vol. 29. P. 625–629.

McKenzie D.P., O'Nions R.K. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations // Ibid. 1991. Vol. 32. P. 1021–1091.

Medaris G., Jelínek, Mísar Z. Czech eclogites: Terrane settings and implications for variscan tectonic evolution of the Bohemian Massif // Europ. J. Miner. 1995. Vol. 7. P. 7–28.

Meissner R. The continental crust: A geophysical approach. L.: Acad. press, 1986. 426 p.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Makarikhin V.V., Lyubtsov V.V. Links between palaeogeography and rise and decline of stromatolites: Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 1997. Vol. 82. P. 311–348.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V. Extreme $^{13}C_{carb}$ enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-"red beds" association in a global context: A case for the world-wide signal enhanced by a local environment // Earth-Sci. Rev. 1999. Vol. 48. P. 71–120.

Mengel K., Sachs P.M., Stosch H.G. et al. Crustal xenoliths from Cenozoic volcanic fields of West Germany: Amplications for structure and composition of the continental crust // Tectonophysics. 1991. Vol. 195, N 2/4. P. 271–289.

Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram // Chem. Geol. 1986. Vol. 56. P. 207–218.

Messiga B., Bettini E. Reactions behaviour during kelyphite and synplectite formation: A case study of mafic granulites and eclogites from the Bohemian Massif // Europ. J. Miner. 1990. Vol. 2. P. 125–144.

Meyerhoff A.A., Kamen-Kay M. Petroleum prospects of the Saya de Malha and Nazareth Banks, Indian Ocean // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1981. Vol. 65. P. 1344–1347.

Milne I.H., Early J.W. Effect of source and environment on clay minerals // Ibid. 1958. Vol. 42, N 2. P. 328–338.

Minster J.B., Jordan T.H. Present-day plate motions // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. P. 5331–5334.

Mojzsis S.J., Arrhenius G., McKeegan K.D. et al. Evidence for life on Earth before 3800 million years ago // Nature. 1996. Vol. 384. P. 55–59.

Molnar P., Gray D. Subduction of continental lithosphere: Some constraints and uncertainties // Geology. 1979. Vol. 7. P. 58–62.

Molnar P., Sykes L.R. Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from focal mechanisms and seismisity // Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. Vol. 80. P. 1639–1684.

Moorbath S. Constraints for the evolution of Precambrian crust from strontium isotopic evidence // Nature. 1975. Vol. 254. P. 395–398.

Moorbath S., O'Nions R.K., Pankhurst R.J. et al. Further rubidium-strontium age determinations on the Early Precambrian rocks of the Godthaab District, West Greenland // Nature. Phys. Sci. 1972. Vol. 240. P. 78–82.

Moore J.C. Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: role of the decollement zone // J. Struct. Geol. 1988. Vol. 12, N 7. P. 95–106.

Moore J.C., Cowan D.S., Karig D.S. Structural styles and deformational fabrics of accretionary complexes: Penrose conference report // Geology. 1985. Vol. 13. P. 77–79.

Moore J.C., Mascle A., Taylor E. et al. Tectonics and hydrogeology of the northern Barnbados Ridge: results from Leg 110 ODP // Bull. Geol. Soc. Amer. 1988. Vol. 100. P. 1578–1593.

Moore J.C., Silver E.A. Continental margin tectonics: submarine accretionary prism // Rev. Geophys. 1987. Vol. 25. P. 1305–1312.

Moors E.M. The Proterozoic ophiolite problem, continental emergence, and Vennus connection// Science. 1986. Vol. 234. P. 65–68.

Morgan W.J. Deep mantle convection plumes and plate motions // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1972. Vol. 56. P. 203–213.

Morgan W.J. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans // The sea. N.Y.: Wiley, 1981. Vol. 7. The oceanic lithosphere. P. 443–487.
Mottl M.J., Davis E.E., Fisher A.T., Slack J.F. Proceedings of the Ocean Drilling Program: Sci. Results. College Station (Tex.): ODP, 1994. Vol. 139. 772 p.
Mozar J. Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: Reconciliation of basement/wrench-fault and decollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland // Earth and Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 143. P. 143–155.
Muehlenbachs K. The oxygen isotopic composition of the oceans, sediments and the seafloor // Chem. Geol. 1998. Vol. 145, N 3/4. P. 263–273.
Muehlenbachs K., Anderson A.T., Jr., Sigvaldason G.E. Low-^{18}O basalts from Iceland // Geochim. et cosmochim. acta. 1974. Vol. 38. P. 577–588.
Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z. The Archean–Proterozoic boundary in the geology of the Earth // Precambrian geology and metamorphic petrology: Proc. 30th Intern. congr. N.Y., 1997. Vol. 17. P. 3–11.
Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z. Paleopeneplanation surfaces – geohistorical benchmarks of continental crust evolution of the East-European Platform in Early Precambrian // Early Precambrian: Genesis and evolution of the continental crust (geodynamics, petrology/geochronology, regional geology): Intern. conf. Moscow: GEOS, 1999. P. 120–122.
Nekrasov G.E., Lapunov S.M., Shavyrina M.V. The Pekulney ultramafite-granulite complex as a fragment of the mantle-crust interface zone of the margina continental lithosphere // Terra nova. 1995. Vol. 7, abstr. suppl. N 1. P. 52.
Nelson K.D., Zhao W., Brown L.D. et al. Partially molten middle crust beneath Southern Tibet: Synthesis of project INDEPTH results // Science. 1996. Vol. 274. P. 1684–1688.
Nicholson H., Latin D. Olivine tholeiites from Krafla, Iceland: evidence for variations in melt fraction within a plume// J. Petrol. 1992. Vol. 33. P. 1105–1124.
Nisbet E.G., Cheadle M.J., Arndt N.T., Bickle M.J. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: A review of the evidence from komatiites// Lithos. 1993. Vol. 30. P. 291–307.
Nisbet E.G., Fowler C.M.R. Model for Archaean plate tectonics // Geology. 1983. Vol. 11. P. 376–379.
Niu B., Yoshimura T., Hirai A. Smectite diagenesis in Neogen marine sandstone and mudstone of the Niigata Basin, Japan // Clays and Clay Miner. 2000. Vol. 48, N 1. P. 26–42.
Nixon P.H., Neal C.R. Ontong Java plateau: deep-seated xenoliths from thick oceanic lithosphere // Mantle xenoliths / Ed. P.H. Nixon. N.Y.: Willey, 1987. P. 335–346.
Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectono-stratigraphic terrane map. Wash. (D.C.), 1994. 211 p., 2 sheets, scale 1:5 000 000; 2 sheets, scale 1:10 000 000. (US Geol. Surv. Open-File Rep.; N 94–714).
Norton D. Sourcelines, sourceregions, and pathlines for fluids in hydrothermal systems related to cooling plutons // Econ. Geol. 1978. Vol. 73. P. 21–28.
Nur A., Ben-Avraham Z. Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain building// J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87. P. 3644–3661.
Ohmori K., Taira A., Tokuyama H. et al. Paleothermal structure of the Shimanto accretionary prism, Shikoku, Japan: Role of an out-of-sequence thrust // Geology. 1997. Vol. 25, N 4. P. 327–330.
Ohr M., Halliday M.N., Peacor D.R. Sr and Nd isotopic evidence for punctuated clay diagenesis, Texas Gulf Coast // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 105, N 1/3. P. 110–126.
Okay A.I., Sengor A.M., Satir M. Tectonics of an ultrahigh-pressure metamorphic terrene: the Dabie Shan/ Tongbai Shan orogen, China // Tectonics. 1993. Vol. 12, N 6. P. 1320–1334.
O'Nions R.K., Hamilton P.J., Hooker P.J. A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles // Earth. and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 63. P. 229–240.
O'Nions R.K., Oxburg E.R. Heat and helium in the Earth // Nature. 1983. Vol. 306. P. 429–431.
O'Nions R.K., Oxburg E.R. Helium, volatile fluxes and the development of continental crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 90. P. 331–347.
Onstott T.C., Sisson V.B., Turner D.L. Initial argon in amphibole from the Chugach Mountains, southern Alaska // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 4361–4372.
Owens T.J., Zand G. Implications of crustal property variations for models of Tibetan Plateau evolution // Nature. 1997. Vol. 387. P. 37–43.

Oxburg E.R., O'Nions R.K. Helium loss, tectonics and terrestrial heat budget // Science. 1987. Vol. 237. P. 1583–1588.
Oxburg E.R., Parmentier E.M. Compositional density stratification in oceanic lithosphere – causes and consequences// J. Geol. Soc. London. 1977. Vol. 133. P. 343–355.
Oysal I.T., Golding S.D., Audsley F. Clay mineral authigenesis in the Late Permian Coal Basin, Queensland, Australia // Clays and Clay Miner. 2000. Vol. 48, N 3. P. 351–365.
Ozima M. Ar isotopes and Earth-atmosphere evolution models // Geochim. et cosmochim. acta. 1975. Vol. 39. P. 1127–1134.
Packham G.H., Andrews J.E. Results of Leg 30 and the geologic history of the Southwest Pacific arc and marginal sea complex // Init. Rep. DSDP. 1975. Vol. 30. P. 691–705.
Palmason G., Saemundson K. Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge// Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1974. Vol. 2. P. 25–50.
Pandey O.P., Agrawal P.K. Lithospheric mantle deformation beneath the Indian Cratons // J. Geol. 1999. Vol. 107. P. 683–692.
Pavlenkova N.I. Double Moho in the Dnieper-Donets basin // C.r. Acad. sci. Ser. 2a. 1995. Vol. 321. P. 85–93.
Pavlis T.L. Origin and age of the Border Ranges Fault of Southern Alaska and its bearing on the Late Mesozoic evolution of Alaska // Tectonics. 1982. Vol. 1. P. 343–368.
Pavlis T.L., Monteverde D.H., Bowman J.R. et al. Early Cretaceous near-trench plutonism in Southern Alaska: A tonalite-trondhjemite intrusive complex enjected during ductile thrusting along the Border Ranges fault system // Ibid. 1988. Vol. 7, N 6. P. 1179–1199.
Peacock S.M. Thermal effects on metamorphic fluids in subduction zones // Geology. 1987. Vol. 15. P. 1057–1060.
Peacock S.M. Numerical simulation of metamorphic pressure–temperature–time path and fluid production in subducting slabs // Tectonics. 1990. Vol. 5, N 5. P. 1197–1211.
Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. Vol. 19, N 4. P. 120–125.
Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25, N 4. P. 956–983.
Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nd variations in volcanic rocks// Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 69. P. 33–47.
Pearcy L.C., De Bari S.M., Sleep N.H. Mass balance calculations for two sections of icland arc crust and implications for the formation of continents // Earth and Planet. Sci Lett. 1990. Vol. 96, N 3/4. P. 427–442.
Peirce J.W. The northward motion of India since the Late Cretaceous // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1978. Vol. 52. P. 277–311.
Peirce J., Weissel J., Teilor E. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program: Init. Rep. College Station (Tex.): ODP, 1989. Vol. 121. 1000 p.
Percival J.A., Fountain D.M., Salisbury M.H. Exposed crustal sections as windows on the lower crust // Continental lower crust / Ed. D.M. Fountain et al. Amsterdam: Elsevier, 1992. P. 317–362.
Perez-Estaun A., Martinez-Catalan J.R., Bastida F. Crustal thickening and deformation sequence in the foot wall to the suture of the variscan belt of North-West Spain // Tectonophysics. 1991. Vol. 191, N 3/4. P. 243–253.
Perkings D., Newton R.C. Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-peroxene-plagioclase quarz // Nature. 1981. Vol. 292. P. 144–146.
Perry E.C., Hower J. Burial diagenesis in gulf coast pelitic sediments // Clays and Clay Miner. 1970. Vol. 18, N 3. P. 165–177.
Pertsev N.N., Boronikhin V.A. Alteration zones near veins in basalts from Deep Sea Drilling Project, Sites 501/504 and 505, Costa Rica Rift // Init. Rep. DSDP. 1983. Vol. 68/70. P. 565–572.
Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. 1989. Vol. 161. P. 1–21.
Pimenov V.P. A possibility of free thermal convection within the Earth's crust // Proc. Intern. conf. "The Earth's thermal field and related research methods". Moscow, 1998. P. 198–200.
Pin J.D., Sills J.D. Petrogenesis of layered gabbros and ultramafic rocks from val Sesia the Ivrea zone, NW Italy: trace element and isotope geochemistry // The nature of lower continental crust / Ed. J. B. Dawson et al. Wash. (D.C.), 1986. P. 231–249. (Geol. Soc. Spec. Pap.; N 2).

Pin C., Vielzeuf D. Les granulites de haute-pession d'Europe moyenne temoins d'une subduction eo-hercynienuc // Bull. Soc. geol. France. 1988. Vol. 4, N 1. P. 13–20.

Plafker G., Moore J.S., Winkler G.R. Geology of the southern Alaska margin. Chap. 12 // Geology of North America. Wash. (D.C.): Geol. Sur. of Amer., 1994. Vol. G-1: Geology of Alaska. P. 113–134.

Plafker G., Nokleberg W.J., Lull J.S. Bedrock geology and tectonic evolution of the Wrangelia Peninsular and Chugach Terranes along the Trans-Alaska crustal transect in the Chugach Mountains and southern Cooper River basin, Alaska // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94, N B4. P. 4255–4295.

Platt J.P. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks // Bull. Geol. Soc. Amer. 1986. Vol. 97. P. 1037–1057.

Platt J.P., Legett J.K., Yuong J. et al. Large-scale sediment underplating in the Macran accritionary prism, Southwest Pakistan // Geology. 1985. Vol. 13. P. 507–511.

Pokrovsky B.G., Dudauri O.Z., Togonidze M.G. The oxygen isotope composition of rocks of the Kelasuri and Gorabi Massifs // Chem. Erde. Geochem. 1991. Bd. 51, H. 2/3. S. 96–99.

Ponce D.A., Case J.E. Gravity anomalies of Costa Rica and relations to crustal structure and mineralization // Pacific Rim Congr. Austral. Inst. Miner. Met. 1987. Vol. 87. P. 369–372.

Pope R.R., Kay S.M., Kay R.W. Ultramafic xenoliths from Kanada Island: insight into mantle composition and dynamics below the island arc: (Abstract) // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1981. Vol. 62. P. 1092.

Presnall D.C., Dixon J.R., O'Donell T.N., Dixon S.A. Alumina content of enstatite as geobarometer for plagioclase and spinel clerzolite // Amer. Miner. 1976. Vol. 61. P. 582–588.

Puchtel I.S., Hoffman A.W., Amelin Yu.V. et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero–Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // Geochim. et cosmochim. acta. 1999. Vol. 63, N 21. P. 3579–3595.

Quick J.E., Sinigoi S., Mayer A. Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea–Verbano zone, Northern Italy // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, N B11. P. 21559–21573.

Rangin C. Speculative model of Mesozoic geodynamics, Central Baja California to North-Eastern Sonora (Mexico) // Soc. Econ. Paleontol. Miner. Mesozoic Sym. San Diego, 1978. P. 85–106.

Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite / eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites // Precambrian Res. 1991. Vol. 51. P. 1–25.

Recq M., Brefort D., Malod J., Veinante J.-L. The Kerguelen Isles (Southern Indian Ocean): New results on deep structure from refraction profiles // Tectonophysics. 1990. Vol. 182. P. 227–248.

Recq M., Charvis P. A seismic refraction survey in the Kerguelen Isles, Southern Indian Ocean // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1986. Vol. 84. P. 529–559.

Recq M., Charvis P., Hiru A. Preliminary results on the deep structure of the Kerguelen Ridge from seismic refraction experiments // C.r. Acad. sci. Ser. 2. 1983. Vol. 297. P. 903–908.

Research Drilling Project, Reydarfjordur, Eastern Iseland // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87, N B8. P. 6489–6510.

Reymer A., Schubert G. Phanerozoic addition rates to the continerntal crust and crustal growth // Tectonics. 1984. Vol. 3. P. 63–77.

Richards M.A., Jones D.A., Duncan R.A., De Paolo D.J. A mantle plume initiation model for the Wrangellia flood basalts and other oceanic plateaus// Science. 1991. Vol. 254. P. 263–267.

Richter F.M. Models for the Archean thermal regime// Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 73. P. 350–360.

Richter F.M. Thermal evolution of the Earth // Workshop on the Earth as a planet / Ed. L. Ashwal et al. L., 1986. P. 24–25. (LPI Techn. Rep.; 86-08).

Riddinhoug R.P. Recent movements of the Juan de Fuca Plate system // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 6980–6994.

Rosen O.M. Geochemistry of granulites and the Archean sialic crust formation in the Anabar shield (Northern Siberia) // ed., High grade metamorphics / Ed. S.S. Augustithis. Athens: Theophrastus, 1992. P. 69–102.

Rosen O.M. Accretion processes in the ancient cratons formation: Nonedeveloped problem in Russian geology // 5th Zonenshain Intern. conf. on plate tectonics. Moscow: Inst. Oceanol. RAS, 1995. P. 82–83.

Rosen O.M. Lower crust depletion under continental collision and granite melt out: Caucasus as a case study // Goldschmidt conf. abstaracts. Toulouse: Univ. Paul Sabatier, 1998. P. 17–19.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // Archean crustal evolution / Ed. K.C. Condie. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.

Rosen O.M., Rachkov V.S., Sonyushkin V.T. Metasomatism and partial melting of tectonites and origin of granites in shear-belts of the Anabar shield (North Siberia) // Geol. zb. – Geol. Carpatica. 1990. Vol. 41, N 6. P. 693–708.

Rudnick R.L. Xenoliths – samples of the lower continental crust // Continental lower crust / Ed. D.M. Fountain et al. Amsterdam: Elsevier, 1992. P. 269–317.

Rutter E.H., Brodie K.H. Rheology of the lower crust // Ibid. 1992. P. 201–268.

Sadao M. Role of volataile components in the Earth's evolution // Mass Spectrosc. 1970. Vol. 18, N 2. P. 982–991.

Sakaguchi A. High paleogeothermal gradient with ridge subduction beneath the Cretaceous Shimanto accretionary prism, Southwest Japan // Geology. 1996. Vol. 24, N 9. P. 795–798.

Sandwell D.T., MacKenzie K.R. Geoid height versus topography for oceanic plateaus and swells// J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 7403–7418.

Sano Y., Terada K., Hidaka H. et al. Paleoproterozoic thermal events recorded in the ~4.0 Ga Acasta gneiss, Canada: Evidence from SHRIMP U–Rb dating of apatite and zircon // Geochim. et cosmochim. acta. 1999. Vol. 63, N 6. P. 899–905.

Sarda P., Staudacher T., Allugre C.J. $^{40}Ar/^{36}Ar$ in MORB glasses: Constrants on atmosphere and mantle evolution // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 72, N 4. P. 357–375.

Saunders A.D., Storey M., Gibson I.L. et al. Chemical and isotopic constraints on the origin of basalts from Ninetyeast Ridge, Indian Ocean: Results from DSDP Legs 22 and 26 and ODP Leg 121 // Proc. ODP. Sci. Results. 1991. Vol. 121. P. 559–590.

Sayfert C.K. Undeformed sediments in oceanic trenches with seafloor spreading // Nature. 1969. Vol. 222. P. 70–76.

Schlich R. Structure et age de l'ocean Indien occidental // Mem. Hors-Ser. Soc. geol. France. 1975. Vol. 6. P. 1–103.

Scholl D.W., Marlow M.S. Global tectonics and the sediments of modern and ancient trenches: Some different interpretations: Plate tectonics, assessments and reassessments // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1974. Vol. 23. P. 255–272.

Scholl D.W., Huene R. von, Vallier T., Howell D. Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at under thrust ocean margins // Geology. 1980. Vol. 8. P. 564–568.

Schubert G., Sandwell D. Crustal volumes of continents and of oceanic and continental submarine plateaus// Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 92. P. 234–246.

Schubert G., Stevensen D., Cassen P. Whole planet cooling and the radiogenic heat source contents of the Earth and the Moon // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. P. 2531–2538.

Schuiling R.D. Serpentinization as a possible cause of high heat flow values in and near the oceanic ridges // Nature. 1966. Vol. 201. P. 4921–4935.

Schweller W.J., Kulm L.D., Prince R.A. Tectonics, structure, and sedimentary framework of the Peru–Chile trench, in Nazca Plate: Crustal formation and Andean convergence // Bull. Geol. Soc. Amer. 1981. Vol. 154. P. 232–349.

Sclater J.G., Fisher R.L. The evolution of the East Central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge // Ibid. 1974. Vol. 85. P. 683–702.

Sclater J., Francheteau J. The implication of terrestrial heat flow observations on current tectonics and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1970. Vol. 20, N 5. P. 509–542.

Sclater J.G., Harrison C.G. Elevation of mid-ocean ridges and the evolution of the Southwest Indian Ridge // Nature. 1971. Vol. 230. P. 174–177.

Serpa L., De Voogd B., Wright L. et al. Structure of the central Death Valley pull-apart basin and vicinity from COCORP profiles in the southern Great Basin // Bull. Geol. Soc. Amer. 1988. Vol. 100. P. 1437–1450.

Seyfried W.E., Mottl M.J., Bischoff J.L. Seawater/basalt ratio effects on the chemistry and mineralogy of spilites from the ocean floor // Nature. 1978. Vol. 275, N 5677. P. 211–213.

Shatsky V.S., Rudnick R.I., Jagoutz E. Mafic granulite xenoliths from Udachnaya pipe, Yakutia: samples of Archean lower crust? // Deep seated magmatism and evolution of lithosphere of the Siberian platform: Intern. seminar abstracts. Novosibirsk: Inst. Geol. and Geophys. SB RAS, 1990. P. 35–38.

Shchipansky A.A., Bogdanova S.V. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 109–125.

Sheppard S.M.F. Igneous rocks. III. Isotopic case studies of magmatism in Africa, Eurasia and Oceanic Iselands // Rev. Miner. 1986. Vol. 16. P. 319–371.

Sheppard S.M.F., Herris C. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of Assention Iseland and granites variations with crystal fractionation and interaction with sea water // Contrib. Miner. and Petrol. 1975. Vol. 91, N 1. P. 74–81.

Shipley T.H., McIntosh K.D., Silver E.A., Stoffa P.L. Three-dimensional seismic imaging of the Costa Rica accretionary prism: Structural diversity in a small volume of the lower slope // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 4439–4459.

Shipley T.H., Moore G.F. Sediment accretion, subduction, and dewatering at the base of the trench slope off Costa Rica: A seismic reflection view of the decollement // Ibid. 1986. Vol. 91. P. 2019–2028.

Shipley T.H., Stoffa P.L., Dean D.F. Underthrust sediments, fluid migration paths and mud volcanoes assosiated with the accretionary wedge off Costa Rica: Middle America Trench // Ibid. 1990. Vol. 95. P. 8743–8752.

Sholkovitz E.R., Copland D. The coagulation, solubility and adsorption properties of Fe, Mn, Cu, Ni, Cd, Co and humic acids in a river water // Geochim. et cosmochim. acta. 1981. Vol. 45, N 2. P. 181–189.

Siedlecka A., Lyubtson V.V., Negrutsa V.Z. Correlation between Upper Proterozoic successions in the Tanafiorden–Varangerfiorden Region, of Varanger Peninsula, Northern Norway, and on Sredni Peninsula and Kildin Island in the northern coastal area of Kola Peninsula in Russia // Norks. geol. unders. Spec. Publ. 1995a. N 7. P. 217–232.

Siedlecka A., Negrutsa V.Z., Pickering K.T. Upper Proterozoic turbidite system of the Rybachi Peninsula, Northern Russia – a possible stratigraphic counterpart of the Kongsfiord submarine fan of the Varanger Peninsula, Northern Norway // Ibid. 1995b. N 7. P. 201–216.

Sigurdsson H., Shilling J.-G., Meyer P.S. Skagi and Langjokull volcanic zones in Iceland: petrology and structure // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. P. 3971–3982.

Sleep N.H., Windley B.F. Archean plate tectonics: constraints and inferences // J. Geol. 1982. Vol. 90. P. 363–379.

Smith A.D., Lewis Ch. Differential rotation of lithosphere and mantle and driving forces of plate tectonics // Geodynamics. 1999. Vol. 28. P. 97–116.

Smith B.M., Thomas D.M. Oxygen isotope profile of an immature geothermal area on the east rift of Kilauea, Havaii // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1990. Vol. 71. P. 1676.

Smithson S.B., Johnson R.A., Wong Y.K. Mean crustal velocity: A critical parameter for interpreting crustal structure and crustal growth // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 53, N 3. P. 323–332.

Stable isotopes in high temperature geological processes // Rev. Miner. 1986. Vol. 16. P. 1–570.

Staudigel H., Davies G.R., Hart S.R. et al. Large scale isotopic Sr, Nd and O isotopic anatomy of altered oceanic crust: DSDP/ODP sites 417/418 // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 130. P. 169–185.

Stein G., Charvet J., Lapierre H. et al. Geodynamic setting of volcano-plutonic rocks in so-called "paleo-accretionary prisms": Fore-arc activity or post collisional magmatism? The Miocene Shimanto belt as a case study // Geochronique. 1992. N 42.

Stern C.R. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas // Geology. 1991. Vol. 19. P. 78–81.

Stoeser D.B. Igneous rocks from Leg 30 of the Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. DSDP. 1975. Vol. 30. P. 401–414.

Storey M., Kent R.W., Saunders A. D. et al. Lower Cretaceous volcanic rocks on continental margins and their relationship to the Kerguelen Plateau // Proc. ODP. Sci. Results. 1992. Vol. 120. P. 33–53.

Storey M., Mahoney J.J., Kroenke L.W., Saunders A.D. Are oceanic plateaus sites of komatiite formation? // Geology. 1991. Vol. 19. P. 376–379.
Storey M., Saunders A.D., Tarney J. et al. Geochemical evidence for mantle plume interactions beneath Kergelen and Heard Islands, Indian Ocean // Nature. 1988. Vol. 336. P. 371–374.
Storey M., Saunders A.D., Tarney J. et al. Contamination of Indian Ocean asthenosphere by the Kergelen–Heard mantle plume // Ibid. 1989. Vol. 338. P. 574–578.
Stover C.W. Seismisity of the Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1966. Vol. 71. P. 2575–2581.
Sugimura A., Ueda S. Island arcs: Japan and its environs: Development in geotectonics. L.: Elsevier, 1973. Vol. 3. 247 p.
Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. L., 1989. P. 313–345. (Geol. Soc. Spec. Publ.: Vol. 42).
Suppe I. Structural interpretation of the southern part of the northern Coast Ranges and Sacramento Valley, California // Bull. Geol. Soc. Amer. 1979. Vol. 90, pt 1, N 4. P. 327–330.
Sveinbjornsdottir A.F., Coleman M.I., Yardley B.W.D. Origin and history of hydrothermal fluids of the Reykjanes and Krafla geothermal fields, Iceland // Contrib. Miner. and Petrol. 1986. Vol. 94. P. 99–109.
Taira A., Byrne T., Ashi J. Photographic atlas of an accretionary prism. Geological structures of the Shimanto Belt, Japan. B.: Springer, 1992. 124 p.
Taira A., Katto J., Tashiro M. et al. The Shimanto belt in Shikoku, Japan–evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism // Modern Geol. 1988. Vol. 12, N 1/4. P. 5–47.
Takahashi E. Speculations on the Archean mantle: missing link between komatiite and depleted garnet peridotite // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. P. 15941–15954.
Tarduno J.A., Sliter W.V., Kroenke L. et al. Rapid formation of Ontong Java Plateau by Aptian mantle plume volcanism // Science. 1991. Vol. 254. P. 399–403.
Taylor H.P. Oxygen isotope evidence for large-scale interaction between meteoric ground waters and Tertiary granodiorite intrusions, Western Cascade Range, Oregon // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76, N 32. P. 7855–7874.
Taylor H.P. Water-rock interaction and the origin of H_2O in granitic batholiths // J. Geol. Soc. 1977a. Vol. 133, pt 6. P. 509–558.
Taylor H.P. Stable isotope studies of spreading centers and their bearing on the origin of granophyres and plagiogranites // Orogen mafic ultramafic assoc. colloq. Grenoble, 1977b. P. 149–165.
Taylor H.P. Stable isotope studies of spreading centers and their bearing on the origin of granophyres and plagiogranites // Colloq. Intern. CNRS. 1980. N 272. P. 149–164.
Taylor H.P. Igneous rocks. 2. Isotopic case studies of Circumpacific magmatism // Rev. Miner. 1986. Vol. 16. P. 273–318.
Taylor H.P., Sheppard S.M.F. Igneous rocks. 1. Processes of isotope fractionation and isotope systematics // Ibid. 1986. Vol. 16. P. 227–271.
Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust; its composition and evolution. Cambridge (Mass.): Blackwell, 1985. 312 p.
Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust // Rev. Geophys. 1995. Vol. 33, N 2. P. 241–265.
Taylor S.R., McLennan S.M., McColloch M.T. Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages // Geochim. et cosmochim. acta. 1983. Vol. 47. P. 1897–1906.
Teagle D.A.H., Alt J.C., Halliday A.N. Tracing the chemical evolution of fluids during hydrothermal recharge: Constraints from anhydrite recovered in ODP Hole 504B // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 155, N 4/5. P. 167–182.
Thomas D. A geochemical model of the Kilauea East Rift Zone: Volcanism Hawaii // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1987. Vol. 56, N 1350. P. 1507–1525.
Thompson A.B., England P.C. Pressure–temperature–time paths of regional metamorphism. 2. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25, N 4. P. 929–955.
Thompson G., Bryan W.B., Frey F.A., Sung C.M. Petrology and geochemistry of basalts and related rocks from Sites 214, 215, 216, DSDP Leg 22, Indian Ocean // Init. Rep. DSDP. 1974. Vol. 22. P. 459–468.

Thompson G.A., McCarthy J. A gravity constraint on the origin of highly extended terranes // Tectonophysics. 1990. Vol. 174, N 1/2. P. 197–206.
Tokuyama H., Batiza R. Chemical composition of igneous rocks and origin of the sill and pillow basalt complex of Nauru basin, southwest Pacific // Init. Rep. DSDP. 1981. Vol. 61. P. 673–687.
Tolstikhin I.N., Marty B. The evolution of terrestrial volatiles: A view from helium, neon, argon and nitrogen isotope modelling // Chem. Geol. 1998. Vol. 147, N 1/2. P. 27–52.
Underwood M.B., Bachman S.B. Sedimentary facies associations within subduction complexes // Trench foreare geology. L., 1982. P. 537–550. (Spec. Publ. Geol. Soc. London; Vol. 10).
Van Bemmellen R.V. Geodynamic models. L.: Elsevier, 1972. 250 p.
Van Calsteren P.W.C. A mantle-plume-model interpretation for emphasis on the Cabo Ortegal area (NW Spain) // Lithos. 1978. Vol. 11. P. 61–72.
Veevers J.J., Jones J.G., Talent J.A. Indo-Australian stratigraphy and the configuration and dispersal of Gondwanaland // Nature. 1971. Vol. 229. P. 383–388.
Veizer J., Ala D., Azmy K. et al. $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater // Chem. Geol. 1999. Vol. 161, N 1/3. P. 59–88.
Velde B., Iijima A. Comparison of clay and zeolite mineral occurences in Neogen age sediments from several deep wells // Clays and Clay Miner. 1998. Vol. 36, N 4. P. 337–342.
Vinogradov V.I. The isotopic composition of sulphur as a factor indicating constancy of its cyclic circulation in time // Chem. Geol. 1972. Vol. 10. P. 99–106.
Vinogradov V.I. Rb–Sr systematics of the Kelasuri granitoid pluton, NW Caucasus (USSR) // Chem. Erde. Geochem. 1991. Bd. 51, H. 2/3. S. 87–89.
Vinogradov V.I. Isotopic evidence of the conversion of oceanic crust to continental crust in the continental-ocean transition zone of Kamchatka // Geochem. Intern. 1995. Vol. 32, N 3. P. 70–108.
Vinogradov V.I., Chernyshev I.V. Nd isotope ratios and concentrations of rare earth elements in whole-rock samples from the Kelasuri Massif, Caucasus (USSR) // Chem. Erde. Geochem. 1991. Bd. 51, H. 2/3. S. 93–95.
Vogel D.E. Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain // Leidse Geol. Meded. 1967. Vol. 40. P. 121–213.
Von Huene R., Klaeschen D. Opposing gradients of permanent strian in aseismic zone and elastic strain across the seismogenic zone of the Kodiak shelf and slope, Alaska // Tectonics. 1999. Vol. 18, N 2. P. 248–262.
Von Huene R., Lallemand S. Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins // Bull. Geol. Soc. Amer. 1990. Vol. 102. P. 704–720.
Von Huene R., Langseth M., Nasu N., Okada H. Summary, Japan trench transect // Init. Rep. DSDP. 1980. Vol. 56/57. P. 1–410.
Von Huene R., Sholl D.W. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust // Rev. Geophys. 1991. Vol. 29, N 3. P. 279–316.
Warsi W.E.K., Hilde T.W.C., Searle R.C. Convergence structures of the Peru trench between 10° and 14 °S // Tectonophysics. 1983. Vol. 99. P. 313–321.
Watson S., McKenzie D. Melt generation by plume: A study of Hawaiian volcanism // J. Petrol. 1991. Vol. 32. P. 501–537.
Weaver C.E. Clays, muds and shales. Amsterdam etc.: Elsevier, 1989. 819 p. (Developments in Sedimentol.; Vol. 44).
Weaver C.E., Beck K.C. Clay-water diagenesis during burial: How mud becomes gneiss // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1971. N 39. P. 3–131.
Wehrle V., Muller B., Fuchs K. Short scale variations of tectonic regimes in the Western European Stress Province // Terra Nova. 1997. Vol. 9, abstr. suppl. N 1. P. 310.
Weis D., Bassias Y., Gautier I., Mennessier J.-P. Dupal anomaly in existence 115 Ma ago: Evidence from isotopic study of the Kergelen Plateau (South Indian Ocean) // Geochim. et cosmochim. acta. 1989. Vol. 53. P. 2125–2131.
Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contrib. Miner. and Petrol. 1977. Vol. 46. P. 129–140.
Wells P.R.A. P–T conditions in the Moines of the Central Highlands Scotland // J. Geol. Soc. London. 1979. Vol. 136. P. 663–671.
Wendt J.I., Kröner A., Fiala J., Todt W. U–Pb zircon and Sm–Nd dating of Moldanubian *HP/HT* granulites from South Bohemia, Czech. Republic // Ibid. 1993. Vol. 151, pt 1. P. 83–90.

Wenzel F., Fuchs K.,Tittgemeyer M. Elastic properties of the lower crust // XXX Intern. Geol. Congr. Abstr. 1996. Vol. 1. P. 109.

Westbrook G.K. The Barbados ridge complex: tectonics of a mature forearc system // Trench-fore-arc geology: Sedimentation and tectonics of modern and ancient active plate margins. L., 1982. P. 275–290. (Spec. Publ. Geol. Soc. London; Vol. 10).

Westbrook G.K., Carson B., Musgrave R.J. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program: Init. Rep. College Station (Tex.): ODP, 1994. Vol. 146. 611 p.

White A.G.R., Chappel B.W. Some supracrustal (S-type) granites of Lachland Fold belt // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci. 1988. Vol. 79, pt 2/3. P. 169–181.

White R.S., McKenzie D., O'Nions R.K. Oceanic crustal thikness from seismic measurements and rare earth element inversions// J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 19683–19715.

Whitechurch H., Montigny R., Sevigny J. H. et al. K–Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ adges of Central Kerguelen Plateau basalts // Proc. ODP. Sci. Results. 1992. Vol. 120. P. 71–78.

Whitehouse M.J., Kamber B.S., Moorbath S. Age significance of U–Th–Pb zircon data from Early Archaean rocks of West Greenland – a reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies // Chem. Geol. 1999. Vol. 160, N 3. P. 201–204.

Williams I.S., Collins W.J. Granite-greenstone terraines in the Pilbara Block, Australia, as coeval volcano-plutonic complexes; evidence from U–Pb zircon data of the Mount Edgar batholith // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 97. P. 41–53.

Wilson J.T. A possible origin of the Hawaiian Islands // Canad. J. Phys. 1963. Vol. 41. P. 863–870.

Winterer E.L. Anomalies in the tectonic evolution of the Pacific // The geophysics of the Pacific ocean basin and its margins / Ed. G.N. Sutton et al. Washin. (D.C.), 1976. P. 269–278.

Woelk T.S., Hinze W.J. Model of midcontinent rift system in Northeastern Kansas // Geology. 1991. Vol. 19, N 3. P. 277–280.

Yakovlev L. Chemical, thermal and mechanical processes coupling in the water-rock system: Theoretical and applied aspects // Water-rock interaction / Ed. Y.K. Kharaka and O.V. Chudaev. Rotterdam; Brookfield: Balkema, 1995. P. 767–771.

Yakovlev L. Chemical hydrofracturing of the hot dry rock reservoir // Proc. of the 21st Workshop on geothermal reservoir engin., Stanford University, Stanford, Calif., Jan. 22–24, 1996. Stanford, 1996. P. 501–506. (SGP-TR-151).

Yamashita K., Creaser R.A., Villeneuve M.E. Integrated Nd isotopic and U–Pb detrital zircon systematics of clastic sedimentary rocks from the Slave Province, Canada: Evidence for extensive crustal reworking in the early- to mid-Archean // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 174. P. 283–299.

Yoder H.S. Generation of basaltic magma. Wash. (D.C.): Nat. Acad. Sci., 1976. Рус. пер.: *Йодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.

Ziegler K., Longstaffe F.J. Multiple episodes of clay alternation at the Precambrian/Paleozoic unconformity, Appalachian Basin: Isotopic evidence for longdistance and local fluid migration // Clays and Clay Miner. 2000. Vol. 48, N 4. P. 474–493.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (*М.Г. Леонов*) 5

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ
Седиментационно-литогенетический и эпигенетический факторы вертикальной аккреции 10

Глава 1.1
Терригенные отложения как источник материала континентальной коры (*В.И. Копорулин*) 10

Глава 1.2
Литогенез осадков в аккреционных призмах и его роль в формировании вещества континентальной коры (*Н.П. Чамов*) 38

Глава 1.3
Эволюция осадочного процесса как индикатор сиализации (кратонизации) земной коры (*В.З. Негруца,* *Т.Ф. Негруца*) 55

ЧАСТЬ ВТОРАЯ
Магматический фактор вертикальной аккреции 68

Глава 2.1
Формирование коры аномальной мощности в пределах современных океанов и палеоокеанов (*А.А. Щипанский*) 68

Глава 2.2
Трапповый вулканизм и его роль в формировании корового слоя континентов (*С.А. Куренков*) 95

Глава 2.3
Гранитоидный магматизм в аккреционных структурах активных континентальных окраин Тихого океана (*М.В Лучицкая*) 124

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ
Структурный и структурно-метаморфический факторы вертикальной аккреции 147

Глава 3.1
Формирование активных континентальных окраин и вертикальная аккреция (*С.Д. Соколов*) 147

Глава 3.2
Коллизионные граниты и гранито-гнейсовые ареалы как отражение процессов вертикальной аккреции (*О.М. Розен, В.С. Федоровский*) 173

Глава 3.3
Структурно-вещественные преобразования горных масс в процессе вертикальной аккреции гранитно-метаморфического слоя земной коры (*М.Г. Леонов, С.Ю. Колодяжный*) 202

Глава 3.4
Комплексы зоны раздела кора–мантия континентальных и переходных структур и вопросы вертикальной аккреции континентальной литосферы (*Г.Е. Некрасов*) 237

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

Петролого-геохимические и изотопно-геохимические аспекты вертикальной аккреции ... 268

Глава 4.1

Вещественные преобразования пород океанической коры и их роль в процессе вертикальной аккреции (*В.Б. Курносов*) ... 268

Глава 4.2

Петрология и геохимия внутриплитных вулканитов и некоторые аспекты вертикальной аккреции океанической коры (*А.В. Артамонов, Б.П. Золотарев*) ... 279

Глава 4.3

Проблема формирования континентальной коры в свете взаимодействия "вода–порода " (*Л.Е. Яковлев*, *Б.Г. Поляк*) ... 323

Глава 4.4

Вертикальная аккреция в свете данных изотопной геохимии (*В.И. Виноградов*) ... 356

ЧАСТЬ ПЯТАЯ

Понятие "консолидированная кора", природа ее границ и явление вертикальной аккреции (*М.Г. Леонов, Ю.Г. Леонов*) ... 388

Заключение (*М.Г. Леонов*) ... 409

CONTENTS

Introduction (*M.G. Leonov*) 5

PART ONE
Sedimentic, lithogenetic and epigenetic factors of vertical accretion 10

Chapter 1.1
Terrigeneous sediments as a source of the continental crust material (*V.I. Koporulin*) 10

Chapter 1.2
Lithogenesis of sediment rocks within accretion prisms and its role in the continental crust forma tion (*N.P. Chamov*) 38

Chapter 1.3
Evolution of the sedimentary process as a marker of the Earth crust cratonisation (*V.Z. Negrutza, T.F. Negrutza*) 55

PART TWO
Magmatic factor of the vertical acretion 68

Chapter 2.1
Models of the anomaly thickness oceanic crust formation and the role of this process in the Pre-Cambrian Earth crust evolution (*A.A. Shchipansky*) 68

Chapter 2.2
Trappean volcanism and its role in the continental crust formation (*S.A. Kurenkov*) 95

Chapter 2.3
Accretional granitoid magmatism of the Pacific ocean active continental margins (*M.V. Luchitskaya*) 124

PART THREE
Structural and structural – metamorphic factors of the vertical accretion 147

Chapter 3.1
Active continental margins formation and vertical accretion (*S.D. Sokolov*) 147

Chapter 3.2
Collisional granites and granito-gneisic areals as the reflection of vertical accretion processes (*O.M. Rozen, V.S. Fedorovsky*) 173

Chapter 3.3
Structural – material transformation of rocks during the vertical accretion of the granit-metamorphic layer (*M.G. Leonov, S.Yu. Kolodiazny*) 202

Chapter 3.4
Crust – mantle bondary complexes of the continental and transitional structures and some questions of the continental lithosphere vertical acretion (*G.E. Nekrasov*) 237

PART FOUR
Petrology-geochemistry and isotopic-geochemistry aspects of the vertical accretion 268

Chapter 4.1
Material transformations of the oceanic crust rocks and their value in accretion processes (*V.B. Kurnosov*) 268

Chapter 4.2
Petrology and geochimistry of intraplate volcanic rocks and some aspects of the vertical accretion (*A.V. Artamonov, B.P. Zolotarev*) 279

Chapter 4.3
Problem of the continental crust formation in the light of water – rocks interaction (*L.E. Yakovlev, B.G. Polyak*) 323

Chapter 4.4
Vertical accretion in the light of isotopic data (*V.I. Vinogradov*) 356

PART FIVE
Concept of the consolidated crust, nature of its boundaries and the vertical accretion phenomenon (*M.G. Leonov, Yu.G. Leonov*) 388

Conclusion (*M.G. Leonov*) 409

Научное издание

ВЕРТИКАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ:
ФАКТОРЫ И МЕХАНИЗМЫ

Труды, вып. 542

Утверждено к печати
Ученым советом
Геологического института
Российской академии наук

Зав. редакцией *Н.А. Степанова*
Редактор *М.А. Яценко*
Художественный редактор *Е.А. Быкова*
Технический редактор *Т.А. Резникова*
Корректоры *З.Д. Алексеева, Г.В. Дубовицкая*

ЛР № 020297 от 23.06.1997

Подписано к печати 10.07.2002
Формат 70 × 100 $^{1}/_{16}$. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 37,7. Усл.кр.-отт. 37,7. Уч.-изд.л. 44,4
Тип зак. 3443

Издательство "Наука"
117997 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

E-mail: secret@naukaran.ru
Internet: www.naukaran.ru

Санкт-Петербургская типография "Наука"
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12