



Труды
Геологического
института

ГЕОДИНАМИКА РАННЕЙ ЗЕМЛИ

эволюция и устойчивость
геологических процессов



НАУЧНЫЙ МИР

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGICAL INSTITUTE



РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

THE RUSSIAN FOUNDATION FOR BASIC RESEARCH



Founded in 1932

Vol. 584

O.M. Rosen, A.A. Shchipansky, O.M. Turkina

EARLY EARTH GEODYNAMICS:
Stability vs. Evolution in Geological Processes
(ophiolites, island arcs, cratons, and sedimentary basins)

Moscow
Scientific Word
2008

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году

Вып. 584

О.М. Розен, А.А. Щипанский, О.М. Туркина

**ГЕОДИНАМИКА РАННЕЙ ЗЕМЛИ:
эволюция и устойчивость геологических процессов
(офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные
бассейны)**

Москва
Научный Мир
2008

Ответственный редактор

В.С. Федоровский

Редакционная коллегия:

М.Г. Леонов (главный редактор), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов (зам. главного редактора), К.Е. Дегтярев,
Ю.В. Карякин (отв. секретарь), Ю.Г. Леонов, М.А. Семихатов, С.Д. Соколов, М.Д. Хуторской

Рецензенты:

А.Б. Кузьмичев, А.В. Самсонов

Труды Геологического института / Геол. ин-т. – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964.

– М.: Наука. Вып. 584. ISSN 0002-3272

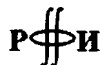
Р64 Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М.

ГЕОДИНАМИКА РАННЕЙ ЗЕМЛИ: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). – М.: Научный мир, 2008. – 184 с., илл. 49, таблица 1, литература 341 название. (Тр. ГИН РАН; Вып. 584)

ISBN 978-5-91522-037-8

Рассмотрены абиотические явления раннего докембрия (более 1,6 млрд. лет назад): зеленокаменные пояса и офиолиты, островодужные системы и эклогиты, гранитоиды и серые гнейсы (TTG-ассоциация), а также осадочные чехлы древних кратонов, их внутриплитный магматизм и литосферный киль. Показано значение кор выветривания и осадочных отложений – граувакковых турбидитов аккреционных призм, прибрежных соленосных отложений и обширных бассейнов железорудного осадконакопления, а также метаморфизма, коллизионных поясов и суперконтинентов. В результате выделены геодинамические проявления, которые прослеживаются без заметных изменений в течение всей геологической истории, и другие, обнаруживающие направленные эволюционные изменения. Такие изменения удовлетворительно объясняются снижением температуры мантии, и в том числе на кровле мантийных плюмов.

Для геологов, геофизиков, петрологов и студентов геологических специальностей.



Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 08-05-07076д)

Scientific editor

V.S. Fedorovsky

Rosen O.M., Shchipansky A.A., Turkina O.M.

EARLY EARTH GEODYNAMICS: Stability vs. Evolution in Geological Processes (ophiolites, island arcs, cratons and sedimentary basins). – Moscow: Scientific World, 2008. – 184 p., pictures 49, table 1, references 341. (Transact. GIN RAS; v. 584)

Early Precambrian (>1.6 Ga) abiotic events are examined namely greenstone belts and ophiolites, island arc systems and eclogites, granitoids and grey gneisses (TTG-association) as well as sedimentary covers of the ancient cratons, intraplate cratonic magmatism and lithospheric keel. It is shown meaning of the weathering crusts and sediments – greywacke turbidities of the accretionary prisms, coastal saliferous deposits and wide basins of banded iron formations. Metamorphism, collisional belts and supercontinents are also included. As a result geodynamic events without visible changes along the geological history have been separated from the ones which demonstrate directed evolutionary changes. Those changes are satisfactorily explained by mantle temperature decrease including that on the mantle plume roofs.

For geologists, geophysicists, petrologists and students of geological speciality.

The publication was supported by the Russian Foundation for Basic Research – grant 08-05-07076д

ISBN 978-5-91522-037-8

© О.М. Розен, А.А. Щипанский, О.М. Туркина, 2008

© ГИН РАН, 2008

© Научный Мир, 2008

ОГЛАВЛЕНИЕ

АННОТАЦИЯ	8
ВВЕДЕНИЕ	9
1. ПРИЗНАКИ НАЧАЛА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, ТЕПЛОВАЯ ЭНЕРГИЯ ЗЕМЛИ (<i>О.М. Розен, А.А. Щипанский</i>)	12
2. АРХЕЙСКАЯ ОКЕАНИЧЕСКАЯ ЛИТОСФЕРА, ОФИОЛИТЫ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПЛАТО (<i>А.А. Щипанский</i>)	16
2.1. Теоретические представления об архейской океанической литосфере, ее структуре и составе	16
2.2. Офиолиты раннего докембрия: ассоциации горных пород и закономерности строения	20
<i>Супрасубдукционные офиолиты. Рифтогенные офиолиты. Офиолитоподобные разрезы с коматититами. Океанические плато</i>	
2.3. Региональный пример: неоархейские офиолиты Донгванзи и офиолитовый меланж Зунхуа, Северо-Китайский кратон	36
2.4. Выводы	41
3. АРХЕЙСКИЕ ЗОНЫ КОНВЕРГЕНЦИИ ПЛИТ, ОСТРОВОДУЖНЫЕ СИСТЕМЫ И ЭКЛОГИТЫ (<i>А.А. Щипанский</i>)	42
3.1. Режимы архейской субдукции и проблема формирования ранней сиалической коры	42
3.2. Региональный пример: неоархейская островодужная система в провинции Супериор, Канада	45
3.3. Архейские эклогиты Балтийского щита и их значение для интерпретации механизма формирования ранней сиалической коры	49
3.4. Выводы	67
4. РАННЯЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА	68
4.1. Гранитоиды – показатели сиалической коры (<i>О.М. Розен</i>)	68

4.2. Тоналит-грондьемит-гранодиоритовая ассоциация – определяющий компонент первичной сиалической коры (О.М. Розен, А.А. Щитанский)	69
4.3. Синкинематические и посткинематические граниты (О.М. Розен)	72
<i>Граниты раннего докембрия. Гранитоиды в зонах коллизии. Чарнокиты. А-граниты</i>	
4.4. Пример: древнейшие породы Сибирского кратона – ТТГ-серые гнейсы (О.М. Розен, О.М. Туркина)	77
<i>Шарыжалгайское поднятие. Алданский щит. Анабарский щит. Заключение</i>	
4.5. Выводы	92
5. РАННИЕ КРАТОНЫ: ОСАДОЧНЫЕ ЧЕХЛЫ, ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ И ЛИТОСФЕРНЫЙ КИЛЬ (Розен О.М.)	93
5.1. Особенности формирования кратонов	93
5.2. Древние осадочные бассейны кратонов: распространение и основные черты обстановок осадконакопления	94
5.3. Примеры архейских осадочных бассейнов	95
<i>Мелководный прибрежный бассейн на базальтовом плато – Уарравуна, Австралия. Вулканогенно-терригенный бассейн длительного развития, 2.8–1.8 млрд. лет, Витватерсранд, Южная Африка</i>	
5.4. Внутриплитный магматизм кратонов в раннем докембрии	96
<i>Платобазальты. Дайки. Крупные изверженные провинции (КИП). Рифты. Кимберлиты и лампроиты. Выводы</i>	
5.5. Анортозиты	107
<i>Порфиновые анортозиты. Массивные анортозиты. Анортозиты в ассоциации с гранитами-рапакиви. Выводы</i>	
5.6. Алмазоносный литосферный киль кратонов	113
<i>Свойства литосферного кия. Примеры проявления литосферного кия (Каапвальский кратон, субпровинция Абитиби Северо-Американского кратона, Сибирский кратон). Выводы</i>	
6. ДРЕВНЕЙШИЕ ОСАДКИ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАССЕЙНЫ (Розен О.М.)	117
6.1. Зеленокаменные пояса как древние вулканогенно-осадочные бассейны	117
<i>Эоархейский зеленокаменный пояс Исуа: осадочные отложения. Палеоархейские–палеопротерозойские</i>	

<i>зеленокаменные пояса: осадочные комплексы. Базальные горизонты: коры выветривания, конгломераты и карбонаты стабильного шельфа. Сульфатные, красноцветные отложения и другие показатели условий литогенеза (сульфатные отложения, красноцветные терригенные отложения, коры выветривания, фосфориты)</i>	
6.2. Пример: палеофациальные реконструкции зеленокаменного пояса	126
6.3. Полосчатые железорудные формации	128
6.4. Пример: седиментация и коллизионный метаморфизм турбидитов аккреционной призмы Куетико, Северо-Американский кратон	132
6.5. Выводы	133
7. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОЯСА И КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОЛЛИЗИЯ	
(Розен О.М.)	137
7.1. Два типа регионального метаморфизма	138
<i>Метаморфизм в условиях коллизии континент-континент и в обстановке островной дуги. Распространение, Р-Т параметры и длительность процессов метаморфизма разных типов. Континентальная коллизия. Метаморфические пояса и отторженцы нижней коры, выдвинутые в верхнюю кору</i>	
7.2. Примеры линейных проявлений метаморфизма: зона Капускейсиг, Канада, и пояс Лимпопо, Южная Африка	142
<i>Линейный тектонический отторженец – зона Капускейсиг, Канада Метаморфический коллизионный пояс Лимпопо, Южная Африка</i>	
7.3. Выводы	146
8. СУПЕРКОНТИНЕНТЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ (Розен О.М.)	
8.1. Эпохи образования суперконтинентов	147
8.2. Палеопротерозойский суперконтинент	148
8.3. Неоархейский суперконтинент	149
8.4. Суперконтиненты и мантийная конвекция	149
8.5. Пример: суперконтинент Колумбия, 2.0–1.3 млрд. лет назад, и его отражение в Анабарской коллизионной системе	150
8.6. Выводы	155
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (О.М. Розен, А.А. Щитанский)	
ЛИТЕРАТУРА	
159	

АННОТАЦИЯ

Эволюция геодинамических процессов показана на основе анализа ранних геологических проявлений (ранний докембрий, более 1.6 млрд. лет назад) в сопоставлении с известным комплексом процессов в фанерозое. Рассмотрены наиболее важные абиотические процессы раннего докембрия, признаки проявления которых установлены в континентальной коре, и комплементарные им процессы в подстилающей мантии. Конечная цель исследования – показать, когда впервые проявился тот или иной процесс (явление, признак), каковы наблюдаемые данные о его сохранности, эволюции и возможном отмирании в течение последующей геологической истории. Проведенный анализ базируется на описаниях характерных объектов (приведенных в качестве “примеров”) для того, чтобы наглядно представить каждое явление и дать его причинно-следственную интерпретацию, после чего читателю станут понятными различные точки зрения, высказываемые в литературе.

Изложению предшествуют краткие сведения о начальных геологических явлениях, связанных с завершением формирования Земли как планетного тела.

Зеленокаменные пояса и офиолиты, островодужные системы и эклогиты описаны в первую очередь как явления, определявшие и маркировавшие геодинамику раннего докембрия. Гранитоиды и серые гнейсы (формация ТТГ) рассмотрены как определяющие компоненты зрелой сиалической земной коры, а отложения бассейнов длительного развития на устойчивой коре – как чехлы первых кратонов, новообразование которых сопровождалось локальным истощением мантии и возникновением литосферного кия (корня). На этом фоне рассмотрены ранние проявления внутриплитной (внесубдукционной) геодинамики и магматизма – рифтогенез, платобазальты, дайки, кимберлиты, крупные изверженные провинции, а также генетически сложная группа анортозитов. Отдельная глава посвящена осадочным отложениям – граувакковым турбидитам аккреционных призм, прибрежным соленосным отложениям и обширным бассейнам железорудного осадконакопления, отложения которых превратились в полосчатые железистые кварциты.

Рассмотрение процессов метаморфизма сопровождается анализом процессов континентальной коллизии. Коллизионные процессы приводили к амальгамации фрагментов континентальной коры (континентов, микроконтинентов, террейнов) с образованием суперконтинентов.

В раннем докембрии выделены проявления геодинамических процессов, которые прослеживаются без заметных изменений в фанерозойский эон. С другой стороны, установлены изменения в геодинамике, имеющие направленный, эволюционный характер. Последние удовлетворительно объясняются процессами векового охлаждения мантии, постепенным снижением ее температуры, включая уменьшение температурных параметров на кровле мантийных плюмов.

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамика – наука о глубинных силах и процессах, возникающих в результате эволюции Земли как планеты и обуславливающих движение масс вещества и энергии внутри Земли и в ее верхних твердых оболочках [Зоненшайн, Кузьмин, 1993]. Другими словами – это часть геотектоники, касающаяся связи движений в твердом веществе планеты Земля с петрологическими новообразованиями, то есть с изменениями вещественного состава. Базируясь на этом определении, можно выделить догеологический режим, связанный со становлением Земли как планетарного тела, расслоенного на оболочки, ядро, мантию и кору, и тот режим, начало которого фиксируется наиболее древними картируемыми геологическими телами. Догеологический режим, кратко охарактеризованный в первой главе, реконструируется на основе данных математического моделирования, сравнительной планетологии и изотопной геохимии. В более поздней геодинамике очевидны две главные движущие силы. Первая – тепловая конвекция в мантии, неизбежная вследствие градиента температур; возникновение конвективных ячеек и перманентное перемещение плит на кровле этих ячеек. На поднимающейся ветви мантийной ячейки происходит адиабатическое плавление, формируются базальтовые срединно-океанические хребты (СОХ), а на погружающейся ветви – происходит субдукция океанической коры. Субдукционный магматизм может быть связан как с парциальным плавлением мантийного клина над погружающейся океанической плитой, так и с частичным плавлением базальтовой коры погружающейся океанической литосферы. Вторая движущая сила геодинамики связана с мантийными плюмами. Зарождаясь в глубинной мантии, на границах D'' или ядро – мантия, поднимающиеся мантийные плюмы порождают внутриплитный (внесубдукционный) магматизм, включающий формирование обширных магматических провинций (океанических плато и континентальных траппов), кимберлитовый магматизм и магматизм горячих точек, а также рифтогенез континентальной коры.

Зеленокаменные пояса и офиолиты, островодужные системы и эклогиты описаны в первую очередь как явления, определявшие и маркировавшие геодинамику раннего докембрия. Гранитоиды и серые гнейсы (формация ТТГ) рассмотрены как определяющие компоненты зрелой, сиалической земной коры, а отложения бассейнов длительного развития на устойчивой коре – как чехлы первых кратонов, новообразование которых сопровождалось локальным истощением мантии и возникновением литосферного кила (корня). На этом фоне рассмотрены ран-

ние проявления внутриплитной (внесубдукционной) геодинамики и магматизма – рифтогенез, платобазальты, дайки, кимберлиты, а также генетически сложная группа анортозитов. Отдельные главы посвящены осадочным отложениям – граувакковым турбидитам аккреционных призм, прибрежным соленосным отложениям и обширным бассейнам железорудного осадконакопления, отложения которых превратились в полосчатые железистые кварциты. Рассмотрение процессов метаморфизма сопровождается анализом процессов континентальной коллизии. Коллизионные процессы приводили к амальгамации фрагментов континентальной коры (континентов, микроконтинентов, террейнов) с образованием агрегатных скоплений в форме суперконтинентов.

Обсуждение базируется на сопоставлениях с фанерозойскими моделями островных дуг, столкновения плит, крупных изверженных провинций, метаморфических поясов и других. Авторы стремились включить в рассмотрение каждого объекта: а) наблюдаемое явление, б) процессы, являющиеся причиной его появления, и в) сохранение, изменение или исчезновение таких процессов в дальнейшей геологической истории.

Обсуждаются наиболее обоснованные модели, которые иллюстрируются конкретными региональными примерами (детально изученными объектами). Количество публикаций, подвергшихся обобщению, крайне велико. С целью избежать излишнего цитирования, в список литературы включены опубликованные обзоры, дополненные последними публикациями, а по тем аспектам, где таких обзоров нет, приводится необходимый минимум ссылок. Среди последних отдается предпочтение доказательным материалам, независимо от приоритета высказывания идей. Для сокращения текста обширная фактическая информация вынесена на рисунки, которые являются неотъемлемой частью содержания и позволяют избежать текстового изложения обширного фактического материала, что потребовало бы неуместно большого объема. Обширный объем охваченного материала заставляет сосредоточиться на главных, наиболее обоснованных, гипотезах и опустить обсуждение многочисленных альтернативных предположений.

Использованная в книге современная возрастная шкала раннего докембрия является хронологической и предусматривает выделение, от древних к молодым, следующих отрезков времени: эоархей – >3800?–3600; палеоархей – 3600–3200; мезоархей – 3200–2800; неоархей – 2800–2500; палеопротерозой – 2500–1600 млн. лет [Gradstein et al., 2004].

Работа выполнена в Лаборатории тектоники раннего докембрия Геологического института РАН (О.М. Розен, А.А. Щипанский) и в Лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии СО РАН (О.М. Туркина).

Авторы выражают искреннюю признательность М.А. Семихатову, который обратил внимание на актуальность и важность изучения геодинамики раннего докембрия и высказал ряд полезных рекомендаций на первом, начальном этапе работы. Ряд критических замечаний, а также конструктивных советов предложил М.В. Минц, за что авторы ему весьма благодарны.

Проведение исследований и подготовка данной публикации осуществлены при финансовой поддержке РФФИ, гранты 06-05-64332а, 06-05-64572а, 03-64736а.

1. ПРИЗНАКИ НАЧАЛА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, ТЕПЛОВАЯ ЭНЕРГИЯ ЗЕМЛИ

Под геологическими процессами в данном случае удобно понимать мантийную конвекцию, подъем плюмов, обособление силикатического вещества с образованием коры и другие сопутствующие явления. Они стали возможны после того, как Земля приобрела свойственную планетам устойчивую сферически-расслоенную структуру. С этого момента начинается, если можно так сказать, геологическая стадия развития Земли. Переход к этой стадии еще недостаточно изучен, в первую очередь потому, что почти не признаков древнейших пород и процессов.

В соответствии с импактной гипотезой, через 25–35 млн. лет после образования солнечной системы, 4550–4540 млн. лет назад, сформировалась система Земля – Луна [Williams, 2004]. На основании согласованных значений соотношения и распределения изотопов благородных газов установлен возраст Земли в 4.45 ± 0.02 млрд. лет, когда последний планетезималь размера Марса упал на Землю и запустил геологические часы [Zhang, 1998]. Предполагается, что в результате ударного разогрева произошло частичное плавление (на 20–30%) верхней мантии, а возникший глубинный квазирасплавный горизонт назван магматическим океаном [Eriksson et al., 2004]. Быстрая аккреция планет земной группы позволяет допускать захват первичной атмосферы из солнечной туманности. Метеоритная бомбардировка, по аналогии с данными по Луне, >3.8 млрд. лет назад могла быть в 15 раз более интенсивной, чем теперь, и снизилась примерно в 2 раза к 3.0 млрд. лет назад. Для интервала 3.8–2.5 млрд. лет предполагается более 350 импактных событий (падений комет и астероидов), выявленных на основании распределения капель силикатного расплава (тектитов, сферул), возникающих при плавлении и испарении мишени – силикатного вещества коры [Abbott, Hagstrum, 2004].

Формирование ядра, по-видимому, произошло в течение первых 100 млн. лет существования Земли как планеты, и так же рано произошла дифференциация мантии на химически различные домены с образованием деплетированного резервуара верхней мантии [Nutman et al., 2001, 2002; Caro et al., 2003]. Примерно к этому же времени относятся первые свидетельства о возникновении гранитов. В западной Австралии были обнаружены детритовые цирконы с возрастом древнее 4.0 млрд. лет, один из которых показал изотопный возраст 4.404 млрд. лет [Wilde et al., 2001]. Эти цирконы обнаружили высокие значения тяжелого изотопа ^{18}O (7–8‰), что свидетельствует об их происхождении из гранитов, которые, в

свою очередь, должны были возникать за счет частичного плавления ранее существовавшей гидратированной мафитовой коры [Moizsis et al., 2001, Valley et al., 2002]. Однако недавно получены также данные о низких значениях $\delta^{18}\text{O}$ (<6.5‰) в этих цирконах, которые свойственны мантийным и лунным цирконам [Nemchin et al., 2006].

Известные местонахождения горных пород первого миллиарда лет в истории Земли (>3550 млн. лет) занимают на поверхности материков сравнительно небольшую территорию, около 10000 км² [Nutman et al., 2001, 2002]. Самый большой участок располагается в юго-западной Гренландии (гнейсовый комплекс Итсак, район Исуа), значительные по площади – на полуострове Лабрадор в Канаде [Cates, Moizsis, 2006] и в Западной Австралии, небольшие участки – в Антарктиде, Китае, а также в районе Акаста (запад провинции Слейв) Канадского щита, где обнаружены древнейшие земные горные породы с возрастом ~4030 млн. лет.

Гнейсовый комплекс Итсак в Гренландии включает крупные домены, которые относительно слабо затронуты деформациями и мигматизацией и демонстрируют отчетливо различные (в эпидот-амфиболитовой фации) осадочные, вулканичес-

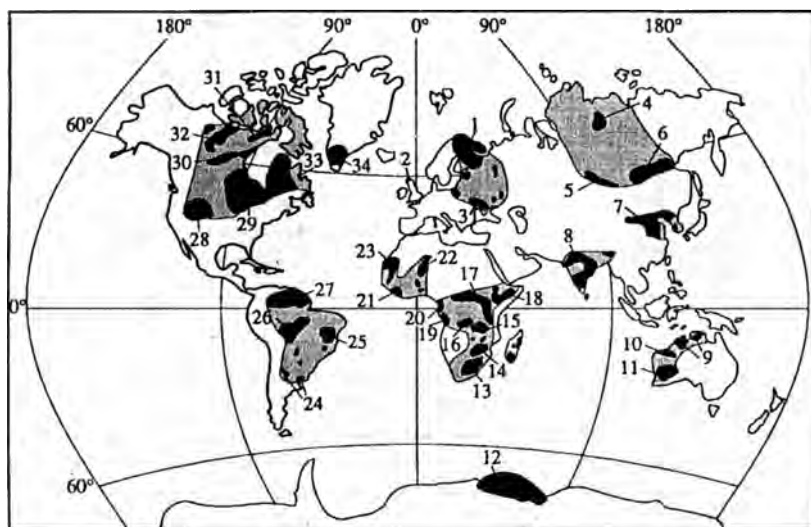


Рис.1.1. Глобальное распространение раннедокембрийских ареалов (черное – выходы на поверхность, серое – погребенные ареалы) [Goodwin, 1996]

1 – Балтийский щит; 2 – Шотландский щит; 3 – Украинский щит; 4 – Анабарский щит; 5 – Байкальский, Саянский, Енисейский складчатые пояса; 6 – Алданский щит; 7 – кратоны Северо- и Южно-Китайский, Тарим; 8 – Индийский щит; 9 – комплексы Литчфилд, Рул-Джангл, Нанамбу; 10 – кратон Пилбара; 11 – кратон Йилгарн; 12 – комплекс Напьер; 13 – кратон Каапваль; 14 – кратон Зимбабве; 15 – блок Замбия; 16 – кратон Касаи; 17 – Центрально-Африканский кратон; 18 – Эфиопский блок; 19 – кратон Чайлу; 20 – комплекс Камерун-Нтем; 21 – щит Мэн; 22 – щит Туарег; 23 – щит Регибат; 24 – массивы Рио-де-ла Плата, Луис-Алве; 25 – кратон Сан-Франциско; 26 – кратон Гуапор; 27 – щит Гайяна; 28 – провинция Вайоминг; 29 – провинция Сьюпериор; 30 – группа Каминак; 31 – блок Комити-Бэй; 32 – провинция Слейв; 33 – щит Лабрадор; 34 – Гренландский щит

кие и plutонические породы. Эти данные показывают “нормальное” (фанеротипное) состояние Земли начиная с 3800 млн. лет, включая наличие гидросферы и расчленение литосферы на гранитный и мафический горизонты, хотя некоторые из этих положений и оспариваются [Eriksson et al., 2004].

Раннедокембрийские образования, включая упомянутые выше, достаточно широко распространены на современных континентах, составляя 75% поверхности континентальной коры [Condie, 1998] и показаны на рисунке 1.1.

Постепенный распад радиоактивных изотопов приводил к сокращению тепла, поступавшего из недр к поверхности. Согласно расчетам в палеоархее теплогенерация была, примерно, в 3 раза выше современной, а 2.5 млрд. лет назад – в начале палеопротерозоя, – выше в 2 раза [Patchett, 1992; Pollack, 1997] (рис.1.2А).

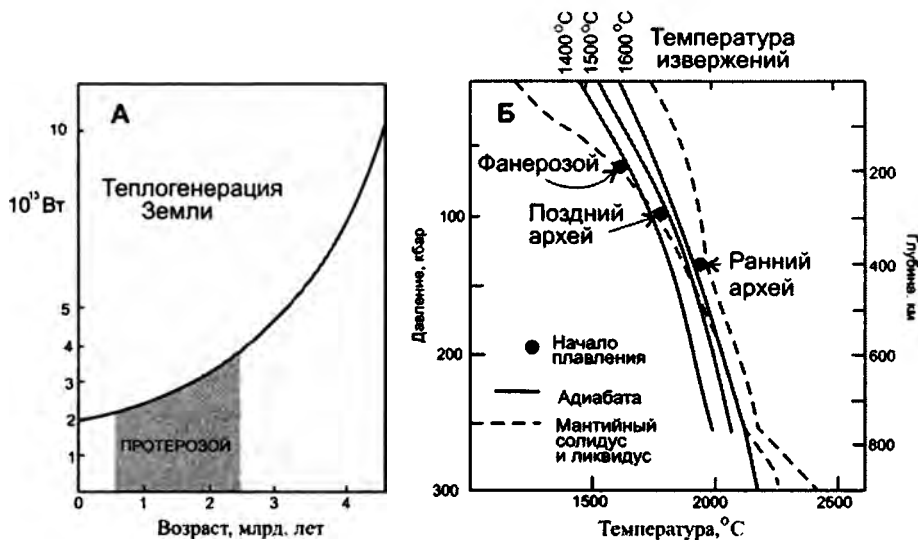


Рис. 1.2. Изменение теплового режима Земли во времени

А. Диаграмма возраст – теплогенерация [Patchett, 1994]. Теплогенерация в палеоархее, 3.5 млрд. лет назад, была примерно в 3 раза выше современной, в начале палеопротерозоя, 2.5 млрд. лет назад – в 2 раза. Б. Диаграмма температура–давление, показывающая мантийный солидус по отношению к глубинам выплавления высокомагнезиальных магм (коматиты, пикриты), поступавших из мантийных плюмов. Температура таких плюмов в раннем архее была выше на 300°C температуры плюмов фанерозоя, что объясняется вековым охлаждением Земли [Condie, 2001]

Снижение со временем температур генерации коматитов и пикритов, связываемых с мантийными плюмами, с архея до фанерозоя составляла ~300°C, что объясняется процессами векового остывания Земли [Condie, 2001] (рис.1.2Б).

Выводы

Сиалическая кора, гранитоиды и гидросфера реконструируются уже для времени 3.8 млрд. лет назад, хотя изученная площадь таких ареалов невелика. Воз-

раст наиболее древних горных пород коры составляет 4.03 млрд. лет, хотя известны цирконы, происхождение которых связывается с гранитами, с возрастом >4.2 млрд. лет. Признаки существования наружных оболочек Земли, свойственные ее фанерозойской истории, проявились всего через ~400–500 млн. лет после завершения аккреции планеты.

2. АРХЕЙСКАЯ ОКЕАНИЧЕСКАЯ ЛИТОСФЕРА, ОФИОЛИТЫ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПЛАТО

2.1. Теоретические представления об архейской океанической литосфере, ее структуре и составе

Механизм спрединга океанической литосферы и ее постоянного обновления, по-видимому, начал действовать, по крайней мере, с эоархея. Требование обновления океанической литосферы и ее рециклинга в архее следует из необходимости обеспечения изотопного масс-баланса эволюционирующей системы взаимодействия кора–мантия [Chase, Patchett, 1988; Galer, Goldstein, 1991; Hofmann, 1997]. Современные модели термальной эволюции Земли также предполагают, что в архее должны были происходить плейт-тектонические процессы с высокими значениями чисел Релея для конвектирующей мантии и балансирующей диссипацией тепловой энергии в субдукционных зонах [Conrad, Hager, 1999; Korenaga, 2003].

Предполагая, что в архее тепловой поток должен был быть, по крайней мере, в 2–3 раза более высоким по сравнению с современной Землей, можно ожидать, что архейская океаническая литосфера сильно отличалась от фанерозойской, а строение ее коровой части было не сопоставимо с офиолитами [Bickle, 1986]. Кажется вполне очевидным, что, если вязкость литосферы уменьшается с повышением температуры, то, по сравнению с современной литосферой мощностью в 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].

Наиболее ярким свидетельством перегретого состояния архейской мантии считается присутствие высокомагнезиальных коматиитовых лав в разрезах многих зеленокаменных поясов и, наоборот, их единичные находки в постархейский период. Хорошо известно, что ликвидусные температуры коматиитовых лав составляют 1550–1650°C, что часто считается прямым указанием на более высокие (примерно на 300°C) температуры архейской мантии по сравнению с современной [Vlaar, 1983, 1986a,b]. В соответствии с этим ранние модели архейской океанической коры связывались с представлениями о ее незначительной мощности (1–2 км) и насыщенности коматиитовыми лавами [Nisbet, Fowler, 1983].

С другой стороны, существует много объективных геологических фактов, которые, напротив, свидетельствуют о том, что термальная структура и мощность литосферы на протяжении архея значительно не отличались от современной (см. напр., [Richter, 1985]). К числу таковых относятся данные по реконструкции геотермических градиентов высокометаморфизованных областей, свидетельствующих о внутрикоровых Р-Т условиях, которые мало отличались от фанерозойских параметров [напр., England, Bickle, 1984]. Еще более ярким свидетельством "холодности" архейской литосферы явилось открытие архейского (3.4–3.1 млрд. лет) возраста алмазов из кимберлитовых трубок как Каапвапльского кратона [Richardson et al., 1984], так и Сибирской платформы [Jacob et al., 1994; Pearson et al., 1995]. Из этого открытия следует, что уже в мезоархее существовали области с холодной, т.е. отвечающей полю стабильности алмазов, субконтинентальной литосферой, которая не подвергалась конвективной пертурбации, по крайней мере, с 3.0 млрд. лет [Boyd et al., 1985].

Отсюда еще в начале 80-х годов прошлого столетия возникла проблема стабилизации архейской литосферы, поскольку, предполагая 2–3-кратно больший тепловой поток архейской Земли по сравнению с современным состоянием, необходимо было объяснить причины ранней стабилизации литосферы. Теоретически эту проблему можно разрешить, если предположить, что процессы охлаждения более горячей ранней Земли, т.е. ее основные теплотери в архее, осуществлялись подобно современной картине через океанические области. В принципе, можно рассчитать физические параметры, при соблюдении которых тепловой баланс на поверхности ранней Земли будет соблюден при помощи значительного увеличения суммарной длины дивергентных границ [Pollak, 1997].

Согласно другим моделям, возможна такая параметризация условий мантийной конвекции, при которой условия сохранения теплового баланса ранней Земли потребуют только 2-х или 3-кратного увеличения суммарной длины дивергентных границ в архейских океанических областях [Sleep, 1992]. Горячая мантия под этими областями вовлекалась в мелкочаистую и быструю конвекцию, что предполагает более быстрые, нежели современные, движения океанических плит [напр., McKenzie, Weiss, 1975; Bickle, 1978 и др.].

Однако самым эффективным механизмом для стабилизации ранней литосферы Земли, препятствующим силам конвективного воздействия, считается химическая дифференциация мантийного вещества, при которой возникает существенная плотностная стратификация. Подобный эффект возникает только, если мантия подвергается процессам частичного плавления, с образованием легких выплавов, продукты которых формируют собственно коровый слой, и тяжелого рестита. Действительно, уменьшение плотности, вызванное частичным плавлением мантии, способно привести к стабилизации литосферы, препятствуя как ее быстрой субдукции, так и деструктивному воздействию мелкомасштабной конвективной неустойчивости [Jordan, 1978; Oxburg, Parmentier, 1977]. Поскольку для архея предполагаются более высокие мантийные температуры и, как след-

ствие, более интенсивное ее частичное плавление, этот механизм должен был приводить к формированию стабильной литосферы, устойчивой к воздействию конвективной пертурбации. На первый взгляд может показаться парадоксальным важнейшее для геодинамики следствие данного механизма, которое состоит в том, что в архее при более высоких мантийных температурах неизбежно должна была генерироваться океаническая кора большей мощности, чем современная океаническая кора.

Казалось бы, этот вывод противоречит известной закономерности – понижению вязкости с ростом температуры, ведущей к растеканию литосферы и уменьшению ее мощности. В действительности же, повышение температуры мантии имеет и другой, прямо противоположный по знаку эффект на мощность литосферной плиты.

Отмеченный парадокс исчезает, если обратиться к понятному и не вызывающему ни у кого сомнений положению о том, что процессы плавления в более горячей мантии начинаются на больших глубинах, формируя большие объемы базальтового расплава, идущего на образование океанической коры (Sleep, Windley, 1982; Bickle, 1986 и др.). Эти расчеты показывают, что в архее неизбежно должна была формироваться океаническая кора в 2–3 раза более мощная, нежели океаническая кора фанерозойской истории Земли [Sleep, Windley, 1982; McKenzie, Bickle, 1988]. Теоретически наиболее подходящим кандидатом на модель строения архейской океанической коры представляется коровая структура современного океанического плато Исландии, где тепловой поток выше в 2–3 раза, чем в среднем на Земле и, таким образом, соответствует оценкам теплового потока архейской Земли [Kröner, 1985].

На рисунке 2.1. показана модель строения архейской океанической коры, основанная на вероятной ее аналогии с глубинной структурой Исландии, мощная симатическая кора которой вследствие особенного ее строения в литературе получила название коры Исландского типа [Bott, 1974; Foulger et al., 2003].

Исландия представляет собой уникальный тип океанических структур современной Земли. Одноименное океаническое плато располагается на срединно-океаническом хребте Северной Атлантики, т.е. в области совмещения двух главных типов мантийного апвеллинга – пассивного, связанного с плитной дивергенцией, и активного, вызванного подъемом глубинного мантийного плюма. Потенциальная температура мантийного поднятия под Исландией $\sim 1500^{\circ}\text{C}$, определенная по составам примитивных лав, хорошо согласуется с сейсмологическими данными, согласно которым средняя коровая мощность Исландского плато составляет около 25 км [White et al., 1992].

Исландия ясно демонстрирует значительные различия в особенностях строения нормальной океанической литосферы и литосферы с утолщенной океанической корой. Если при растяжении “стандартной” океанической коры образуется спрединговый хребет с очень локализованными деформациями, то, в случае Исландии, раздвигание и магмовыведение не концентрируются в узкой зоне, а про-

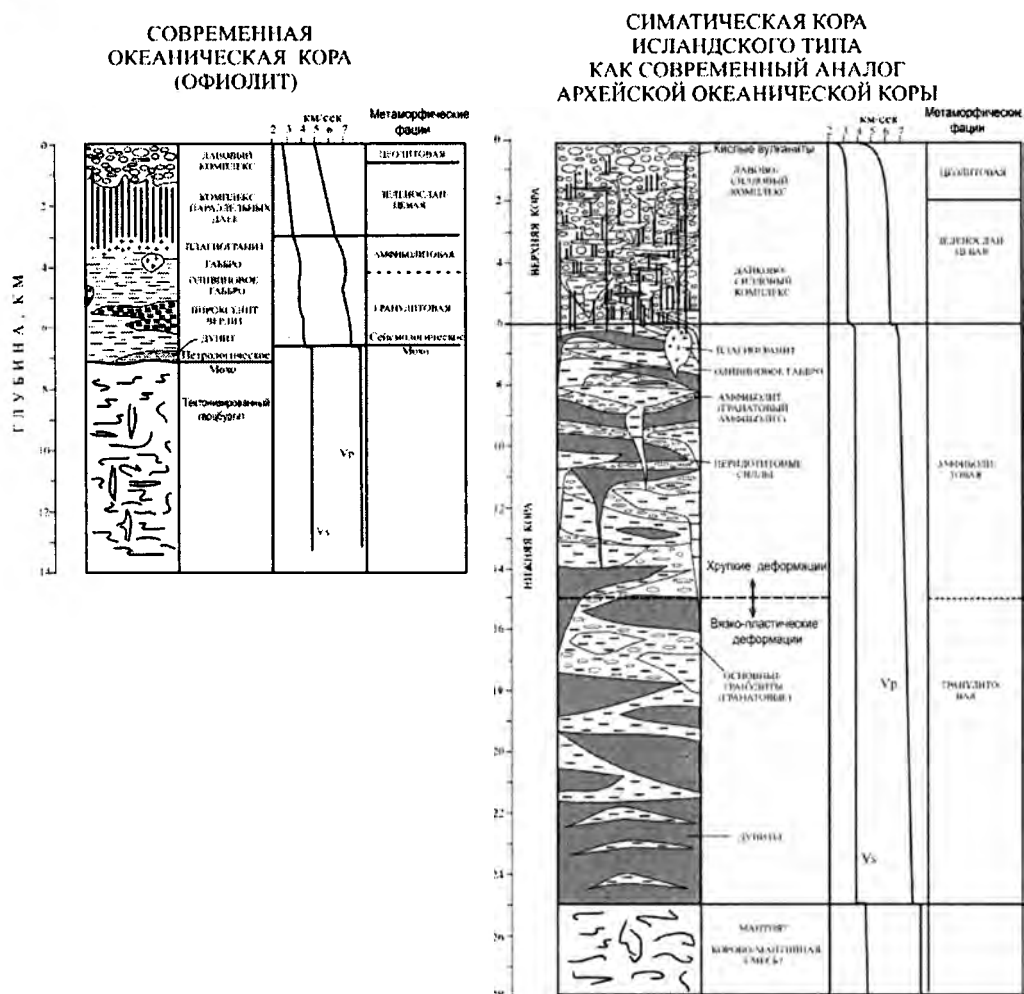


Рис. 2.1. Модель архейской океанической коры, основанная на аналогии с моделью строения Исландского океанического плато

Для сравнения показана модель современной океанической коры по [Christensen, Smewing, 1981]. Скоростной сейсмический профиль Исландии по данным [Darbishire et al., 1998]

исходят на обширной площади, где дайковые рои проявляют рассеянное распределение [Ломизе, 1976; Sigurdsson et al., 1978; Перфильев и др., 1987]. В глубоких горизонтах предполагается более широкое распространение дайковых роев, питающих наземный вулканизм, и многочисленных габброидных силлов, обеспечивающих вертикальное наращивание мощности коры Исландии [Gudmundsson, 1990; Marquart, Schmeling, 2003].

Скоростная картина глубинного строения коры Исландии позволяет ясно различать два слоя – верхнюю и нижнюю кору [Darbyshire et al., 1998; Foulger et al.,

2003]. Верхняя кора, мощностью от 5 до 7 км, по скоростным характеристикам сопоставляется со слоем 2 океанической коры, превышая мощность последней более чем в два раза. Кроме того, верхняя кора Исландии отличается сильной гетерогенностью, о чем свидетельствует сильно выраженная градиентность скоростного поля. По аналогии с Исландией можно полагать, что верхняя часть архейской океанической коры должна была слагаться оливиновыми толеитами Е- или Т-типа MORB, с некоторым количеством пикритов или коматиитовых базальтов, свидетельствующих о высокотемпературной мантии. Некоторую малую часть (<10%) объема лавового комплекса могли составлять и вулканиты среднекислого состава, формировавшиеся как за счет фракционной дифференциации основных расплавов, так и за счет частичного плавления амфиболитов нижней коры. Можно также думать, что этот слой был насыщен габбровыми и габбропироксенитовыми силлами.

Кровля нижней коры Исландии фиксируется по резкому излому в скоростях продольных волн на значении $V_p \sim 6.5$ км/сек, что, примерно, соответствует верхнему скоростному пределу нетрещиноватых базальтов [Darbyshire et al., 2000]. Возможно, это связано с метаморфическими изменениями базальтов. Однако быстрое нарастание скорости продольных волн до 7.1 км/сек требует и изменения петрографии в сторону преобладания габбро-перидотитовых составов [Foulger et al., 2003]. К основанию нижней коры скорость продольных волн нарастает до 7.5–7.9 км/сек. Следует заметить, что подобная картина свойственна и другим океаническим плато [Carlson et al., 1980], что контрастирует с данными по скоростной структуре базальных горизонтов океанических бассейнов с нормальной корой, характеризующихся скоростями 6.7–6.8 км/сек [Christensen and Salisbury, 1975]. Подобные скоростные характеристики, скорее всего, свидетельствуют о том, что нижняя кора Исландии мощностью около 15 км, а, возможно, даже и больше, вероятно представляет собой реститивную смесь габброидного (габбро-амфиболитового) и дунитового состава [Foulger et al., 2003]. Не исключено также, что какая-то часть ее объема слагается гранатовыми мафическими гранулидами, а верхняя часть – гранатовыми амфиболитами. Предполагается, что подобная мощная кора не обладала механической когерентностью и, следовательно, должна была тектонически расслаиваться, с главным срывом по границе хрупких и вязко-пластических деформаций, которая должна была проходить в средних горизонтах архейской океанической коры [Hoffman, Ranalli, 1988].

2.2. Офиолиты раннего докембрия: ассоциации горных пород и закономерности строения

Эмпирически устанавливаемая картина структуры архейской океанической литосферы оказывается более сложной. Это может быть связано с несколькими

обстоятельствами. Во-первых, на сегодняшний день известно лишь несколько раннедокембрийских полных офиолитовых разрезов; большинство из них относятся к частично сохранившимся или же сильно тектонически расчлененным офиолитам. Во-вторых, раннедокембрийские офиолиты, как и их фанерозойские аналоги, обнаруживают широкое разнообразие строения. Это разнообразие отражает существенные генетические различия в процессах развития и магматической аккомодации зон растяжения океанической литосферы, которые могут реализоваться в различных геодинамических обстановках [Coleman, 1984; Книппер и др., 2001]. Таким образом, вопросы соответствия какого-либо офиолитового разреза преобладающему типу строения океанической литосферы являются скорее интерпретационными, а не очевидными.

Вплоть до последнего времени к наиболее древним офиолитовым комплексам было принято относить палеопротерозойские (1.95–1.99 млрд. лет) комплексы Йормуа (Финляндия) и Пуртуник (Канада) [Kontinen, 1987; Scott et al., 1992], а также супрасубдукционные офиолиты Пейзон с возрастом ~1730 млн. лет в центральной Аризоне [Dann, 1991]. Эти находки часто интерпретировались как доказательство того, что плейт-тектонические процессы на Земле начались лишь в конце палеопротерозоя.

Недавнее открытие в Северо-Китайском кратоне полного офиолитового разреза Донгванзи неоархейского возраста [Kusky et al., 2001] дало основание для пересмотра значения некоторых разрезов зеленокаменных поясов архея как вероятных членов сильно тектонически нарушенных офиолитов различного генезиса [de Wit, 2004; Kusky, 2004]. На рисунке 2.2 показано местоположение разрезов подобного рода, возрастной диапазон которых охватывает весь архей, а распространенность простирается на большинство древнейших щитов Мира. Анализ этих разрезов позволяет выделить три крупные группы архейских офиолитов: супрасубдукционные офиолиты; офиолиты, происхождение которых связывается с рифтогенными процессами, такими, как окраинноморский спрединг; и специфическую группу разрезов, демонстрирующих признаки офиолитовой псевдостратиграфии, но содержащих коматииты.

Супрасубдукционные офиолиты

Как и в фанерозойских складчатых поясах, супрасубдукционные офиолиты архея являются доминирующей группой. Именно к этому генетическому типу относятся полный офиолитовый разрез **Донгванзи**, который был идентифицирован в неоархейском Центральном орогенном поясе Северо-Китайского кратона (рис. 2.3) [Kusky et al., 2001]. Вследствие особой важности этого офиолитового разреза для решения проблем геодинамики архея, его детальное описание будет дано в разделе 2.3.

Офиолитовая ассоциация **Винд Ривер** с возрастом $>2.63 \pm 0.2$ млрд. лет выделена в зеленокаменном поясе Саус Пасс в центральной части кратона Вайоминг [Harper, 1985, 1986]. Эта ассоциация включает метадиабазы и метаморфизован-

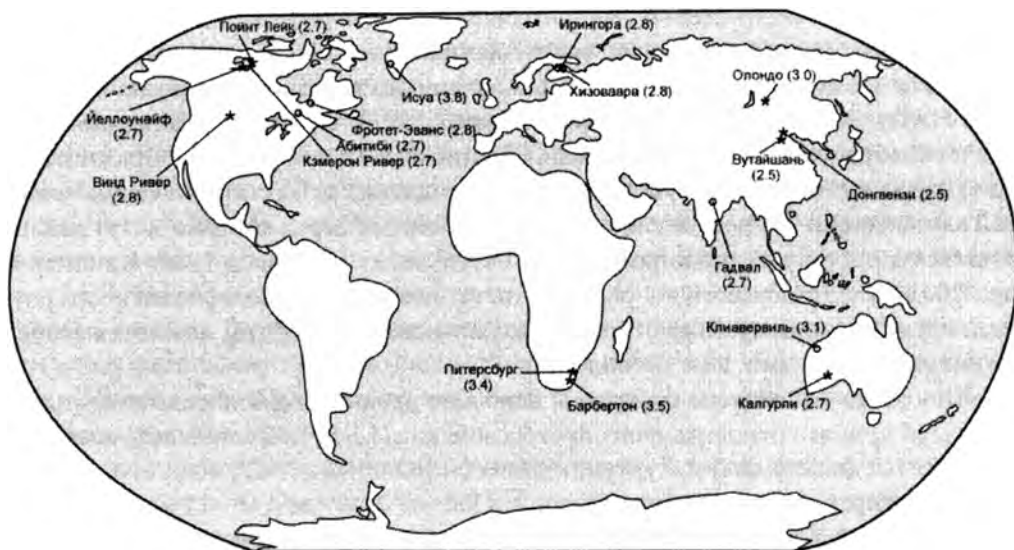


Рис. 2.2. Схематизированная карта Мира, иллюстрирующая местоположение находок фрагментов архейской океанической литосферы в зеленокаменных поясах [de Wit, 2004], с добавлениями и изменениями

Рядом с названиями поясов цифрами в скобках обозначены их изотопные возрасты в миллиардах лет. Звездочками обозначены разрезы с сохранившимися свидетельствами офиолитовых последовательностей; кружками – разрезы с изотопно-геохимическими свидетельствами архейской океанической литосферы, включая присутствие в них бонинитовых серий

ные пиллоу-лавы, при подчиненном развитии габброидных и ультрамафитовых тел, а также прослоев железистых кварцитов и пелитовых сланцев. Разрез сильно деформирован, однако локально сохранились свидетельства, позволяющие интерпретировать эту ассоциацию в качестве тектонически расчлененной офиолитовой последовательности. К числу таковых относятся кумулятивные структуры, магматическая расслоенность, присутствие мономинеральных кумулюсных пород (дунитов, клинопироксенитов), а также комплекса параллельных даек с сохранившимися зонами закалок и скринами габбро. Считается, что железистые кварциты могут представлять собой аналоги металлоносных осадков, которые отлагались около горячих источников неоархейского спредингового хребта. По изотопно-геохимическим данным эта ассоциация является энзиматической ($\epsilon Nd = +3.95 \div +3.45$), возможно возникшей в задуговом бассейне, т.е. принадлежит к офиолитам супрасубдукционных зон [Wilks, Harper, 1997].

Олондинский зеленокаменный пояс расположен в центральной части Олекминской гранит-зеленокаменной области на западе Алданского щита. Вулканогенный разрез пояса стратиграфически расчленяется на две толщи – нижнюю, мафит-ультрамафитовую, и верхнюю, сложенную известково-щелочными вулка-

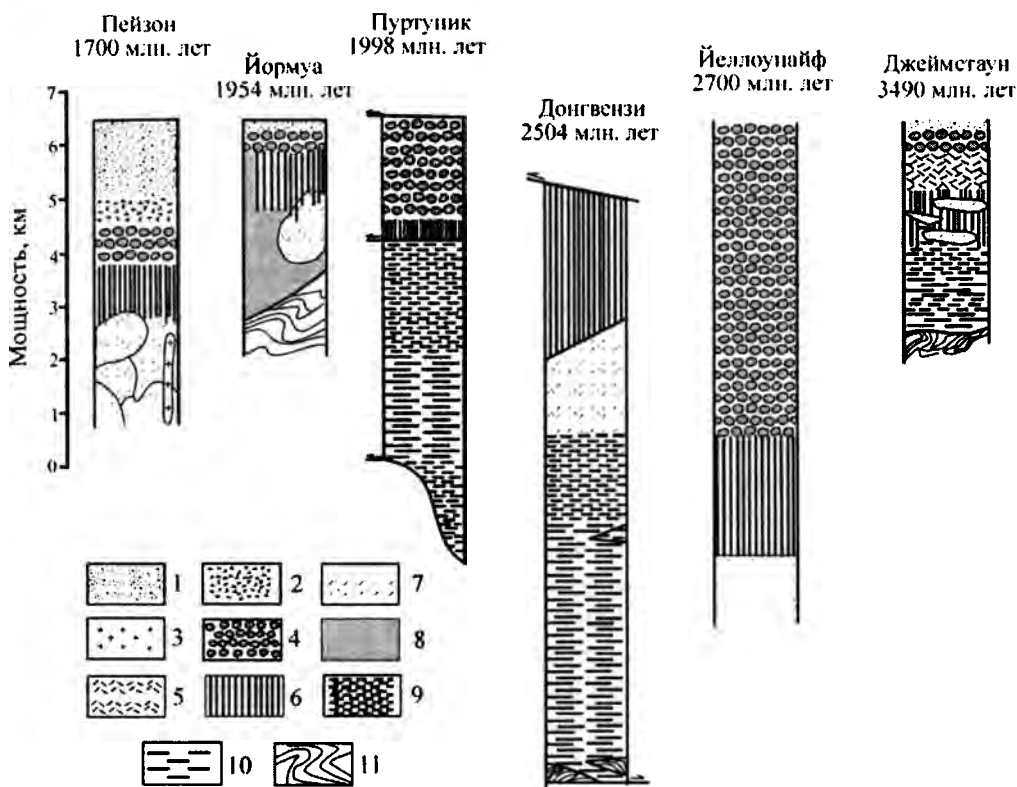


Рис. 2.3. Разрезы раннедокембрийских офиолитов и офиолитоподобных комплексов

Офиолиты Пейзон по [Dann, 1991]; офиолиты Йормуа по [Peltonen et al., 1996]; офиолиты Пуртунник по [Scott et al., 1992]; офиолиты Донгванзи по [Kusky et al., 2001; Kusky, Li, 2002]; комплекс серии Кэм пояса Йеллоунайф по [Helmstaedt et al., 1986]; комплекс Джеймстаун пояса Барбертон по [de Wit et al., 1987].

1 – пелагические или вулканокластические осадки; 2 – вулканические брекчии, вулканокластика; 3 – кислые интрузии; 4 – лавовый комплекс; 5 – коматииты; 6 – комплекс параллельных даек; 7 – массивные габбро, диориты; 8 – серпентиниты; 9 – мафитовые кумуляты; 10 – ультрамафитовые кумуляты; 11 – ультрамафитовые тектониты

нитами средне-кислого состава [Пухтель, Журавлев, 1993]. Метаморфизм пород пояса соответствует низкой и средней ступеням эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой серии. По данным U-Pb датирования цирконов из кислых метавулканитов, изотопный возраст пояса оценивается в интервале 2986 ± 12 млн. лет и 3005 ± 10 млн. лет [Baadsgaard et al., 1990].

Ранее мафит-ультрамафитовые вулканиты Олондинского пояса рассматривались как генетически связанные с коматиитовым вулканизмом, а объем собственно коматиитов оценивался в 15% от общего объема вулканогенно-осадочных

пород пояса [Попов и др., 1990; Dobretsov et al., 1997]. Новые изотопно-геохимические исследования мафит-ультрамафитовых вулканитов и связанных с ними интрузивных тел пояса привели к кардинальному пересмотру генезиса этих пород [Puchtel, 2004]. По этим данным, мафит-ультрамафитовые лавы Олондо и когенитичные им габброиды более схожи с бонинитовыми сериями фанерозоя, нежели с классическими коматиитовыми сериями архея. Распределение элементов платиновой группы в дунит-перидотитовых массивах, которые ранее интерпретировались как кумулятивные резервуары коматиитовых лав, оказалось типичным для мантийных перидотитов супрасубдукционных офиолитовых комплексов. И, наконец, новые данные по Re-Os изотопии показали, что мафит-ультрамафитовые лавы Олондо являются производными частичного плавления деплетированной мезоархейской верхней мантии, а не обогащенного резервуара, питающего мантийно-плюмовые вулканиты. Хотя в пределах Олондинского пояса пока еще не обнаружены прямые свидетельства наличия непрерывной офиолитовой последовательности с комплексом параллельных даек, упомянутые выше изотопно-геохимические данные позволяют интерпретировать этот разрез как сильно тектонически нарушенную супрасубдукционную офиолитовую последовательность возраста 3.0 млрд. лет [Puchtel, 2004].

Другим примером архейских супрасубдукционных офиолитов является разрез **Ириногорской структуры** Северо-Карельского зеленокаменного пояса, который протягивается вдоль границы Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса Балтийского щита. В Хизоваарской структуре пояса, представляющей собой тектонический коллаж типичных мафических и известково-щелочных формаций энсиматических островодужных систем с возрастом около 2.8 млрд. лет, впервые были открыты бониниты архейского возраста [Щипанский и др., 1999; Бибикова и др., 2003]. К северо-западу от нее, в Ириногорской структуре, обнаружены геологические свидетельства формирования этой бонинитовой серии в обстановке спрединга океанического ложа над зоной интраокеанической субдукции [Щипанский и др., 2001]. Опубликованы данные и о распространении пород бонинитовой серии в северной части пояса [Милькевич и др., 2003]. Разрез офиолитов Ириногорской структуры (рис. 2.4) включает габбровый и лавовый (пиллоу-лавы, массивные потоки, гиалокластита) комплексы, а также сохранившиеся местами фрагменты комплекса параллельных даек. Геохимия габбро, параллельных даек и лав свидетельствует о том, что все члены этого офиолитового разреза принадлежат к единой петрогенетической серии, дифференцированной от примитивных низкотитанистых мафит-ультрамафитовых до собственно бонинитовых составов. Несмотря на то, что Ириногорский офиолитовый комплекс претерпел полифазные структурно-метаморфические трансформации как в неоархее, так и палеопротерозое, его изотопно-геохимические характеристики прекрасным образом сохранили свидетельства надсубдукционного вулканизма [Shchipansky et al., 2004, Щипанский, 2005]. По этим данным, породы, слагающие офиолитовые покровы, практически неотличимы от вулканитов групп I и II

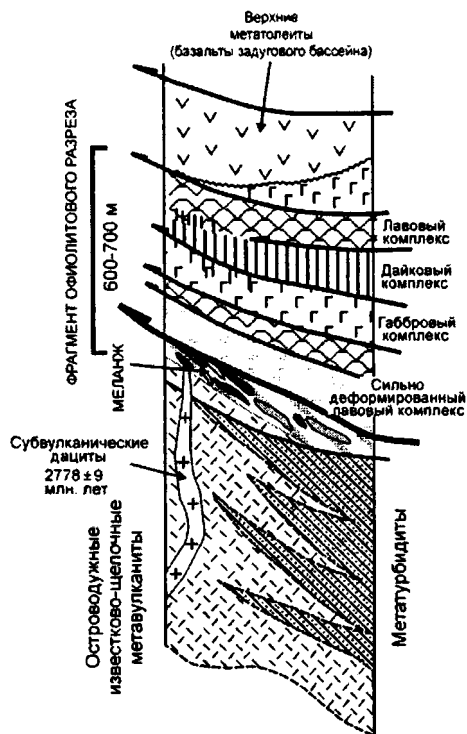


Рис. 2.4. Схематическая колонка, показывающая детали строения Ириногорских супрасубдукционных офиолитов

верхних пиллоу-лав супрасубдукционных офиолитов Троодоса (Кипр) [Cameron, 1985], которые считаются эталонными при выделении высококальциевых бонинитовых серий. Такое сходство в петрохимии, геохимии и изотопии бонинитовых серий столь разного возраста (позднеархейских и позднемезозойских), вероятно, может быть объяснено только сходством петрогенетических и геодинамических условий их формирования. Требуется сочетание нескольких условий, при которых возможно формирование бонинитовых серий. Среди прочих важнейшими являются: необходимость возникновения зоны спрединга над энсиматической зоной субдукции; мантийный клин, породы которого подверглись предварительной и, как правило, неоднократной деплетации; высокие температуры и мало-глубинные условия плавления этого тугоплавкого мантийного клина [Crawford et al., 1989]. Таким образом, есть основания полагать, что механизм происхождения офиолитового надсубдукционного комплекса Северо-Карельского зеленокаменного пояса ~2.8 млрд. лет назад, вероятно, не мог быть иным по сравнению с молодыми аналогичными по составу надсубдукционными офиолитами [Щипанский, 2005].

Метавулканиты бонинитовой серии, которые традиционно рассматриваются в качестве индикаторных членов лавовых разрезов супрасубдукционных офиолитов фанерозоя [Cameron et al., 1979], обнаружены также в неоархейских зеленокаменных поясах Абитибид [Kerrick et al., 1998; Wyman, 1999] и Фротет-Эванс [Boily, Dion, 2002] Канадского щита, а также в поясе Гадвал в восточной части кратона Дхарвар Индии [Manikyamba et al., 2005].

Зеленокаменный пояс **Абитибид** в большей своей части обнаруживает фрагменты литосферы неоархейского океанического плато, однако в последнее время здесь выявлены вулканиты бонинитовой серии, представляющие собой фрагмент океанической литосферы, возникшей в надсубдукционной обстановке. В строении пояса выделяются три главных домена, различающихся по формационному составу вулканогенно-осадочных пород, характеру плутонизма и геохронологии. С севера на юг это: (1) Северная вулканическая зона (2730–2710 млн. лет), (2) Центральная гранито-гнейсовая зона и (3) Южная вулканическая зона (2705–2698) млн. лет [Calvert, Ludden, 1999]. Временной интервал мантийно-плюмового коматиит-толеитового магматизма составляет 2720–2707 млн. лет, а формирование бонинитовой серии произошло около 2716 млн. лет назад [Wyman, 1999]. Вулканиты бонинитовой серии Абитибид протягиваются полосой вдоль границы между Северной и Южной вулканическими зонами на расстояние более 300 км. На нижнем стратиграфическом уровне они перемежаются с плюмовыми вулканитами коматиит-толеитовой ассоциации, тогда как в верхней части наблюдается их переслаивание с островодужными толеитами. Такие соотношения свидетельствуют о непосредственном взаимодействии мантийного плюма с зоной интраокеанической конвергенции [Wyman et al., 1999]. Геохимически вулканиты бонинитовой серии наиболее близки ко второму типу низкокальциевых бонинитов, они выделяются низкими концентрациями редкоземельных и некогерентных высокозарядных элементов, U-образным распределением РЗЭ, негативными аномалиями Ti, высокими отношениями Al_2O_3/TiO_2 и Zr/Sm, что типично для аналогичных фанерозойских и современных бонинитовых серий [Kerrick et al., 1998].

Зеленокаменный пояс **Фротет-Эванс** расположен в центре субпровинции Опатика, входящий в состав провинции Супериор Канадского щита. Доминирующими породами субпровинции являются тоналитовые гнейсы (~2700–2810 млн. лет), метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, которые прорываются серией интрузивных пород от диоритов и монцодиоритов до лейкотоналитов и монцогранитов (~2820–2685 млн. лет) [Sawyer, 1998]. В тектоническом плане провинция Опатика рассматривается как складчато-надвиговой пояс, структурное оформление которого возникло в результате коллизии с расположенным южнее вулканогенным поясом Абитибид [Sawyer, Benn, 1993]. Протягивающийся в субмеридиональном направлении на 250 км пояс Фротет-Эванс сложен преимущественно метавулканитами толеитовой и известково-щелочной серий, сформировавшихся между 2793 и 2755 млн. лет [Boily, Dion, 2002]. В качестве наиболее древних пород пояса рассматриваются извест-

ково-щелочные базальты и андезиты формации Ле Гардер, развитые в самом западном сегменте пояса. Стратиграфически выше со структурным несогласием на них залегает мощная (первые км) толща толеитов группы Ассиника, в основании которой установлены вулканиты с геохимическими характеристиками бонинитов. В самом восточном сегменте пояса, Фротет-Труалю, бонинитовые породы обнаружены в основании толщи группы Труалю, коррелируемой с группой Ассиника. Группа Труалю тектонически перекрывается пакетом чешуй, сложенных высокожелезистыми и высокомагнезиальными толеитами, а также андезитами и дацитами адакитовой серии. Наиболее молодыми породами пояса считаются отложения терригенно-осадочной толщи группы Бродбек, образованной вакками различного состава, полигенными конгломератами и сланцами.

Несмотря на метаморфизм зеленосланцевой фации, бонинитовые породы пояса Фротет-Эванс местами обнаруживают первичные магматические минералы, характерные для неизмененных бонинитов фанерозоя. К числу таковых относят низкотитанистый ортопироксен, клиноэнстатит, оливин и хромит с высоким отношением Cr/Al . В наименее измененных разностях примитивных высокомагнезиальных толеитов обнаруживаются скелетные и идиоморфные оливины, заключенные в матриксе волокнисто-лучистого клинопироксена. Породы собственно бонинитового состава сохраняют также реликты первичного плагиоклаза, клинопироксена и крайне редко оливина. По геохимическим характеристикам бониниты пояса относятся к группе высококальциевых бонинитов, со всеми параметрами, присущими неметаморфизованным аналогам фанерозоя [Boily, Dion, 2002].

Бонинитовые породы пояса переслаиваются с базальтами и базальтовыми андезитами толеитовой серии, характеризующимися отчетливыми отрицательными аномалиями Nb и Ta, индикаторными для магм, генерируемых в зонах интраокеанической конвергенции. Эта толща интерпретируется как комплекс вулканитов, сформировавшихся в результате рифтинга и последующего спрединга преддуговой области интраокеанической островной дуги Ле Гардер. Косвенно предполагается, что мафический бонинитсодержащий разрез метавулканитов Фротет-Эванс изначально, до структурно-метаморфических преобразований, мог представлять собой супрасубдукционную офиолитовую последовательность. В пользу этого предположения свидетельствует то, что в этих разрезах фиксируются многочисленные тектонические фрагменты габбровых, пироксенитовых и перидотитовых тел, а среди метавулканитов обнаружены небольшие тела массивных сульфидов.

Зеленокаменный пояс Гадвал с возрастом около 2.7 млрд. лет расположен в восточной части кратона Дхарвар, Индия. Он сложен метавулканитами низов амфиболитовой фации, среди которых преобладают разности основного состава. В ассоциации с ними отмечаются островодужные известково-щелочные вулканоплутонические ассоциации как андезит-дацит-риолитовой, так и адакитовой серий. Метавулканиты бонинитовой серии обнаружены среди островодужных метатолеитов, часто сохраняющих первичные текстуры пиллоу-базальтов. В бонинитах установлены реликты первичных магматических минералов – пироксе-

нов, оливина и плагиоклаза. По геохимическим характеристикам в бонинитовой серии Гадвал доминируют низкотитанистые примитивные толеиты с низкими концентрациями редкоземельных и некогерентных высокочarged элементов, U-образным распределением РЗЭ, негативными аномалиями Nb и Ta, а нередко и положительными аномалиями Zr и Hf, что типично для кайнозойских бонинитов. И формационный состав пояса Гадвал, и петрогенетические особенности развитой здесь бонинитовой серии позволяют связывать геодинамику его формирования с обстановками, близкими к интраокеаническим островодужным системам юго-западной Пацифики [Manikyamba et al., 2005].

В поясе **Исуа** (юго-западная Гренландия) в наиболее полном виде сохранились свидетельства древнейших корообразующих процессов на Земле, датированных в 3.8–3.7 млрд. лет [Moorbath et al., 1973]. В современном структурном выражении он представляет собой дугообразный пакет супракрустальных пород шириной до 3 км, прослеженный на расстоянии 35 км и залегающий среди обширных полей ТТГ гнейсов Итсок с изотопными возрастами от ~3850 до ~3570 млн. лет [Nutman et al., 1996]. Метаморфизм в Исуа определяется как полифазный, с главным метаморфическим событием в позднем архее. Оно отразилось в образовании изофациальных минеральных парагенезисов эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений [Boak, Dimek, 1982].

Несмотря на полиметаморфические преобразования пород Исуа, локально сохраняются первичные вулканогенные текстуры, такие, как подушечные лавы и гиалокластовые горизонты. Согласно современным представлениям, литолого-тектонически пояс расчленяется на три домена – внешний, центральный и внутренний [Myers, 2001; Nutman et al., 2002].

Центральный домен сложен метавулканиками формации Гарбеншифер (пятнистых сланцев), геохимическое исследование которых открыло их схожесть с бонинитовыми сериями фанерозоя [Polat et al., 2002]. В опробованных разрезах доминируют примитивные низкотитанистые толеиты и островодужные пикриты. Как и в фанерозойских зонах интраокеанической субдукции, эти метавулканиды характеризуются отчетливыми отрицательными аномалиями Nb (Ta) и, наоборот, положительными аномалиями Zr (Hf). На нормализованных к N-MORB диаграммах картина распределения РЗЭ имеет отчетливый U-образный вид, отражая субдукционную компоненту обогащения легкими РЗЭ. Хотя только два анализа амфиболитов Гарбеншифер отвечают критериям определения бонинитов, вся совокупность аналитических данных позволяет отнести эту формацию к бонинитовой серии, схожей с типом 2 низкокальциевых бонинитов. Амфиболитовые формации внешнего и внутреннего доменов пояса по геохимическим данным относятся к типичным островодужным толеитовым сериям [Polat, Hofmann, 2003]. К тому же изучение газово-жидких включений в кварцевых глобулах подушечных метабазальтов Гарбеншифер показало, что их состав аналогичен современным гидротермально-флюидным системам, воздействующим на пиллоу-лавы современных океанов [Appel et al., 2001]. И, наконец, самое последнее открытие в по-



Рис. 2.5. Фото сохранившегося фрагмента комплекса параллельных даек в поясе Исуа с возрастом 3.8 млрд. лет [Furnes et al., 2007]

ясе Исуа – это находка сохранившегося фрагмента параллельных даек (рис. 2.5), свидетельствующих о том, что в совокупности с известными здесь подушечными лавами, габбровыми и ультрамафитовыми телами, большая часть разреза пояса, скорее всего, представляет собой сильно тектонически нарушенный палеоархейский офиолитовый комплекс [Furnes et al., 2007].

Эти данные прекрасно согласуются и с многочисленными изотопно-геохимическими исследованиями пояса Исуа и его гнейсового обрамления. Наилучшими оценками изотопных характеристик мантийного протолита для пород Исуа считаются $\epsilon\text{Nd}[3.85] \sim +2 \pm 2$ и $\epsilon\text{Hf}[3.85] \sim +6 \pm 2$ [Blichert-Toft et al., 1999] или $\epsilon\text{Nd}[3.85] \sim +2 \pm 0.6$ для Sm-Nd изохроны по 60 валовым пробам 3776 ± 52 млн. лет [Moorbath et al., 1997]. Таким образом, разрез Исуа интерпретируется как имеющий энсиматическое происхождение.

Рифтогенные офиолиты

К этой группе офиолитов отнесены мафит-ультрамафитовые разрезы зеленокаменных поясов, которые обнаруживают элементы офиолитовой псевдостратиграфии, но не обладают геохимическими характеристиками их происхождения в надсубдукционных обстановках. К ним отнесены фрагменты офиолитовых разрезов неоархейских (2660–2720 млн. лет) зеленокаменных поясов кратона Слейв Канадского щита. Это – пояс **Йеллоунайф**, пояс **Пойнт Лейк** и пояса **Кэмерон** и **Болье Ривер** (см. рис. 2.1). Все пояса обладают сходными структурно-вещест-

венными характеристиками и тектонической позицией, определяемой близостью поясов к блокам древнего гнейсового фундамента, имеющего возраст от 2.8 до 3.41 млрд. лет [Corcaran et al., 2004]. Центральным вопросом в интерпретации этих поясов как фрагментов неoarхейских офиолитовых разрезов является природа их контакта с древним гнейсовым основанием [King, Helmstaedt, 1997]. Во всех случаях этот контакт представлен мафическими милонитами с локально присутствующими телами габбро, пироксенитов, дунитов и перидотитов, что можно интерпретировать и как первичное надвиговое соотношение [Kusky, 1990], и как тектонизированную зону стратиграфического несогласия [Bickle et al., 1994]. Наиболее полным и представительным разрезом офиолитов кратона Слейв является разрез нижней части серии Кэм, составляющий основание зеленокаменного пояса Йеллоунайф в южной части провинции [Helmstaedt et al., 1986]. Ее мощность без признаков тектонического сдвигания оценивается в >7 км. Она состоит преимущественно из габброидов, базитовых даек и метаморфизованных подушечных толеитовых лав (см. рис. 2.2). В некоторых случаях параллельные дайки слагают более 80% обнажений. Таким образом, внутреннее строение этой части разреза обладает существенным сходством с разрезом слоев 2 и 3 “пенроузского” офиолита. К тому же, лавовый комплекс имеет геохимические характеристики толеитов N-MORB, а его Sm-Nd изотопия показывает положительные значения ϵNd от +4.0 до +0.4, что указывает на происхождение этой вулcano-плутонической ассоциации из деплетированного источника верхней мантии [Cousens, 2000]. Происхождение офиолитового разреза Кэм связывается либо с континентальным рифтингом, либо со спредингом окраинно-морского бассейна [Corcaran et al., 2004].

С офиолитами, образованными в архейском срединно-океаническом хребте, сопоставляется мафит-ультрамафитовая часть разреза мезoarхейского зеленокаменного пояса **Клиавервилль** [Ohta et al., 1996] (см. рис. 2.1). Он расположен в тектоно-стратиграфическом домене Роебурн в западной части кратона Пилбара, северо-запад Австралии [Barley, 1997]. Основной объем пояса составляют мафические метавулканисты (коматитовые базальты и метатолеиты), ассоциирующие с морскими кремнистыми метаосадками и железистыми кварцитами. Их структурное положение и соотношения с вмещающими метаморфизованными незрелыми вулканогенно-осадочными толщами возраста ~ 3.1 млрд. лет было интерпретировано в терминах аккреционного комплекса, включающего верхнекоровые фрагменты мезoarхейской океанической коры [Isozaki et al., 1991]. Геохимические исследования метавулканистов пояса показали их принадлежность к низкокалиевым толеитам, характеризующимся плоским спектром распределения РЗЭ, что типично для современных базальтов N-MORB-типа. Однако присутствие в разрезе базальтовых коматитов свидетельствует о больших степенях частичного плавления мезoarхейской мантии, которое начиналось на глубинах около 90 км при потенциальной мантийной температуре $\sim 1400^\circ\text{C}$ [Ohta et al., 1996]. При такой потенциальной мантийной температуре мезoarхейской мантии в ее средин-

но-океанических хребтах должна была формироваться океаническая кора мощностью 18–20 км, что в 2.5–3 раза превышает современную мощность океанической коры в 6–7 км, формирующейся при потенциальной температуре 1280°C [McKenzie, Bickle, 1988].

Офиолитоподобные разрезy с коматиитами

Некоторые классические коматиит-содержащие разрезy зеленокаменных поясов обнаруживают элементы офиолитовой псевдостратиграфии и, прежде всего, комплекс параллельных даек, что рядом исследователей интерпретируется как свидетельство высокомагнезиального состава архейской океанической коры [de Wit, 1998]. К таковым относятся неоархейский зеленокаменный пояс Калгурли кратона Йилгарн и палеоархейские зеленокаменные пояса Барбертон и Питерсбург Каапвальского кратона (см. рис. 2.1).

Зеленокаменный пояс **Калгурли**, расположенный на востоке кратона Йилгарн, известен широким развитием коматиит-толеитовой формации мантийно-плюмового происхождения, с которой связаны крупнейшие сульфидно-никелевые месторождения [Myers, Swagers, 1997]. Вторым членом разреза являются кислые вулканиды и связанные с ними вулканокластические породы. Известково-щелочные вулканиды слагают крайне незначительный объем пояса. Супракрустальные породы пояса образовались между 2.715 и 2.675 млрд. лет [Nelson, 1995]. Однако вулканиды пояса содержат популяции ксенокристовых цирконов с возрастaми 3.1–3.3 млрд. лет и 3.4 млрд. лет [Compston et al., 1986].

Вследствие интенсивного латеритного выветривания пояс Калгурли является трудно доступным для детального картирования, и его внутренняя структура в крупном масштабе остается слабо исследованной. Детальное же картирование островных обнажений на юге пояса, лишенных латеритного покрова, позволило обнаружить некоторые свидетельства офиолитовой псевдостратиграфии в коматиит-толеитовой формации пояса [Fripp, Jones, 1997]. На одном из островов озера Кован на протяжении 25 м непрерывно прослежен комплекс параллельных даек высокомагнезиальных мафических пород, который включает как дайки с односторонними, так и двухсторонними зонами закалок. Кроме того, выявлены обширные выходы тел перидотитов и габбро со свидетельствами ранних магматических деформаций, а также фрагменты тел серпентинизированных дунитов и вебстеритов. В лавовой фации широко распространены толеиты и высокомагнезиальные базальты с подушечными и массивными текстурами и горизонты гиадокластитов. Однако повсеместно также распространены и дифференцированные потоки коматиитовых лав с содержаниями MgO в зоне спинифекс-структур до 30 вес.%.

Пояса **Барбертон** и **Питерсбург** имеют композитную структуру, образованную несколькими аллохтонными надвиговыми пластинами разного возраста. Структура Барбертонского пояса сформирована тремя крупными надвиговыми пластинами – Каапвальской, Онвервахт и Кромберг. Каапвальский аллохтон на северо-западе структуры на ~230 млн. лет моложе по сравнению с ассоциациями

надвиговых пластин Онвервайт с возрастом 3480–3460 млн. лет [Brandt, de Wit, 1997; de Wit, 2004]. Последняя ранее выделялась в качестве офиолитового комплекса Джеймстаун (см. рис. 2.2), сложенного коматиит-толеитовой ассоциацией, включающей перидотиты, дайковый и силловый комплекс, переходящий в лавовый комплекс, состоящий из высокомагнезиальных базальтов [de Wit et al., 1987]. Однако обилие коматиитовых лав и преобладание не даек, а силлов в разрезе Джеймстаун делает его интерпретацию как офиолитовую неоднозначной [Bickle et al., 1994]. Залегающая выше аллохтонная платина Кромберг имеет изотопный возраст 3.45 – 3.36 млрд. лет [de Ronde, de Wit, 1994]. Она сложена преимущественно толеитовыми метабазальтами, сменяющимися вниз по разрезу комплексом рассеянных параллельных даек с симметричными и односторонними зонами закалок, мультплицированными диабазовыми и пироксенитовыми силлами, верлитами, дунитами и перидотитами. Таким образом, эта часть разреза пояса рассматривается как сохранившаяся “Штейманновская триада” [de Wit, 2004].

Океанические плато

Существует альтернативная интерпретация описанных выше коматиит-содержащих мафит-ультрамафитовых разрезов зеленокаменных поясов. Прежде всего, это касается пояса Барбертон. Во-первых, этот разрез включает значительное количество высокотемпературных коматиитовых лав. Во-вторых, дайковый комплекс распространен в виде локальных пакетов и не составляет 100% объема заполнения. Кроме того, у многих исследователей вызывает сомнение обоснованность выделения ультраосновных тел в качестве даек [Bickle et al., 1994]. В-третьих, не исключено, что маломощная перидотитовая зона, состоящая здесь преимущественно из дунитов, является кумулятивной производной процесса фракционирования высокомагнезиальных расплавов, а не фрагментом верхней мантии. Известная в этой части разреза сульфидно-никелевая сингенетическая минерализация Бон Аккорд характеризуется очень высокими содержаниями Os и Ir и надхондритовыми отношениями Ni/Fe и Ni/Co. Такие содержания элементов платиновой группы свидетельствуют об образовании ультраосновной части разреза Джеймстаун при температурах $>2000^{\circ}\text{C}$, а ее источником мог быть, скорее всего, обогащенный сидерофильными элементами резервуар нижней мантии или даже границы нижняя мантия – ядро [Tredoux et al., 1989]. И, наконец, показательным элементом этого разреза является его осадочный компонент. Детальные седиментологические исследования кремнистых образований и сланцев показали их необычайную мелководность – глубина бассейна не превышала первых десятков метров [de Wit, 1991].

Суммируя все вышеперечисленные данные о мафит-ультрамафитовых комплексах Барбертона, можно сделать вывод о том, что его мафит-ультрамафитовый разрез более всего схож не с современными офиолитами, а представляет собой верхнекоровую часть палеоархейского плато, сформировавшегося в океанической обстановке над мантийным плюмом [Lowe, 1994].

В основе представлений о мантийно-плюмовом происхождении коматиит-содержащих разрезов лежат данные по ликвидусным температурам коматиитовых лав, которые примерно на 300–350°C выше, чем ликвидусные температуры толеитовых лав. Поскольку в разрезах зеленокаменных поясов архея коматиитовые лавы тесно ассоциируют с толеитовыми базальтами, такой разрыв в ликвидусных температурах может быть объяснен только с позиций плавления мантийного плюма. В его осевой высокотемпературной части на больших глубинах происходит выплавление коматиитовых расплавов, а в головной менее высокотемпературной части предполагается генерация толеитовых расплавов [Campbell et al., 1989]. Ярким свидетельством прямой связи архейских коматиитов с глубинными мантийными плюмами являются данные о высоких концентрациях в них отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ [Richards et al., 1996]. Плюмовая модель образования коматиит-содержащих вулканогенных разрезов в настоящее время считается аксиоматичным положением современной магматической петрологии [Arndt et al., 1997].

Установлено, что архейский плюмовый вулканизм отличался от фанерозойского более высокими температурными характеристиками, а, следовательно, большими глубинами, на которых начиналось декомпрессионное плавление. Если для фанерозойских примитивных плюмовых вулканитов наиболее магнезиальными являются преимущественно пикриты с содержаниями $\text{MgO} > 12$ вес.% и, крайне редко, коматииты с максимальными значениями MgO 22–24 вес.%, то для архея типичными являются коматииты и коматиитовые базальты с содержаниями MgO в спинифекс-зоне > 18 –30 вес.% и 12–18 вес.%, соответственно [Herzberg, O'Hara, 2002].

Действительно, многие архейские коматииты с содержаниями $\text{MgO} > 25$ вес.% свидетельствуют о крайне высоких потенциальных температурах в области пересечения солидуса мантийного перидотита всплывающим мантийным плюмом. Наибольшие потенциальные температуры архейской верхней мантии составляют около 1800°C; они вытекают из расчетов ликвидусных температур генерации коматиитов с содержаниями $\text{MgO} \approx 30$ вес.%. Конвертируя эту температуру в мощность расплавленного слоя, идущего на формирование мафит-ультрамафитовой коры, получаем, что мощность надплюмовой коры океанических плато в архее должна была достигать 60 км [Abbott et al., 1994a]. Немногим менее магнезиальные коматииты ($\text{MgO} = 25$ –28 вес.%) интерпретируются как сформировавшиеся в результате частичного плавления мантийных плюмов с потенциальными температурами 1700–1750°C. При таких температурах мощности мафит-ультрамафитовых построек должны были составлять ~40–50 км.

Океанические плато с такой коровой мощностью должны обладать положительной плавучестью, что препятствует их субдукции, а, следовательно, является благоприятным фактором для сохранности их фрагментов в аккреционно-субдукционных системах архея [Abbott, 1996]. Многочисленные фрагменты разновозрастных океанических плато были идентифицированы среди зеленокаменных поясов Канадского щита [Kusky, Polat, 1999]. Происхождение упоминавшихся

выше коматиитовых разрезов поясов Барбертон и Питерсбург также связывается с океаническим плато [Lowe, 1994; Lahaye et al., 1995]. В Карельской гранит-зеленокаменной области к фрагментам нео- и мезоархейских океанических плато относят коматиит-толеитовые разрезы Костомукшского пояса и Каменноозерской зеленокаменной структуры [Puchtel et al., 1998; 1999].

Рисунок 2.6 иллюстрирует закономерности строения верхнекоровых частей архейских океанических плато на примере одного из наиболее полно сохранившихся и хорошо исследованных объектов подобных образований – Контоккского террейна Костомукшского пояса на Балтийском щите. Этот террейн представляет собой фрагмент неоархейского океанического плато, мощность которого достигала 54 км [Puchtel et al., 1998]. В современной структуре сохранилась верхнекоровая его часть, аккрецированная к островодужной ассоциации с возрастом ~2785 млн. лет, частью которой является Гимольский террейн, сложенный вулканогенно-осадочными породами с горизонтами промышленных залежей железистых кварцитов. Основной объем Контоккского террейна сложен толеи-

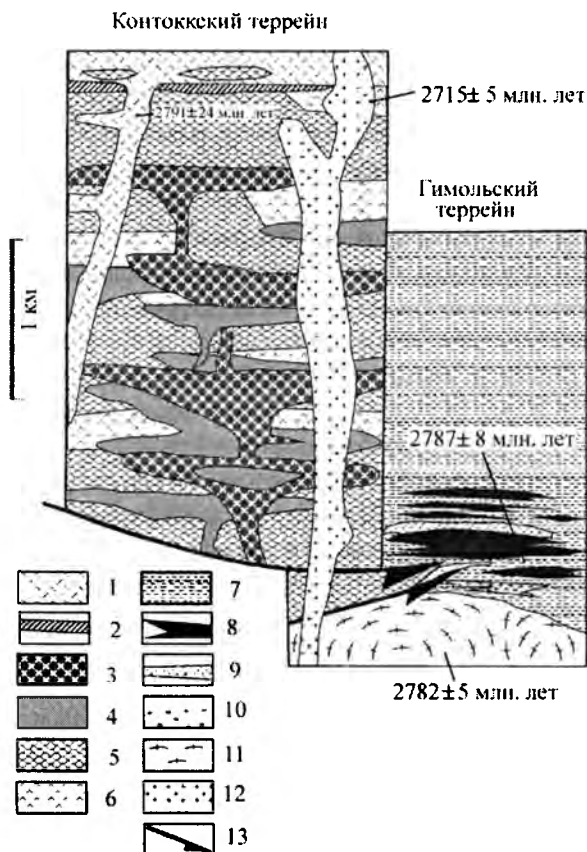


Рис. 2.6. Схема тектоностратиграфии Костомукшского зеленокаменного пояса

Схема иллюстрирует композитную структуру пояса, состоящего из двух разнородных террейнов – Контоккского (фрагмент верхнекоровых уровней океанического плато) и Гимольского (аккреционной призмы преддугового бассейна). По [Puchtel et al., 1998], с изменениями и добавлениями.

1–6 – породы Контоккского террейна: 1 – риолиты и дациты, 2 – железисто-кремнистые осадки, 3 – габбровые силлы, 4 – перидотитовые силлы, 5 – базальты, 6 – коматииты; 7–11 – породы Гимольского террейна: 7 – биотитовые сланцы (туфогенно-осадочные метapelиты), 8 – железистые кварциты, 9 – афанитовые риолиты (гелефлинта), 10 – метаконгломераты, 11 – тоналитовые гранито-гнейсы; 12 – позднектонические интрузии санукитоидов; 13 – плоскости надвигов

товыми метавулканитами, среди которых преобладают подушечные металавы. Реже отмечаются массивные, вариолитовые разности и гиалокластитовые горизонты. Комагматичные толеитовым лавам силлы мелко- до среднезернистых габбро также широко распространены в разрезе и являются его интегральной частью. Коматииты, составляющие менее 20% от общего объема вулканитов в разрезе террейна, образуют как лавовые дифференцированные потоки, так и недифференцированные силлы перидотитового состава. Они относятся к типу Al-деплетированных коматиитов и характеризуются положительной аномалией Nb ($Nb/Nb^*=1.2$), что считается индикативным признаком для вулканогенно-магматических формаций океанических плато [Kerr, 2003].

Глубина зарождения контоккского плюма превышала 400 км, поскольку петрогенезис Al-деплетированных коматиитов жестко ограничен требованием присутствия мейджоритового граната в качестве реститовой фазы. Это, в свою очередь, определяет глубину инициации частичного плавления, превышающую 425 км [Ohtani, 1990]. Вероятно даже, что глубина зарождения этого плюма находилась на границе с ядром Земли, о чем свидетельствуют данные по Re-Os изотопии коматиитов Костомукшского пояса. Они характеризуются высоким положительным значением $\gamma^{187}Os=+3.6\pm 1.0$, что указывает на мантийный источник плюма с надхондритовым начальным Re/Os отношением, которое интерпретируется как свойственное внешнему ядру Земли [Puchtel et al., 2001].

Несмотря на то, что коматиит-толеитовая формация Костомукшского пояса не несет никаких изотопно-геохимических следов коровой контаминации, т.е. относится к энсиматическим образованиям, можно видеть, что ее разрез резко отличен от разрезов офиолитов. Во-первых, мощность лавового комплекса здесь многократно превышает мощность такового в известных разрезах офиолитов. Это указывает на то, что степень частичного плавления верхней мантии при его формировании была существенно выше, чем при адиабатическом декомпрессионном плавлении в фанерозойских срединно-океанических хребтах. Во-вторых, магматическая аккомодация разреза здесь осуществлялась не за счет внедрения комплекса параллельных даек, а за счет силлов, что свидетельствует о доминанте процессов вертикальной аккреции при формировании океанических плато. И, наконец, редкие горизонты пепловых коматиитовых туфов указывают на субаэральность вулканизма, что представляется характерным для формирования мощных вулканогенных построек над поднимающимися мантийными плюмами.

В заключение данного раздела отметим, что, хотя коматииты и являются довольно характерными вулканитами для архея, тотальная их распространенность в этот период геологической истории представляется сильно преувеличенной. Оценка глобальной распространенности коматиитов в архее показала, что их доля в большинстве поясов не превышает 5%, а во многих поясах они отсутствуют вовсе [de Wit, Ashwal, 1997]. Максимальная активность коматиитового вулканизма пришлась на рубеж около 2.7 млрд. лет, а не на эо- и палеоархей, как следовало бы ожидать из концепции плюмовой геодинамики архея.

2.3. Региональный пример: неоархейские офиолиты Донгванзи и офиолитовый меланж Зунхуа, Северо-Китайский кратон

Офиолиты Донгванзи были идентифицированы в неоархейском Центральном орогенном поясе [Kusky et al., 2001], разделяющем Северо-Китайский кратон на две части – Западный и Восточный блоки, сложенные преимущественно архейскими (3.8–2.5 млрд. лет) гнейсами, мигматитами с подчиненным количеством метабазитов и парагнейсовых пород (рис. 2.7). Многочисленные U-Pb датировки цирконов из пород Центрального орогенного пояса попадают в интервал между 2.55 и 2.50 млрд. лет [Kusky et al., 2004 а и ссылки в этой работе]. Метаморфизм пород пояса в основном соответствует амфиболитовой и гранулитовой фациям; эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации известны только в юго-восточной части пояса. Наиболее высокобарические ассоциации (до 10–13 кбар и 850°C) распространены на северо-восточном фланге пояса. С юго-востока Центральный орогенный пояс граничит с форландовыми складчато-надвиговыми бассейнами Кьянлонг, сложенными кварцит-сланцево-карбонатными, турбидитовыми и молассовыми ассоциациями, которые интерпретируются как отложения пассивной окраины Восточного блока, накапливавшиеся до 2.5 млрд. лет [Kusky et al., 2004 а].

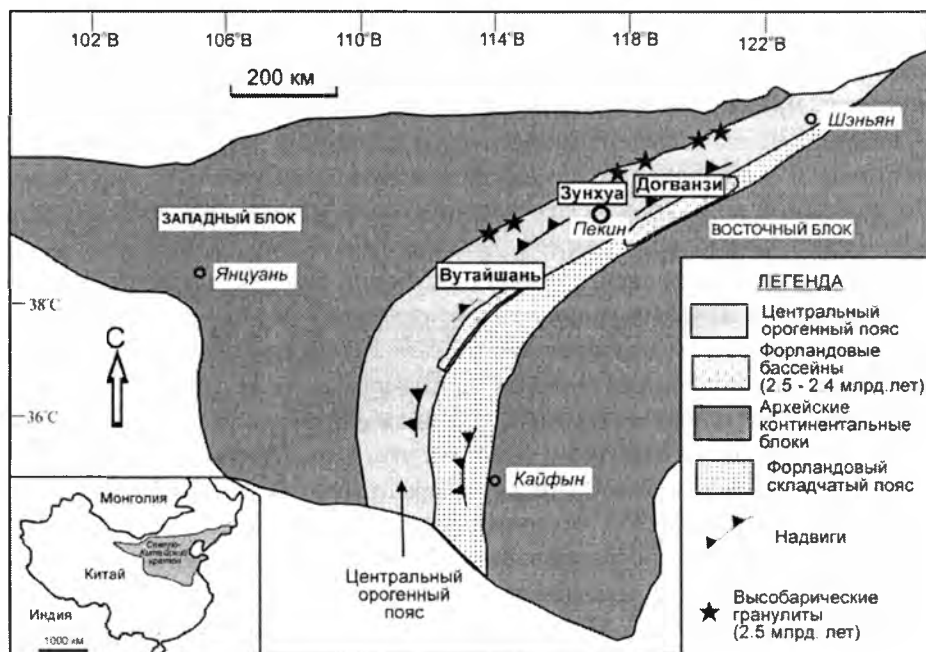


Рис. 2.7. Главные тектонические подразделения Северо-Китайского кратона, по [Li et al., 2000]

В северной части Центрального орогенного пояса на востоке провинции Хейбей расположен структурный пояс Зунхуа, представляющий собой крупный аллохтон пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, надвинутый на неархейский гранулитовый террейн Кьянкси (см. рис. 2.7). Офиолиты Донгванзи выделены в северо-восточной части пояса Зунхуа, где закартированы три протяженных (до 50 км) и мощных (5–10 км) пластины мафит-ультрамафитовых пород, ранее описывавшихся как ассоциации расслоенной интрузии (рис 2.8). В основании офиолитов установлена мощная сдвиговая зона, сложенная высокотемпературными метаморфическими ассоциациями, которые прорываются диорит-тоналитовым интрузивным комплексом с возрастом 2391 ± 50 млн. лет. В самой нижней части

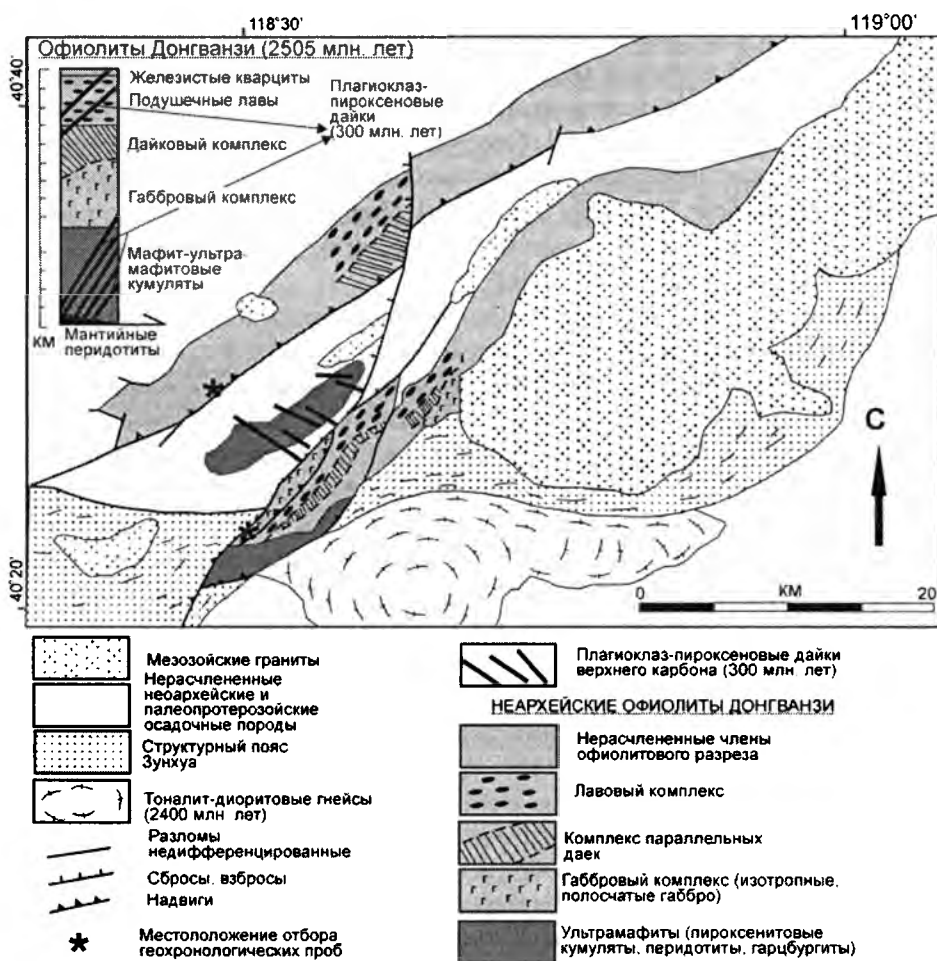


Рис. 2.8. Схематизированная геологическая карта офиолитов Донгванзи
Модифицирована из [Kusky et al., 2004a], с добавлением данных из [Zhao et al., 2007]

офиолитового разреза первоначально была описана 70-метровая толща гарцбургитов со следами ранних высокотемпературных деформаций, которая была интерпретирована как мантийная часть разреза [Kusky et al., 2001, 2004 a]. Однако впоследствии датирование широко распространенных здесь плагиоклаз-пироксеновых пород показало, что, по-видимому, они не принадлежат к офиолитовому разрезу, а представляют молодой интрузивный (дайковый) комплекс с возрастом ~300 млн. лет [Zhao et al., 2007].

Выше залегает мощная (~5–6 км) толща мафит-ультрамафитовых кумулятов, сложенная пироксенитами, дунитами и в подчиненном количестве верлитами, а также переслаиванием оливиновых, оливин-пироксеновых габбро и вебстеритов (см. рис. 2.3, 2.8). Габбровый комплекс, мощностью около 5 км, представлен преимущественно расслоенным габбро; изотропное габбро известно только в верхней части комплекса. Комплекс параллельных даек, мощностью около 2 км, прослежен на протяжении 5 км, но, возможно, протягивается в длину до 20 км. Дайки представлены преимущественно диабазами с односторонними зонами закалок, т.е. полудайками. Диабазовые дайки секут габбровый комплекс, но в некоторых местах наблюдаются обратные соотношения, что свидетельствует об их комагматичности [Kusky et al., 2004 a]. Цирконы из габбрового комплекса показали U-Pb конкордантный возраст 2505 ± 2.2 млн. лет, что позволило отнести этот разрез к архею [Kusky et al., 2001].

Самая верхняя часть офиолитов Донгванзи сложена подушечными лавами, гиалокластовыми брекчиями, среди которых редко встречаются кремнистые слои и невыдержанные горизонты сульфидизированных железистых кварцитов.

Первая публикация об офиолитах Донгванзи как о полном офиолитовом разрезе не сопровождалась сведениями о геохимических характеристиках этого комплекса и встретила критику со стороны китайских геологов [Zhai et al., 2002]. Последующие исследования показали, что геохимически этот комплекс гетерогенен [Huson, Kusky, 2002]. Большая часть комплекса обнаруживает отчетливую геохимическую специфику надсубдукционного происхождения (низкие содержания некогерентных элементов, таких, как Ti, Zr, Y и др.). Однако некоторые части разреза, включающие апатит-содержащие плагиоклаз-пироксеновые и лейкогаббровые дайки и, по-видимому, силы, отличаются высокими концентрациями Fe, Ti, P и заметно обогащены легкими редкоземельными элементами [Kusky, Li, 2002; Huson, Kusky, 2002]. Последнее чрезвычайно характерно для внутриплитовых базитов контаминированных континентальной корой. Датирование этих базитов подтвердило, что они генетически не связаны с офиолитовой частью разреза, а его возраст по новым изотопно-геохронологическим определениям оценен в 294–300 млн. лет, т.е. относится к верхам карбона [Huson, Kusky, 2002; Zhao et al., 2007]. Таким образом, Донгванзи в строгом смысле должен рассматриваться как неполный архейский офиолитовый разрез [Kusky, Li, 2002].

Несмотря на неполноту сохранности, офиолиты Донгванзи несут крайне важную информацию о процессах спрединга и тектонического выведения архейской

океанической литосферы на поверхность. Во-первых, можно отметить, что кумулятивная нижняя часть разреза имеет необыкновенно большую мощность (около 6 км) и состоит более чем наполовину из ультраосновного материала. Во-вторых, на поверхность все же выводились фрагменты верхней мантии, что противоречит известной модели реологической некогерентности архейской коры [Hoffman, Ranalli, 1988]. И, в-третьих, как и во многих примерах “фанерозойской офиолитовой геологии”, в поясе Зунхуа к юго-западу от Донгванзи обнаруживается широкое развитие офиолитового меланжа среди гранат-биотит-амфиболовых гнейсов, которые интерпретированы как турбидитовые осадки, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций [Li et al., 2002]. Удивительно, но в блоках меланжа столь высокой фации метаморфизма обнаруживаются все элементы разреза Донгванзи, включая фрагменты комплекса параллельных даек и подушечных лав. Отмечается, что выявлено около 1000 блоков размером по простиранию от первых метров до нескольких километров. Среди блоков мантийных перидотитов установлены обильные проявления подиформных хромитов, что считается типоморфным для дунит-перидотитовых фрагментов верхней мантии или зоны перехода верхняя мантия – кора в фанерозойских супрасубдукционных офиолитах (рис. 2.9) [Li et al., 2002; Huang et al., 2004]. Re-Os модельный возраст этих хромитов составляет 2547 ± 10 млн. лет, что соответствует изотопному возрасту офиолитов Донгванзи [Kusky et al., 2004].

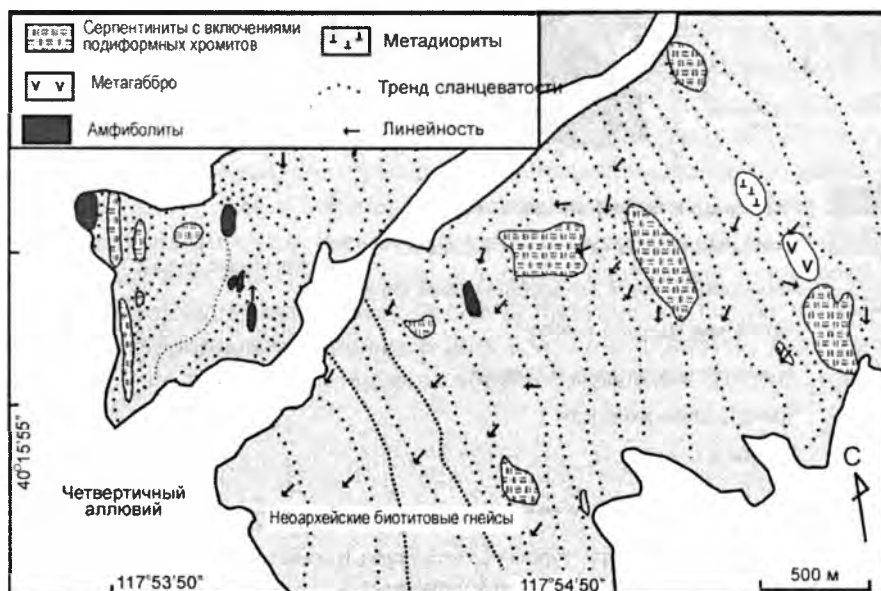


Рис. 2.9. Геологическая схема одного из районов локализации подиформных хромитов в структурном поясе Зунхуа [Huang et al., 2004]

Офиолитовый меланж прослежен далеко к югу от офиолитов Донгванзи и детально изучен также в горном хребте **Вутайшань** (см. рис. 2.7). Рисунок 2.10 иллюстрирует структурную схему соотношений комплекса Вутай, сложенного преимущественно сильно деформированными мафит-ультрамафитовыми ассоциациями, вероятно, аналогичными офиолитам Донгванзи, с обрамляющими комплексами Западного блока и форландовым поясом бассейна Кьянлонг. Офиолитовый меланж прослеживается в подошве комплекса Вутай. В блоках меланжа установлены многочисленные проявления массивных сульфидных руд со свидетельствами связи их формирования с черными курильщиками, действовавшими в быстросрединговом хребте, который развивался, вероятно, в преддуговой области островодужной системы Центрального орогенного пояса [Li et al., 2004]. На это указывают и геохимические исследования комплекса Вутай, амфиболиты которого по своим характеристикам соответствуют типичным островодужным базальтам, а породы диоритового состава – андезитам известково-щелочных серий островодужных систем. Весьма примечательно, что мантийные перидотиты

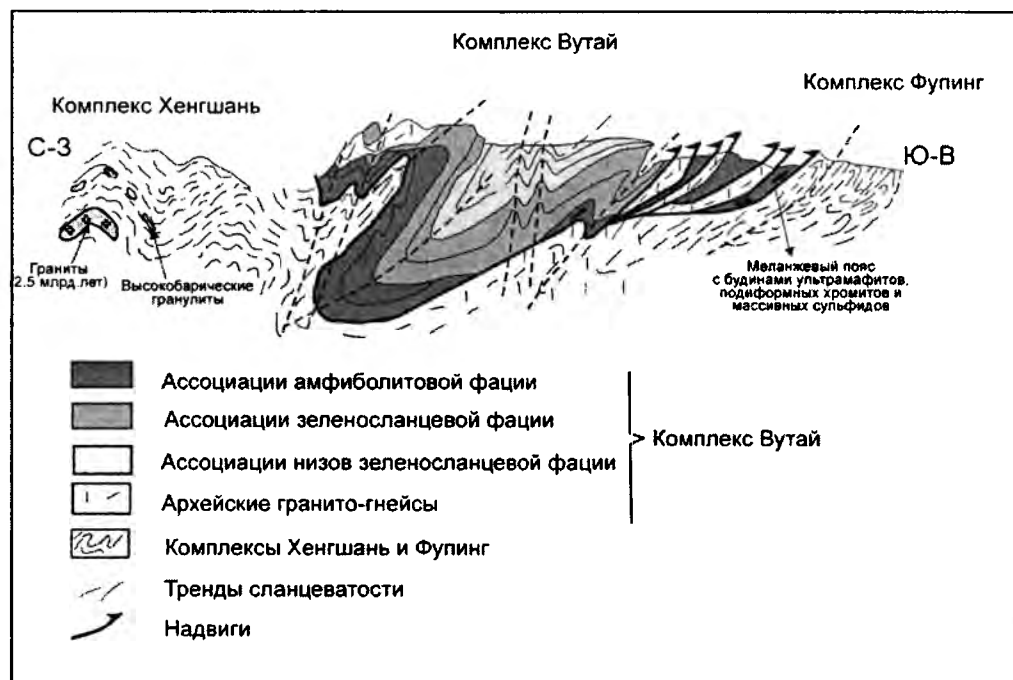


Рис. 2.10. Схематический структурный разрез через Вутайшань, иллюстрирующий надвиговые соотношения комплексов Хенгшань, Вутай и Фупинг

Пояс офиолитового меланжа с ультрамафитовыми блоками и блоками массивных сульфидов расположен в подошве комплекса Вутай, тектонически перемежаясь с метаосадками форландового бассейна Кьянлонг. По [Kusky et al., 2004a], с небольшими упрощениями

с подиформными хромитами демонстрируют U-образное распределение редкоземельных элементов, обычно характерное для мантийных гарцбургитов фанерозойских супрасубдукционных офиолитов [Polat et al., 2005].

Таким образом, пример Донгванзи не оставляет сомнений в том, что процессы спрединга и плавления сублитосферной мантии в неоархейской надсубдукционной обстановке, а также механизмы выведения офиолитов на поверхность не сильно отличались от того, что происходило в более молодые геологические эпохи [Kusky et al., 2001; Kusky, Li, 2002; Li et al., 2002; Kusky et al., 2004]. Будет точнее сказать, что найти различия гораздо трудней, чем прямое сходство. В связи с этим представляется, что проблема архейских офиолитов больше связана с условиями их сохранности, нежели с представлениями о радикальных отличиях архейской геодинамики по сравнению с фанерозоем. Пример Донгванзи показывает, что и в других архейских регионах, где ранее описывались тектонически ограниченные фрагменты супрасубдукционных офиолитов, по всей видимости, могло происходить выведение пластин океанической литосферы и ее верхней мантии.

2.4. Выводы

Приведенные данные показывают, что жесткие океанические плиты существовали уже начиная с эоархея. Как и в постархейской геологической летописи, в архее можно выделить две крупные группы офиолитовых разрезов – доминирующую группу супрасубдукционных офиолитов и подчиненную рифтогенных офиолитов. Гигантские мощности лавовых, дайковых и кумулятивных комплексов сохранившихся разрезов Донгванзи, Йеллоунайф и Пуртуник (см. рис. 2.3) позволяют думать, что мощности архейской и палеопротерозойской океанической коры могли в несколько раз превышать мощности современной океанической коры [Mooges, 2002]. Как и в фанерозое, часть океанической литосферы в раннем докембрии формировали океанические плато, возникавшие над мантийными плюмами. Более высокие температуры архейских мантийных плюмов были ответственны за формирование коматиитовых вулканитов, а в случае их внедрения в океанах – за формирование океанических плато с мощностью коры до 60 км, в то время как максимальная мощность коры современных плато не превышает 40 км.

3. АРХЕЙСКИЕ ЗОНЫ КОНВЕРГЕНЦИИ ПЛИТ, ОСТРОВОДУЖНЫЕ СИСТЕМЫ И ЭКЛОГИТЫ

3.1. Режимы архейской субдукции и проблема формирования ранней сиалической коры

Первые признаки конвергентных обстановок на Земле относятся к эоархею. Идентификация метавулканитов бонинитовой серии в поясе Исуа с возрастом ~3.8 млрд. лет [Polat et al., 2002] в совокупности с многочисленными изотопно-геохимическими и геолого-структурными данными [Hanmer, Green, 2002; Polat, Hofmann, 2003; и др.] позволяют интерпретировать этот пояс в качестве фрагмента древнейшей интра-океанической островодужной системы. Развитые здесь метавулканиты бонинитовой серии и метапикриты в ассоциации с островодужными метавулканитами геохимически очень схожи с вулканическими ассоциациями, известными в современных примитивных островодужных системах зоны конвергенции Тихоокеанской и Индо-Австралийских плит [Polat et al., 2004], причем мантийно-плюмовых источников не выявлено [Blichert-Toft et al., 1999]. Складчатая структура пояса имеет большую схожесть со строением современных аккреционных комплексов, таких, как установленные в районе Японской дуги. Единственной породной разностью в Исуа, которая не имеет аналогов в фанерозойских островодужных обстановках, являются горизонты полосчатых железистых кварцитов, изотопно-геохимические характеристики которых обнаруживают их генетическую связь с развитыми в поясе вулканитами. Предполагается, что железистые кварциты Исуа могут являться продуктами высокотемпературных гидротермальных изменений ложа эоархейского палеоокеана, которые переотлагались на склоне примитивной островной дуги [Polat, Frei, 2005].

Инфраструктуру пояса Исуа составляют тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) гнейсы, являющиеся классическим примером ранней континентальной коры, происхождение которых связывается с процессами частичного плавления полого погружающейся в зонах субдукции эоархейской океанической коры [Nutman et al., 1999; Polat, Frei, 2005]. Современными аналогами такого рода процессов являются зоны пологой субдукции молодой (<25 млн. лет), а, следовательно, горячей океанической коры, где генерируются высокоглиноземистые кислые плагиопорфировые лавы, получившие название адацитов [Defant, Drummond,

1990]. Как и архейские серии ТТГ, адакитовые лавы отличаются высокими содержаниями Al_2O_3 , Na_2O , Sr и низкими концентрациями тяжелых редкоземельных элементов и $Y(SiO_2 > 56\%, Al_2O_3 > 15\%, Sr/Y > 40, La/Yb > 20)$. Кроме того, они также деплетированы Nb, Ti и Ta, а их изотопные характеристики Sr, Nd и Pb аналогичны таковым базальтов COX [Drummond et al., 1996; Martin, 1999].

Анализ вариаций составов серий ТТГ архея и фанеройских адакитов раскрывает важные тенденции изменения составов средне-кислых расплавов, генерировавшихся в субдукционных обстановках, в геологической истории Земли [Martin, Moyen, 2002]. Показано, что наиболее древние, зо- и палеоархейские, серии ТТГ характеризуются наименее низкими содержаниями Sr и $(Na_2O + CaO)$. Концентрации этих элементов постепенно растут по мере омоложения возраста комплексов ТТГ и к концу неархея достигают значений близких современным адакитовым лавам. Единственной фазой, контролирующей содержания этих элементов, является плагиоклаз, стабильность которого строго зависит от давления, т.е. глубины, на которой начинается частичное плавление погружающегося слэба. Таким образом, увеличение концентраций Sr и $(Na_2O + CaO)$ с омоложением комплексов ТТГ свидетельствует о том, что плагиоклаз становится нестабильной фазой, а, следовательно, глубина начала плавления увеличивалась.

Эти данные хорошо согласуются с представлениями о большей мощности архейской океанической коры, что предполагает большую ее плавучесть по сравнению с современной океанической литосферой. Предполагается, что стиль полой субдукции был господствующим в архее, а его смена на стиль фанеротипной субдукции, когда начинают продуцироваться классические островодужные андезит-дацит-риолиовые серии, произошла в палеопротерозое (рис. 3.1) [McCulloch, 1993; Abbott et al., 1994b; Martin, Moyen, 2002].

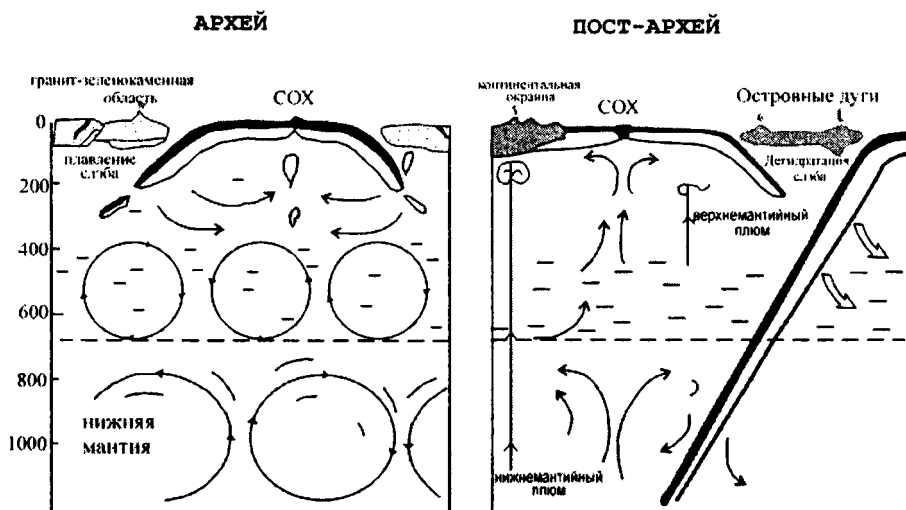


Рис. 3.1. Схемы, иллюстрирующие различия архейского и пост-архейского режимов субдукции [McCulloch, 1993]

По-видимому, эта закономерность носит очень усредненный характер, поскольку уже в эоархее появляются магматические известково-щелочные комплексы с классической островодужной схемой плавления мантийного клина над зоной субдукции. Так, среди серий ТТГ обрамления пояса Исуа, наряду с гнейсами с характеристиками, типичными для адакитов, обнаруживаются и гнейсы, которые отличаются геохимическими параметрами, свойственными полимодальным андезит-дацит-риолитовым (АДР) сериям классических островодужных систем фанерозоя [Nutman et al., 1999]. Подобная картина выявлена и при анализе островодужного магматизма в мезо- и неоархейских зеленокаменных поясах. Хотя в них также по объему преобладают средне-кислые вулканоплутонические ассоциации адакитовых серий, нередки случаи, когда обнаруживаются латеральные соотношения с известково-щелочными вулканитами серии АДР [Polat, Kerrich, 2001a,b; Бибикова и др., 2003; Samsonov et al., 2005; Светов, 2005]. В неоархейском зеленокаменном поясе среди островодужных вулканитов резко доминируют вулканиты АДР серии [Wyman, 2003]. Кроме того, анализ глобальной распространенности типов вулканических пород в зеленокаменных поясах архея показывает наличие лишь относительного незначительного частотного минимума в андезитовом интервале, что не позволяет определять вулканизм зеленокаменных поясов архея в качестве бимодального (рис. 3.2) [Sylvester et al., 1997].

По-видимому, формирование большинства зеленокаменных поясов архея было связано с зонами конвергенции плит, а не с дивергентными обстановками, как это часто предполагалось в 70–80 гг. прошлого века [de Wit, Ashwal, 1997]. Преобладание в поясах вулканоплутонических ассоциаций адакитовой серии свидетельствует о том, что, в соответствии с различиями температурного состояния верхней мантии, субдукционные процессы в архее отличались в целом более пологими траекториями погружения плит, что, тем не менее, локально проявляется и в современных конвергентных границах. Присутствие же продуктов плюмового магматизма в зеленокаменных поясах в наибольшей степени согласуется с процессами взаимодействия мантийно-плюмовых структур положительной плавучести (океанические плато) с зонами плитовой конвергенции.

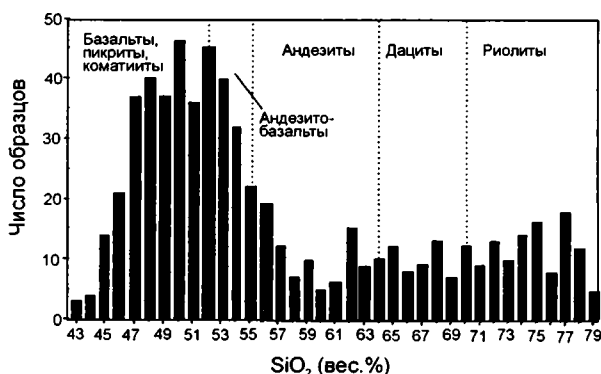


Рис. 3.2. Гистограмма, иллюстрирующая распределение содержаний SiO_2 (вес.%) в вулканических породах архейских зеленокаменных поясов по 635 анализам [Sylvester et al., 1997]

3.2. Региональный пример: неоархейская островодужная система в провинции Супериор, Канада

Коматиитовые мантийно-плюмовые формации часто составляют основания архейских островодужных ассоциаций. Одним из ярких и наиболее изученных примеров соотношений такого рода является южная часть зеленокаменного пояса Абитиби провинции Супериор Канадского щита. Она сложена преимущественно коматиитовыми, толеитовыми и известково-щелочными вулканитами энсиматического происхождения. Помимо индикативных “океанических” геохимических характеристик, присущих вулканогенным породам Абитиби, существует еще несколько линий доказательств их накопления в интраокеанических обстановках [Corfu, 1993; Corfu et al., 1989]. Во-первых, в поясе отсутствуют породы возможного фундамента, возраст которых был бы древнее возраста вулканизма, т.е. древнее 2750–2698 млн. лет. Во-вторых, в самих вулканитах отсутствуют ксенокристовые цирконы, которые могли бы захватываться из пород фундамента. В-третьих, данные многочисленных исследований Sm-Nd изотопных составов вулканитов пояса концентрируются вокруг значения $\epsilon Nd = +2.5$, отчетливо указывая на их ювенильное происхождение.

На основании данных о литостратиграфии, структурной истории и изотопной геохронологии субпровинция Абитиби традиционно разделяется на две части – Северную и Южную вулканогенные зоны [Chown et al., 1992] (рис. 3.3). Иногда к ним добавляется еще одна зона – Центральная гранито-гнейсовая, трассируемая цепочкой гранит-гнейсовых куполообразных структур и гранитных батолитов между главными вулканогенными зонами [Calvert, Ludden, 1999].

Изотопно-возрастные данные по зеленокаменному поясу Абитиби позволяют говорить о трех главных фазах вулcano-плутонической активности [Corfu, 1993; Wyman, 1999]. Ранняя островодужная фаза проявилась в извержении известково-щелочных вулканитов группы Хантер Майн в интервале времени между 2730 и 2725 млн. лет. Эта группа распространена непосредственно к северу от разломной зоны Дестор–Поркюпайн–Манвилль. Вероятно, что спорадическая островодужная активность в Северной вулканической зоне началась ранее, поскольку здесь известна и более древняя датировка 2747 млн. лет. Фаза мантийно-плюмового вулканизма, толеит-коматиитовая ассоциация которого распространена на расстоянии более чем на 300 км по простиранию от вулканического центра Кидд на западе пояса до восточного окончания блока Малартик (см. рис. 3.3). Возраст этой фазы оценен в интервале 2720–2707 млн. лет. Поздняя островодужная, или пост-коматиитовая, фаза вулканизма датируется интервалом между 2710 и 2698 млн. лет. Вулcano-плутонические комплексы этой фазы распространены в пределах Южной вулканогенной зоны пояса.

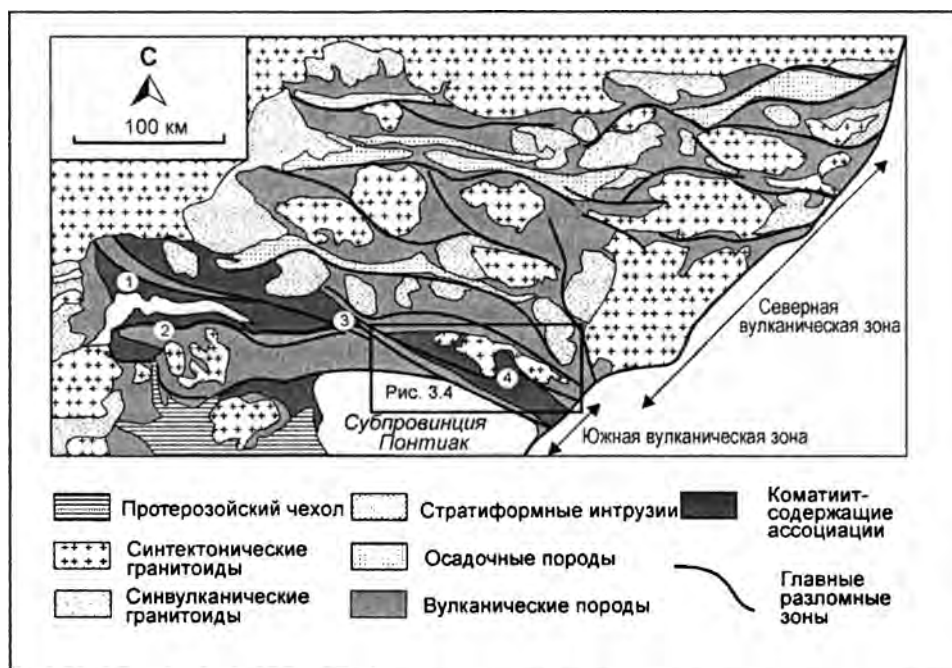


Рис. 3.3. Генерализованная геологическая карта центральной части субпровинции Абитиби [Wyman et al., 1999]

Цифрами в кружках обозначены: 1 – вулканический центр Кидд; 2 – группа Тисдейл; 3 – группа Хантер Майн; 4 – блок Малдартик. В рамке показано местоположение детального участка ЮВ части пояса Абитиба, показанного на рисунке 3.4

Эти данные отчетливо показывают, что широкомасштабное корообразование здесь происходило в относительно узком временном интервале (~30 млн. лет) и было обусловлено процессами как субдукционного, так и мантийно-плюмового тектогенеза. Наиболее ярким примером, раскрывающим картину структурных взаимоотношений между формациями различного возраста и происхождения, является блок Малартик Южной вулканической зоны (рис. 3.4А). Северный домен и домен Вассан этого блока рассматриваются как целиком сложенные фрагментами океанического плато [Desrochers et al, 1993]. Возраст плюмового магматизма оценивается в 2714 ± 2 млн. лет [Wyman et al., 1999]. В Центральном домене среди формаций мантийно-плюмового происхождения обнаружены вулканы бонинитовой серии, которые интерпретируются как индикаторы смены геодинамического режима с мантийно-плюмового на субдукционный, когда начинает формироваться примитивная островная дуга [Wyman, 1999]. В схеме стратиграфических соотношений на рисунке 3.4Б. эта часть разреза обозначена как переходная зона, характеризующаяся наличием вулканитов различного происхождения. К собственно островодужным доменам относятся Центральный домен и домен Валь д'Ор.

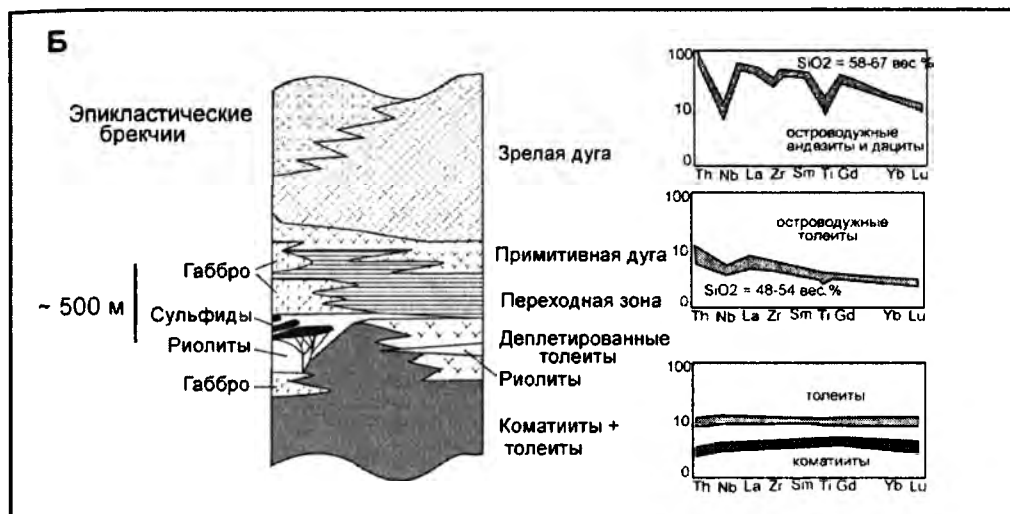
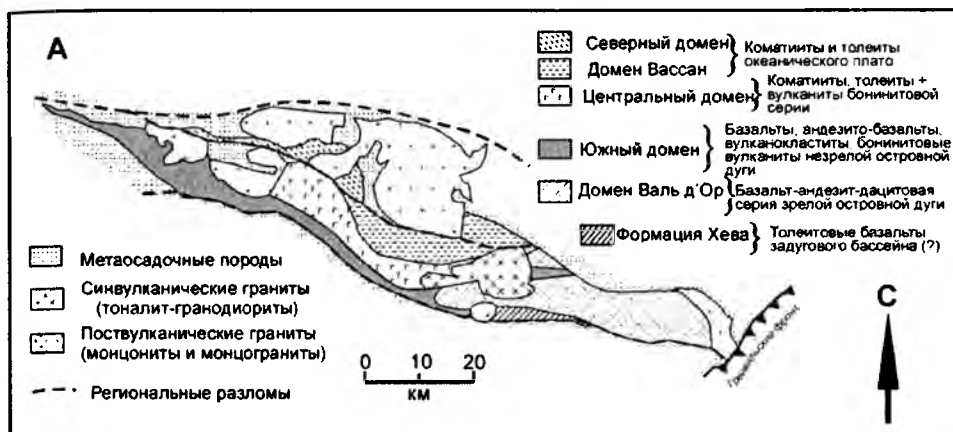


Рис. 3.4. Схемы, отображающие соотношения главных структурно-вещественных комплексов в юго-восточной части зеленокаменного пояса Абитиб

А — схематизированная геологическая карта блока Малартик, иллюстрирующая распределение структурно-вещественных доменов [Desrosches et al., 1993]; **Б** — стратиграфическая колонка, показывающая соотношения мантийно-плюмовых и островодужных формаций южной части сопровождаемая схематическими диаграммами нормированных к примитивной мантии концентраций малых элементов главных членов разреза пояса [Wyman, 2003]

Домен Валь д'Ор представляет фрагмент зрелой островодужной постройки, сложенный преимущественно андезитами и дацитами с подчиненным развитием риолитов. Возраст этих вулканитов 2705 ± 1 – 2702 ± 1 млн. лет [Wong et al., 1991; Scott et al., 2002]. Примечательно, что и по формационному набору и по геохимическим характеристикам вулканиты Валь д'Ор абсолютно аналогичны известково-щелочным андезит-дацит-риолитовым сериям современных островных дуг.

Небезынтересно отметить, что в этих вулканитах сосредоточены гигантские по запасам жильные месторождения золота. Из них уже добыто более 5000 т золота [Wyman et al., 1999]. На юге домена Валь д'Ор выделяется формация Хева, сложенная толеитовыми базальтами задугового происхождения [Wyman, 2003].

Таким образом, на протяжении 20–25 млн. лет развития южной части зеленокаменного пояса Абитибид установлены, по крайней мере, два эпизода субдукции, с которыми было связано формирование островодужных серий групп Хантер Майн (2725–2730 млн. лет) и Валь д'Ор (2705–2700 млн. лет). Разрастание вновь возникающей континентальной коры южной части Абитибид сопровождалось миграцией систем островная дуга – желоб в сторону открытого океана (в южном направлении в современных координатах) (рис. 3.5) [Jackson, Cruden, 1995]. Наибольшая амплитуда миграции, вероятно, была связана с мантийно-плюмовым событием возраста около 2715 млн. лет, после которого новая зона конвергенции была заложена в тылу аккреционной системы океаническое пла-

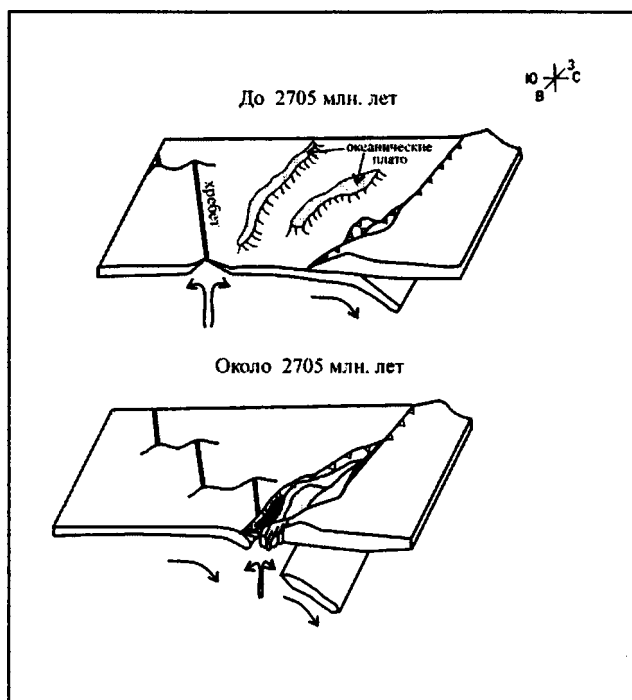


Рис. 3.5. Модель формирования композитного блока Малартик, пояс Абитибид, Канада [Desrochers et al., 1993]

Верхний рисунок: приращение океанических плато до 2705 млн. лет к протоконтинентальному блоку Супернор. Нижний рисунок: откат зоны субдукции и погружение океанической плиты, что результировалось в известково-щелочном вулканизме 2705 млн. лет назад на фундаменте аккрецированных океанических плато

то – островная дуга. Как следствие, аккрезирование островных и океанических фрагментов происходило в северном направлении, обеспечивая быстрое приращение континентальной коры. Интересно, что подобная модель аккреционного роста континентальной коры была предложена и Шенгером с соавторами для Центрально-Азиатского складчатого пояса в палеозое [Şengör et al., 1993; Şengör, Natal'in, 2004].

Приведенный пример архейских островодужных систем является далеко не уникальным. От многих других зеленокаменных поясов он отличается только широким развитием известково-щелочной андезит-дацит-риолитовой серии островодужных вулканитов с подчиненными проявлениями вулканитов адакитовой серии. В большинстве же архейских поясов вулканиты адакитовой серии либо преобладают, либо обнаруживают латеральные соотношения с вулканитами андезит-дацитовой серии [Polat, Kerrich, 2001a; Samsonov et al., 2005; Светов, 2005]. Это свидетельствует о том, что в соответствии с различиями температурного состояния верхней мантии, субдукционные процессы в архее отличались в целом более пологими траекториями погружения плит, которые, тем не менее, локально проявляются и в современных конвергентных границах, где обнаруживаются вулканиты адакитовой серии.

3.3. Архейские эклогиты Балтийского щита и их значение для интерпретации механизма формирования ранней сиалической коры

Большинством исследователей процесс трансформации базальта в эклогит рассматривается в качестве главного фактора субдукции океанических плит, поскольку на каком-то интервале погружения происходит резкое увеличение плотности на 600 кг/м^3 . Поэтому отсутствие эклогитов в архейских комплексах многими исследователями воспринималась как доказательство “несубдукционного” сценария формирования ранней континентальной коры, а, следовательно, и специфической архейской геодинамики, принципиально отличной от постархейской плитовой тектоники [Vlaar, 1986 a,b; Davies, 1992, 1993]. Против возможности формирования эклогитов в архее часто используются представления о высоком геотермическом градиенте и, как следствие, высокой вероятности малоглубинной полной дегидратации базальтов до достижения давлений эклогитовой фации метаморфизма. В качестве аналогов таких условий предполагается рассматривать реконструированные условия формирования частично эклогитизированных мафических гранулитов калидонид Западной Норвегии [Bjørnerud, Austrheim, 2004]. Ряд аргументов против эклогитов как возможного источника расплавов ТТГ базируется на геохимических данных [Foley et al., 2002; Smithies, 2000]. И действительно, вплоть до самого последнего времени, как и в истории с архей-

скими офиолитами, древнейшими считались палеопротерозойские (2.0 млрд. лет) эклогиты пояса Усагаран, Танзания [Möller et al., 1995].

Недавнее открытие архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе Балтийского щита выдвинули эту структуру в число уникальнейших архейских объектов Мира. Впервые архейские эклогиты были обнаружены в восточной части Беломорского пояса в Гридинской зоне тектонического меланжа [Володичев и др., 2004]. Пиковые параметры эклогитового метаморфизма здесь оцениваются в 14.0–17.5 кбар и 740–865°C; U-Pb возраст цирконов, выделенных из эклогитового тела, составляет 2720.7 ± 5.8 млн. лет. Затем в центральной части пояса были открыты еще несколько крупных эклогитовых тел, которые получили название по месту первой их находки эклогиты Салмы [Konilov et al., 2004; Щипанский и др., 2005]. По предварительным данным их возраст оценивался в 2875 ± 11 млн. лет и был интерпретирован как возраст магматической кристаллизации во время эклогитовой фазии метаморфизма [Щипанский и др., 2005]. К настоящему времени обнаружено более десятка эклогитов тел, схема распространения которых приведена на рисунке 3.6. По всей видимости, в действительности их количество в центральной части Беломорского пояса может составлять не одну сотню.

Эклогиты центральной части Беломорского пояса в виде блоков различной формы и размера размещены среди тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гнейсов, которые здесь имеют мезо- и неоархейские изотопные возраста. Наиболее крупное эклогитовое тело обнажается вдоль южного берега пролива узкая Салма оз. Имандра и вкрест простираения пересекается федеральной автотрассой Санкт-Петербург–Мурманск. Оно прослежено по простираению примерно на 4 км при мощности около 300–400 м. Многочисленные тела эклогитов, вскрытые в стенках карьера Кура-Ваара у озера Чалма, достигают в поперечнике не более десяти метров (рис. 3.7).

Макроскопически эклогиты Салмы представляют собой массивную плотную породу, в которой выделяются многочисленные порфиروبласты розового граната в мелкозернистой матрице светло-зеленого цвета. Тела в различной степени подвержены амфиболизации – от тонких кайм вокруг граната до полностью замещенных амфиболом линейных зон или пятен. В шлифах обнаруживается характерная для ретроградно измененных эклогитов симплектитовая клинопироксен-плагиоклазовая структура, псевдоморфно развивающаяся по омфациту (рис. 3.8А). Подобные эклогиты, где омфацит сохраняется лишь локально в симплектитовых колониях или не сохраняется вовсе, известны во многих складчатых поясах фанерозоя. К счастью, в эклогитах Салмы удалось обнаружить небольшие участки, где сохранился первичный парагенезис $\text{Omph} + \text{Grt} + \text{Amph} + \text{Qz} + \text{Ru}$, позволяющий уверенно говорить об основной массе эклогитов Салмы как продуктах ретроградных изменений амфиболовых кварцевых эклогитов (рис. 3.8Б). В этом случае хорошо видно, что симплектитовые разности эклогитов Салмы являются продуктами декомпрессионного распада жадеитового минала в результате его реакции с кварцем, что приводит к формированию кислого плагиноклаза [Myson,

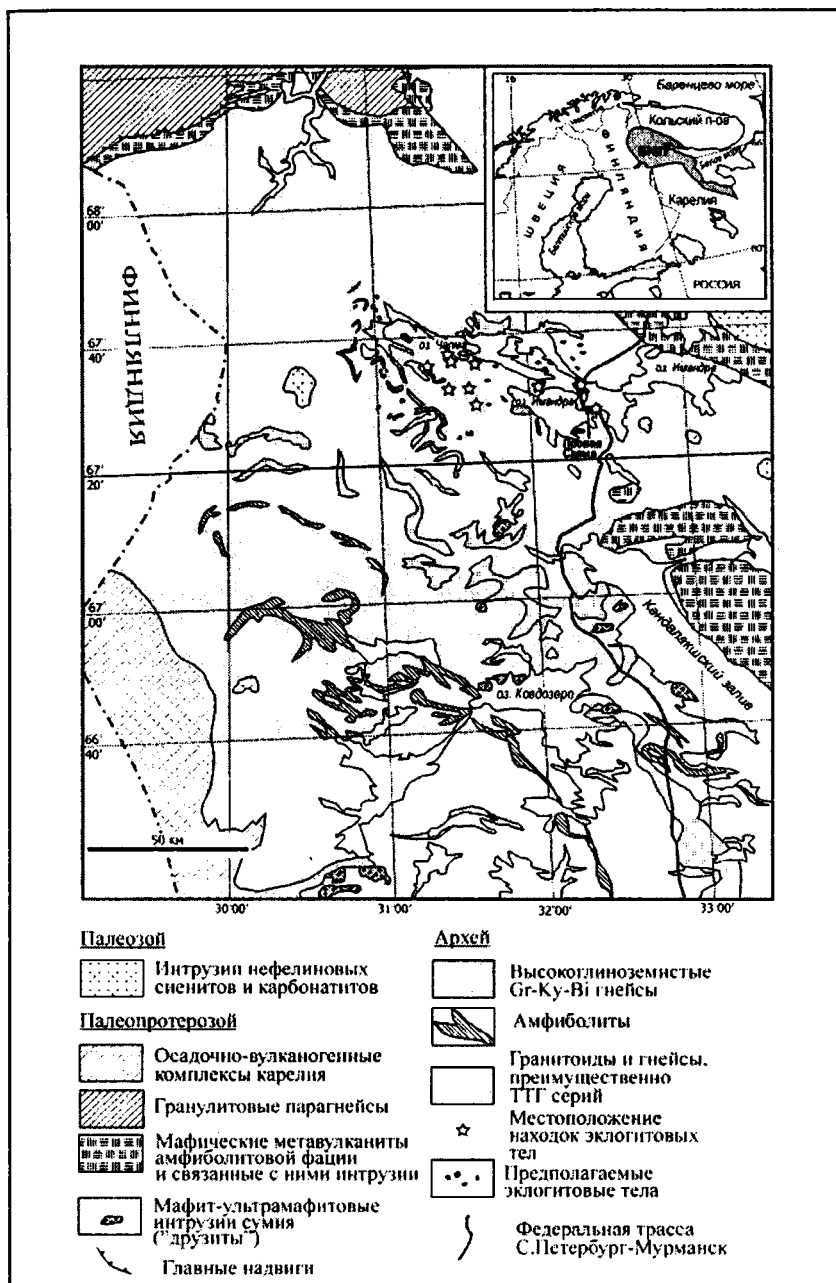


Рис. 3.6. Схема геологического строения центральной части Беломорского мобильного пояса, с указанием местоположения архейских эклогитовых тел

В правом верхнем углу на врезке – положение Беломорского мобильного пояса (БМП) на Балтийском щите

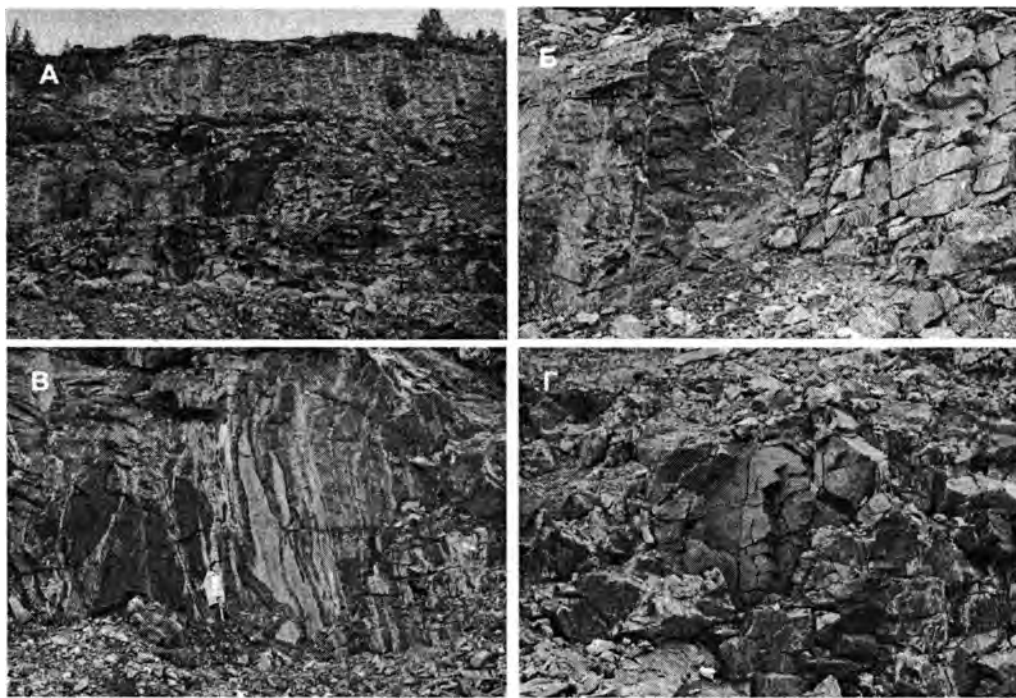


Рис. 3.7. Фотографии, иллюстрирующие положение эклогитовых блоков среди ТТГ гнейсов в стенках карьера Кура-Ваара (Чалмозеро)

А – общий план; высота верхнего уступа 10 м, нижнего – 5 м. Б – эклогитовый блок (5×3 м) на третьем уступе; у контактов с гнейсами эклогитовые парагенезисы полностью амфиболизированы. В – блок эклогитов с пиклогитами (зеленовато-серый цвет) на третьем уступе; заметим, что в пиклогитах не наблюдаются признаки частичного плавления. Г – небольшой (2×2 м) блок эклогитов среди ТТГ-гнейсов на четвертом уступе

Griffin, 1973]. Пиковые условия метаморфизма в эклогитах Салмы оценены приблизительно в 700–730°C и >14–15 кбар. Р-Т условия ретроградной стадии эволюции оценены в 7–12 кбар при температурах 600–750°C. Это подразумевает, что подъем к поверхности тел эклогитов Салмы происходил в условиях, близких к изотермическим.

Часто эклогитовые тела, т.е. породы, которые по химизму соответствуют низкокалиевым толеитовым базальтам, ассоциируют с породами более высокомагнезиальных составов (см. рис. 3.7В). По данным В.И. Пожиленко с соавторами [2002], последние могут принадлежать к коматиитам. Полученные нами данные позволяют различать среди этой группы пород как метаморфиты коматиитового состава ($MgO > 18$ вес.%, $TiO_2 < 1$ вес.%, сумма щелочей < 1 вес.%), так и метаморфиты пикритового состава (MgO – 12–18 вес.%), которые для удобства описания можно объединить термином пиклогиты [Anderson, Bass, 1984]. Несмотря на то,

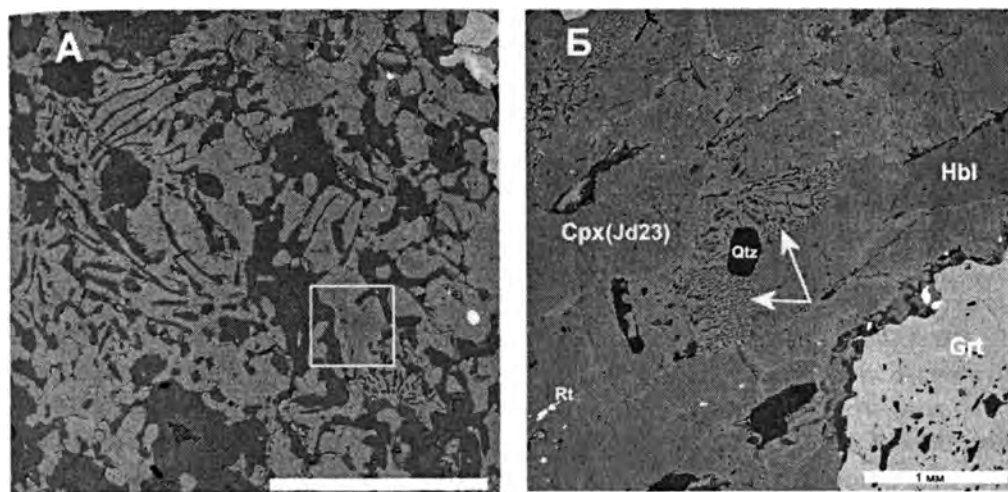


Рис. 3.8. Микрофотографии шлифов эклогитов Салмы, сделанные под электронным микроскопом в режиме вторичных электронов

А – микрофото симплектитовых колоний диопсидового клинопироксена (светло-серый цвет) и плагиоклаза (темно-серый цвет; в прямоугольнике участок, где сохранился омфацитовый клинопироксен с жадеитовым миналом 30%. Масштабная линейка – 1 мм; Б – микрофото первичного эклогитового парагенезиса, омфацитовый клинопироксен с жадеитовым (Jd) миналом 23% (Cpx)+амфибол (Hbl)+гранат (Grt)+кварц (Qtz))+рутил (Rt); стрелками помечены участки, где вокруг зерен кварца начинается декомпрессионный распад омфацита с образованием кислого плагиоклаза. Микрофотографии сделаны А.Н. Кониловым

что эти высокомагнезиальные породы не подверглись процессам эклогитизации, они сохраняют крайне важную информацию о возможных геодинамических условиях формирования эклогитов Салмы.

Выдающейся особенностью эклогитов Салмы является то, что в них запечатлены процессы их частичного плавления, имеющие прямое отношение к проблеме механизмов формирования ранней континентальной коры, что будет обсуждено ниже. На рисунке 3.9 показаны примеры частичного плавления эклогитов. Рисунок 3.9а демонстрирует начальную стадию сегрегации кислой выплавки, а рисунок 3.9б – кислую выплавку, выполняющую жильное тело. Поскольку такие расплавы нигде не выходят за пределы эклогитовых блоков, мы называем их “замороженными” расплавами, эксгумированными вместе с эклогитами. В пользу такой интерпретации свидетельствуют и имеющиеся данные по термобарометрии кианит-гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевой ассоциации, слагающей “замороженную” жилу, которые показывают, что она формировалась в условиях эклогитовой фации метаморфизма: $P \geq 13$ кбар, $T = 700\text{--}750^\circ\text{C}$. Датирование цирконов, выделенных из этой жилы, на SHRIMP показало ее изотопный возраст 2861 ± 31 млн. лет (СКВО=0.19) [Каулина и др., 2007], а средневзвешенное зна-

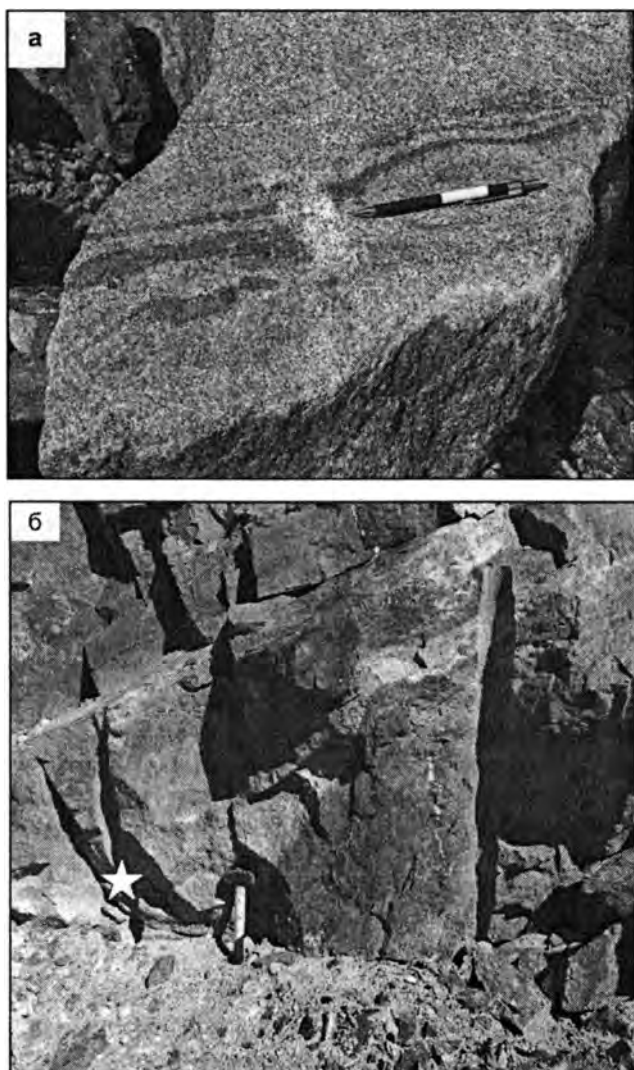


Рис. 3.9. Фотографии, иллюстрирующие процессы частичного плавления в эклогитах Салмы
 а – начальная стадия частичного плавления эклогита Салмы, сегрегация первых порций расплава; б – кислая адакитовая выплавка выполняющая жильное тело. Звездочкой показано местонахождение отбора изотопной пробы SB-805, показавшей мезоархейский возраст эклогитов

чение возраста по результатам датирования цирконов (17 точек) методом LAS ICPMS равно 2862 ± 11 млн. лет ($CKBO=0.42$) (Natarov et al., 2005). Кроме того, цирконы из этой замороженной жилы были подвергнуты также Lu-Hf изотопным исследованиям. Значения ϵ_{Hf} варьируют в пределах $+1 \div +6$. Модельные

возраста лишь на 200–100 млн. лет древнее возраста кристаллизации цирконов. Максимальный модельный возраст TDM около 3.04 млрд. лет, минимальный – 2.92 млрд. лет. Такие параметры модельных возрастов указывают на ювенильную природу цирконов и вмещающей их адakitовой жилы [Natarov et al., 2005].

В участках эклогитовых тел, где фиксируются такие “замороженные” расплавы, появляются пятнистые, линзовидные или полосчатые сегрегации эклогитовых пород, обогащенных гранатом и железисто-титанистыми окислами (см. рис. 3.9а). На выветрелой поверхности такие породы имеют ржавую окраску. По химическому составу они могут быть определены как Fe-Ti эклогитовые породы, поскольку содержания FeO* в них достигают 18–19 вес.%, а TiO₂ – 2.5 вес.%. И по геологическим соотношениям, и по геохимическим характеристикам эти породы, скорее всего, являются реститовыми, возникшими как реститовая фаза частичного плавления собственно эклогитов. Вследствие этого обстоятельства в дальнейшем такие породы мы будем называть железо-титанистыми (Fe-Ti, для краткости) реститовыми эклогитами.

На рисунке 3.10 показано положение фигуративных точек составов исследованных комплексов на диаграмме MgO–SiO₂, показывающей, что в самом общем виде в центральном Беломорье выделяются две группы архейских пород: группа мафит-ультрамафитов, включающая собственно эклогиты и ассоциирующие с ними более высокомагнезиальные разности (пиклогиты), и группа вмещающих их гнейсов, которые по составу варьируют от тоналитов до лейкотрондьемитов.

Все исследованные на сегодняшний день эклогитовые тела Салмы по химическому составу относятся к низкокалиевым толеитовым базальтам. Их Mg#[(Mg²⁺/Mg²⁺+Fe²⁺), в молекулярных количествах] варьируют от ~0.6 до ~0.7,

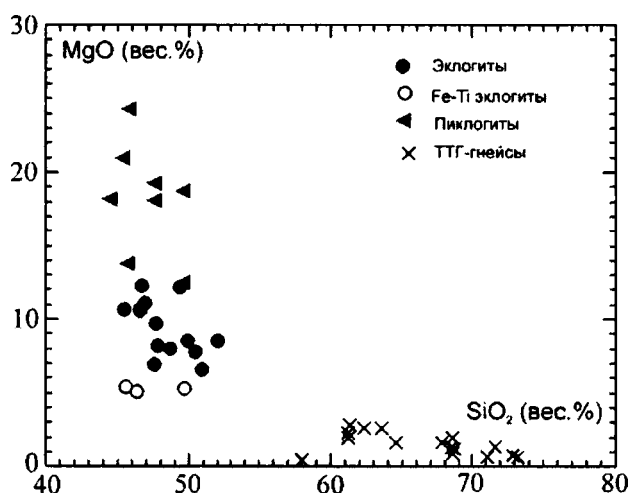


Рис. 3.10. Вариационная диаграмма в координатах MgO–SiO₂ (весовые проценты) опробованных комплексов центральной части Беломорского пояса

свидетельствуя о том, что базальтовые протолиты эклогитов были сформированы из практически первичных верхнемантийных расплавов, без существенной последующей их фракционной кристаллизации.

По геохимии малых элементов они обнаруживают заметное сходство с толеитами N-MORB. Спектры распределения РЗЭ во всех опробованных телах эклогитов обнаруживают заметное сходство с таковыми N-MORB, отличаясь от последних большей степенью деплетации, особенно в части легких редких земель (рис. 3.11а). Подобная картина может быть обусловлена двумя причинами. Во-первых, большими степенями частичного плавления по сравнению с современными MORB деплетированного архейского верхнемантийного источника, когда генерировались базальтовые протолиты беломорских эклоги-

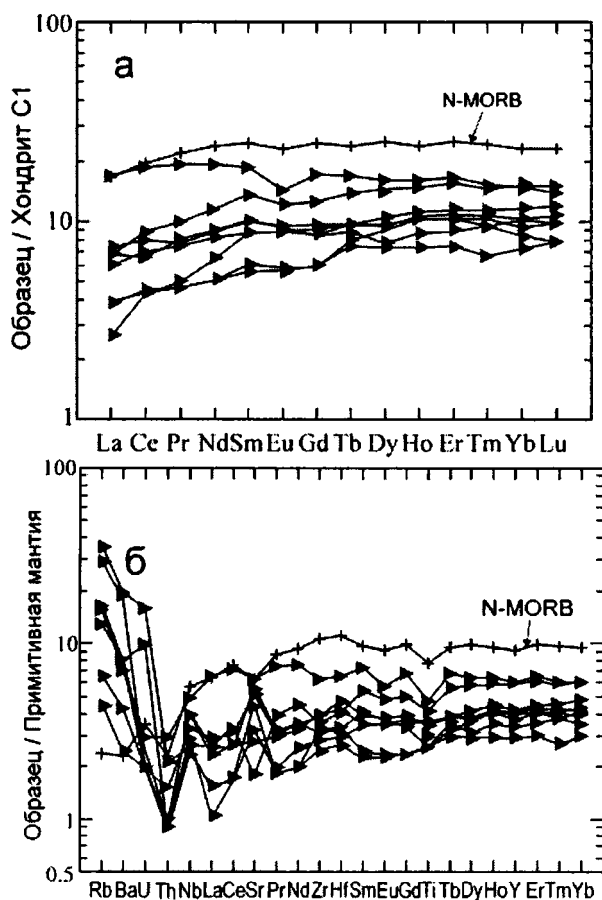


Рис. 3.11. Геохимические особенности эклогитов Салмы

а – нормированные к хондриту C1 содержания редкоземельных элементов в эклогитах Салмы; хондрит C1 по [Sun, McDonough, 1989]; б – спайдерграмма распределения малых элементов в эклогитах Салмы. Примитивная мантия и N-MORB по [Hofmann, 1988]

тов. И, во-вторых, не исключено, что практически все исследованные тела эклогитов сами испытали начальные стадии частичного плавления. Нормированные к примитивной мантии спектры распределения малых элементов архейских эклогитов Беломорья показывают аналогичные их характеристики, также близкие N-MORB (рис. 3.11б). Исключение составляет лишь некоторая обогащенность крупно-ионными литофилами – элементами, наиболее подвижными в процессах метаморфизма и частичного плавления. Из некогерентных элементов, которые рассматриваются в качестве инертных в процессах такого рода, особое внимание обращает на себя наличие в эклогитах хорошо выраженной положительной аномалии Nb. Среднее значение Nb^*/Nb для исследованных эклогитов Беломорья составляет около 6, что существенно превышает таковое для современных MORB (~1–1.2). Хорошо известно, что главным концентратом Nb среди породообразующих минералов является рутил, рассматриваемый в качестве главной фазы, обеспечивающий баланс этого элемента в субдукционном процессе [Reyerson, Watson, 1987; McDonough, 1991; Klemme et al., 2002]. Действительно, рутил является важнейшей фазой в первичном парагенезисе эклогитов Салмы; в результате наложенных метаморфических процессов он замещается ильменитом. Однако в данном случае нет оснований говорить о том, что этот рутил является реститовым. Следовательно, высокие концентрации Nb в эклогитах Беломорья, отражаемые ярко выраженными положительными аномалиями Nb, связаны с первичными причинами формирования расплавов, ставших протолитами эклогитов.

Fe-Ti эклогиты сильно отличаются от вмещающих эклогитов MORB-типа, что выражается в их заметной обогащенности окислами железа ($Fe_2O_3^* \approx 17$ –22 вес.%) и титана ($TiO_2 \approx 1.52.5$ вес.%). Соответственно величины $Mg\#$ располагаются в интервале 0.36–0.41. Сильный контраст в магнезиальности Fe-Ti эклогитов и эклогитов MORB-типа не позволяет интерпретировать их в качестве возможных поздних дифференциатов первичных верхнемантийных расплавов. Из малых элементов обращают на себя внимание высокие концентрации ванадия: ~1000 г/т в сравнении с ~200 г/т в эклогитах MORB-типа. Подобный тип высокожелезистых и высокотитанистых эклогитов с высокими содержаниями V известен среди каледонских эклогитов Норвегии, где они служат источником промышленной добычи титана из легко извлекаемого концентрата рутила. Известны Fe-Ti эклогиты и в поясе ультравысоких высоких давлений Сула в восточном Китае, где их петрогенезис связывается с неопротерозойскими интрузиями магматизма горячих точек (OIB-тип) [Liu et al., 2007].

Несмотря на петрохимическую схожесть с упомянутыми эклогитами Норвегии и Китая, Fe-Ti эклогиты Беломорья по геохимии малых элементов невозможно отнести к OIB-типу. Их распределения показывают сильную деплетацию в легкой части спектра и, наоборот, заметное обогащение в тяжелой по сравнению с вмещающими эклогитами MORB-типа (рис. 3.12а). На спайдерограмме распределения малых элементов хорошо видно, что их спектры в Fe-Ti эклогитах Бело-

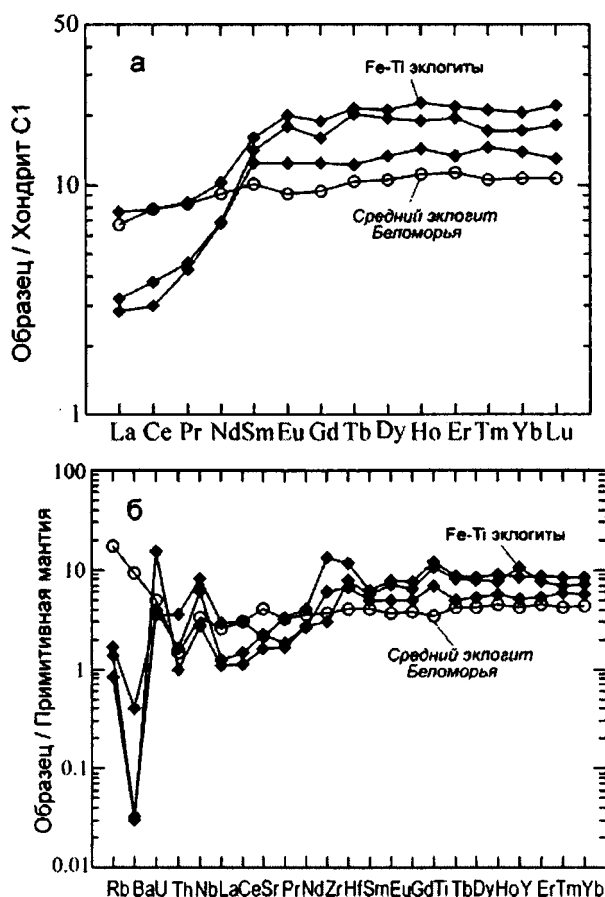


Рис. 3.12. Геохимические особенности Fe-Ti эклогитов Салмы

а – нормированные к хондриту C1 содержания редкоземельных элементов в Fe-Ti эклогитах Салмы; хондрит C1 по [Sun, McDonough, 1989]; б – спайдерграмма распределения малых элементов в Fe-Ti эклогитах Салмы; примитивная мантия по [Hofmann, 1988]

морья имеют характеристики, далекие от OIB (рис. 3.12б). Сравнение же с картиной распределения малых элементов в эклогитах MORB-типа ясно указывает на то, что Fe-Ti эклогиты обнаруживают заметное обогащение группой некогерентных высокзарядных элементов (HFSE) – Nb, Zr, Hf и Ti и, наоборот, деплетацию когерентными элементами – Rb, Ba, Sr и легкими РЗЭ. По сравнению с эклогитами MORB-типа в Fe-Ti эклогитах наблюдается примерно полуторно-двукратное обогащение ниобием: $Nb^*/Nb=8-13.5$. Подобные особенности состава Fe-Ti эклогитов, а также полевые наблюдения их связи с процессами частичного плавления свидетельствуют о том, что эта группа эклогитов, скорее всего, представляет реститовые эклогиты, образовавшиеся в результате частичного плавления рутиловых эклогитов MORB-типа.

Пиклогиты по химическому составу могут быть формально разделены на разновидности пикритового состава ($12 \text{ вес.}\% > \text{MgO} < 18 \text{ вес.}\%$) и коматиитового состава ($\text{MgO} > 18 \text{ вес.}\%$, $\text{TiO}_2 < 1 \text{ вес.}\%$). Хотя в пиклогитах, как и в эклогитах, не сохраняются первичные текстурные признаки пород, позволяющие определить их принадлежность к эффузивным или интрузивным фациям, есть основания полагать, что их протолиты изначально представляли собой, вероятно, переслаивавшиеся между собой лавовые образования базальтов, пикритов и коматиитов (см. рис. 3.7В). Образцы пиклогитовых тел обнаруживают отчетливые положительные аномалии ниобия ($\text{Nb}^*/\text{Nb} \sim 4$), что также указывает на несомненные генетические связи между эклогитами и пиклогитами. Положительная аномалия Nb является индикативной для толеитов, пикритов и коматиитов океанических плато, сформировавшихся над кровлей глубинных мантийных плюмов [Kerr, 2003]. Хотя мантийно-плюмовый магматизм может происходить и в континентальных обстановках (траппы), имеющиеся изотопные и геохимические данные по эклогитам и пиклогитам Беломорья показывают отсутствие в них признаков коровой контаминации.

Вмещающие эклогиты гнейсы принадлежат к натриевому ряду ($\text{Na}_2\text{O}/\text{O} \Rightarrow 1.5$) магматических пород, которые по составу варьируют от кварцевых диоритов до высокоглиноземистых ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15 \text{ вес.}\%$) трондьемитов. По индексу насыщенности глиноземом (A/CNK), как правило, превышающему 1, они являются пералюминиевыми. Большая часть проб характеризуется высокими для гранитоидов значениями $\text{Mg}\# = 0.45\text{--}0.53$, характерными для современных адакитов [Drummond et al., 1996]. Однако заметим при этом, что, в отличие от современных адакитов, беломорские гнейсы при такой магнезиальности имеют низкие концентрации Ni и Cr.

Как и в других областях развития ТТГ-гнейсов, беломорские гнейсы по особенностям распределения РЗЭ могут быть разделены на две группы. Наиболее многочисленная имеет сильно фракционированные спектры с сильным обогащением легкими РЗЭ и обеднением тяжелыми РЗЭ ($\text{La/Yb}_N > 20$) (рис. 3.13а). Для этой группы также характерны высокие отношения Sr/Y ($\sim 40\text{--}100$), что, в совокупности с повышенной глиноземистостью, позволяет отождествлять эти породы с адакитами, а их происхождение связывать с процессами частичного плавления базитового источника с обязательным присутствием граната и, возможно, амфибола, но не плагиоклаза [Martin, 1986, 1994; Defant, Drummond, 1990, Drummond et al., 1996]. Вторая группа гнейсов проявляет менее фракционированные спектры распределения РЗЭ с более высокими концентрациями тяжелых РЗЭ ($\text{La/Yb}_N \sim 10\text{--}12$), а также более низкими отношениями Sr/Y ($\sim 12\text{--}20$), что отражает существенный контроль их петрогенезиса плагиоклазом либо в процессе частичного плавления, либо при последующей фракционной дифференциации расплава.

В общем объеме ТТГ-гнейсов резко преобладает первая группа, что находит отражение в их среднем составе [Martin, 1994]. Спайдерограмма распределения малых элементов (рис. 3.13 б) прекрасно иллюстрирует то, что беломорские гней-

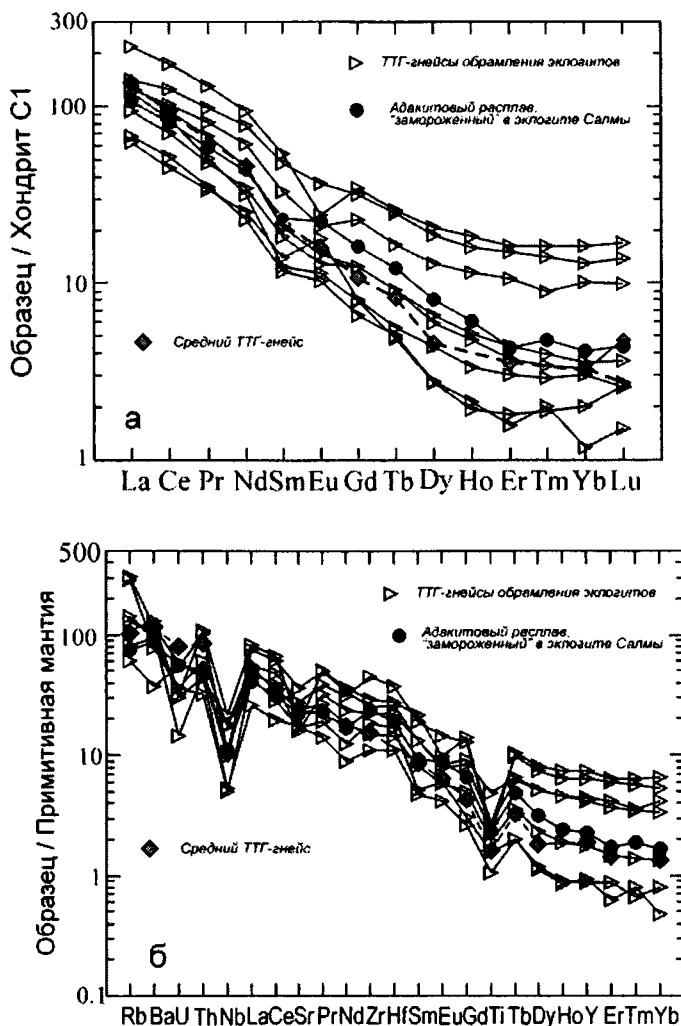


Рис. 3.13. Геохимические особенности ТТГ-гнейсов Центрального Беломорья

а – нормированные к хондриту C1 содержания редкоземельных элементов в ТТГ-гнейсах; хондрит C1 по [Sun, McDonough, 1989]. б – спайдерграмма распределения малых элементов в ТТГ-гнейсах. Примитивная мантия по [Hofmann, 1988]. Средний архейский ТТГ-гнейс по [Martin, 1994]

сы являются типичными представителями ранней “серогнейсовой” континентальной коры, отличающейся от известково-щелочных островодужных серий фанерозоя сильным фракционированием редкоземельных элементов и очень низкими содержаниями в “тяжелом” спектре [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. В контексте проблемы происхождения ранней континентальной коры особую значимость имеет “замороженная” в эклогитовом теле кислая выплавка. Ее состав практи-

чески точно соответствует среднему составу ТТГ-гнейсов, а, следовательно, он может рассматриваться в качестве репрезентативного в обсуждаемых ниже вопросах геодинамики формирования эклогитов, их частичного плавления и генерации ранней континентальной коры.

Впечатляющую картину генетических взаимосвязей формирования ранней континентальной коры и процессов частичного плавления эклогитов демонстрирует рисунок 3.14. Практически полная геохимическая комплементарность состава “замороженной” в эклогите Салмы кислой трондьемитовой выплавки с адакитовыми характеристиками и реститовыми Fe-Ti эклогитами, сформировавшимися в результате частичного плавления эклогита MORB-типа, не требует особых комментариев.

Следует заметить, что теоретически подобная картина частичного плавления эклогитов как механизма формирования ранней континентальной коры была неоднократно продемонстрирована как экспериментальными работами, так и данными геохимического моделирования [напр., Rapp et al., 1991, 2003; Sen, Dunn, 1994; Rapp, Watson, 1995; Wyllie et al., 1997; Жариков, Ходоровская, 1993 и др.]. Однако природные объекты, демонстрирующие такого рода процессы, вплоть до открытия эклогитов Салмы известны не были, что оставляло значительную неопределенность в геохимическом моделировании и выборе параметров для экспериментальных работ.

В недавно вышедшем обзоре экспериментальных исследований, посвященных происхождению ТТГ-расплавов [Moyen, Stevens, 2006], показано, что по-

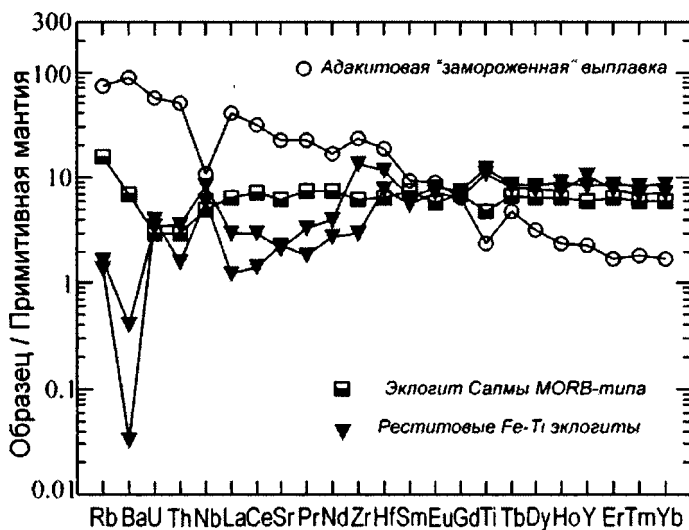


Рис. 3.14. Спайдерграммы распределения малых элементов в эклогитах Салмы и “замороженном” кислом расплаве

Иллюстрируют практически полную комплементарность адакитового ТТГ-гнейса и реститового Fe-Ti эклогита; примитивная мантия по [Hofmann, 1988]

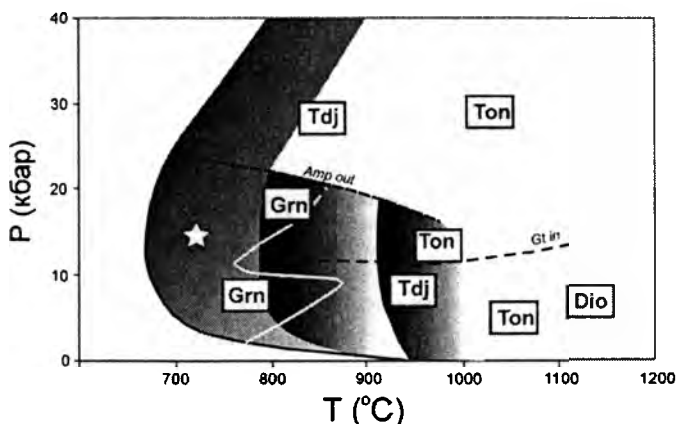


Рис. 3.15. Положение “замороженной” адакитовой выплавки в эклогитах Салмы (белая звездочка) на петрологической диаграмме в P–T координатах

Суммированы результаты по экспериментально полученным составам расплавов при плавлении базитов [Moyen, Stevens, 2006]. Grn – гранит, Tdj – трондьемит, Ton – тоналит, Dio – диорит. Показаны также поля устойчивости амфибола и граната. Белая кривая – положение солидуса дегидратационного плавления базальта по [Lopez, Castro, 2000]

давяющий объем экспериментов производился в режимах недосыщенного H_2O плавления, что требует высоких температур (900–1100 °C). Однако при таких параметрах в экспериментах по частичному плавлению базитов продуцируются преимущественно тоналитовые расплавы (рис. 3.15), тогда как среди архейских ТТГ-гнейсов резко преобладают высокоглиноземистые трондьемиты. Задаваемые в экспериментах высокие температуры происходят от априорно принимаемых представлений о высоких геотермических градиентах в архее. Но при таких условиях очень велика вероятность малоглубинной полной дегидратации базальтов до достижения давлений эклогитовой фации метаморфизма [Björnerud, Austrheim, 2004].

В ряде публикаций последних лет показано, что составы, наиболее адекватно отвечающие составам архейских ТТГ ассоциаций, как в части главных элементов, так и в части их геохимических характеристик, возникают в экспериментах по водонасыщенному плавлению базитов в условиях эклогитового метаморфизма в поле стабильности рутила [Prouteau et al., 1999; Barth et al., 2002; Xiong et al., 2005; Xiong, 2006; Moyen, Stevens, 2006]. Рутил является главной минеральной фазой, способной обеспечить комплементарность Nb отрицательной аномалии, наблюдаемой во всех ТТГ-гнейсах архея [McDonough, 1991]. Следовательно, он должен был присутствовать в заметных количествах в реститовых рутиловых эклогитах, которые до недавнего времени в виду их отсутствия среди архейских комплексов считались полностью погруженными в глубокие горизонты мантии [Rudnick et al., 2000].

В недавних экспериментах по частичному плавлению базитов в водонасыщенных условиях (2–5 вес.% H_2O) при $P=20$ кбар и $T\sim 1000^\circ C$ был получен тоналитовый расплав ($SiO_2=56\text{--}63$ вес.%), равновесный с рутил-содержащей эклогитовой ассоциацией – Grt+Amph+Cpx+Fe-Ti окислы [Xiong et al., 2005; Xiong, 2006], подобной тому, что наблюдается в Fe-Ti реститовых эклогитах Салмы.

Однако имеющиеся данные по термобарометрии эклогитов Салмы показывают, что их частичное плавление не должно было происходить при температурах, заметно превышающих $700\text{--}750^\circ C$. На рисунке 3.15 показано, что частичное плавление эклогитов Салмы осуществлялось при температурных параметрах ниже солидуса дегидратационного плавления базальта, но близких к плоскости солидуса водонасыщенного базальта. Существуют петрологические свидетельства присутствия в эклогитах Салмы гидроксилсодержащих минералов, сохранность которых невозможно представить в высокотемпературных ($\sim 1000^\circ C$) режимах метаморфизма и частичного плавления [Щипанский, Конилов, 2007]. И, наоборот, сохранность таких минералов могла быть легко обеспечена в открытой системе, когда поступление большого количества водного флюида снижало солидус частичного плавления до температур $\sim 700\text{--}750^\circ C$ при давлениях эклогитового метаморфизма (~ 15 кбар).

Согласно имеющимся оценкам [Proureau et al., 1999], современные дацитовые расплавы, возникшие за счет плавления погружающихся слэбов океанической коры, т.е. адакиты, содержали около 10 вес.% воды при $900^\circ C$, или даже больше – при более низких температурах. Такие высокие содержания воды необходимы для того, чтобы “подавить” возможность ранней кристаллизации плагиоклаза (высокие отношения Sr/Y в расплаве), тогда как остальные ликвидусные минералы – гранат, клинопироксен и амфибол – остаются стабильными (высокие La/Yb отношения в расплаве), что, собственно, и наблюдается в частичных выплавках эклогитов Салмы и беломорских гнейсов.

К механизму формирования ранней континентальной коры имеет непосредственное отношение еще одно важное свойство водонасыщенного плавления эклогитов. В условиях “сухого” и даже дегидратационного плавления эклогитов возникавшие кислые расплавы должны были бы обладать очень высокой вязкостью. В этом случае их подъем к поверхности был бы чрезвычайно затруднен, если бы был вообще возможен. Однако экспериментальные исследования показывают, что вязкость кислых расплавов в водонасыщенных условиях катастрофически падает и становится близкой к таковой базальтовых расплавов [Richet et al., 1994]. Кроме того, с возрастанием объема выплавки прочность пород уменьшается экспоненциально [Rutter, Neumann, 1995]. Уменьшение прочности эклогитов при их плавлении могло приводить к разрушению погружавшейся плиты, с последующим подъемом сегрегированных частичных расплавов ТТГ-состава, захватывавших эклогитовые блоки, к поверхности. Имеющиеся данные по термобарометрии эклогитов Салмы и вмещающих их пород показывает, что подобный механизм мог обеспечивать подъем эклогитов в “ТТГ-расплавной каше” минимум на 25–30 км,

т.е. на уровень средней части формировавшейся ювенильной коры. Дальнейшая их эксгумация происходила когерентно с вмещающими ТТГ-гнейсами и, по-видимому, была связана со свекофеннскими тектоно-термальными событиями.

И водонасыщенные условия плавления эклогитов, и петрологические данные об условиях формирования эклогитов с сохранившимся в них свидетельствами проградной ветви метаморфизма, также как и изотопно-геохронологические данные о, как минимум, двух разновозрастных группах эклогитов (нео- и мезоархейских) оставляют мало сомнений в том, что геодинамический механизм их формирования был связан с процессами субдукции океанической коры. Если принять минимальные давления, запечатленные в парагенезисах эклогитов центральной части Беломорского пояса, в ~ 15 кбар, то геотермический градиент вдоль поверхности погружавшихся архейских слэбов составлял $12\text{--}13^\circ\text{C}/\text{км}$, что соответствует параметрам “пологой и теплой” субдукции современных океанических плит [Peacock, Wang, 1999]. В подобных условиях субдукции происходит формирование амфиболовых и амфибол-цоизитовых эклогитов, аналогичных по своим характеристикам эклогитам Салмы, тогда в обстановках “крутой и холодной” субдукции с градиентом $5\text{--}7^\circ\text{C}/\text{км}$ образуются более глубоинные лавсонитовые эклогиты [Hacker et al., 2003].

На рисунке 3.16 в координатах Р-Т параметров метаморфизма показано положение архейских эклогитов центральной части Балтийского щита и нанесены расчетные траектории геотерм погружения океанической литосферы разного возраста. Как можно видеть, положение архейских эклогитов Балтийского щита таково, что возраст архейских океанических плит до момента их погружения в зоны субдукции оказывается очень значительным, $\sim 100\text{--}150$ млн. лет. Это неплохо согласуется с данными по Hf-изотопии, согласно которым T_{DM} эклогитов на $100\text{--}150$ млн. лет древнее их U-Pb изотопных возрастов. За такой длительный интервал времени океаническая кора, выплавленная даже в более высокотемпературных обстановках частичного плавления верхней мантии или более глубоких ее горизонтов (симатическая кора океанических плато), неизбежно должна была остыть. В современных обстановках генерация адакитов за счет плавления молодых слэбов происходит в условиях, где в зоны конвергенции погружаются молодые и горячие океанические плиты, возраст которых, как правило, не превышает 25 млн. лет. В тех же зонах конвергенции, где происходит субдукция холодной и более древней океанической коры с возрастом ~ 150 млн. лет, островодужного магматизма не происходит [Abbott, Hoffman, 1984]. Почему же могли происходить процессы эклогитизации и частичного плавления погружавшихся в зоны субдукции архейских океанических плит, что приводило к генерации значительных порций ранней континентальной коры?

Причина здесь видится в кардинальных различиях в строении и структуре фанерозойской океанической коры и архейской океанической коры [Щипанский, Конилов, 2007]. В архее при более высоких мантийных температурах должна была генерироваться океаническая кора большей мощности, чем современная:

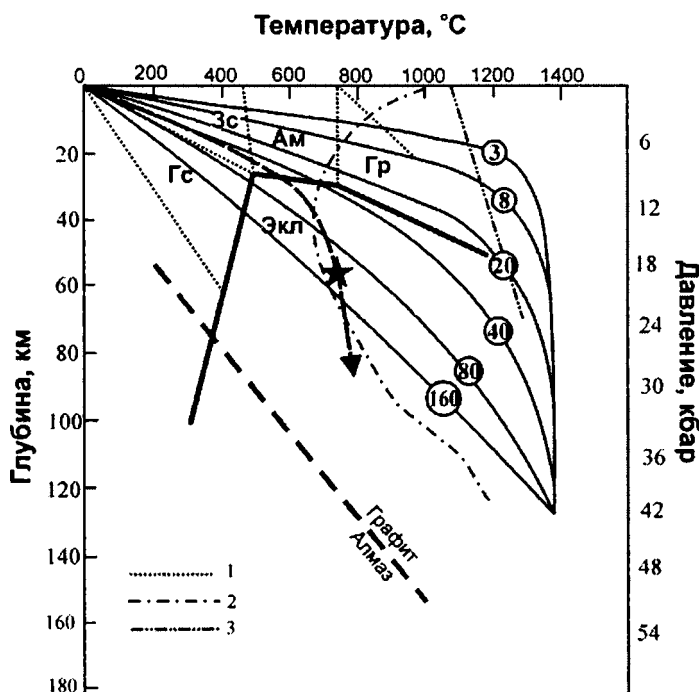


Рис. 3.16. Положение архейских эклогитов центральной части Балтийского щита (обозначены звездочкой) на петрогенетической Р–Т диаграмме фаций метаморфизма

Приведены расчетные кривые геотерм субдуцируемой океанической литосферы разного возраста – 3, 8, 20, 40, 80 и 160 млн. лет по [Parsons, Sclater, 1977; Abbott, Hofmann, 1984]. 1 – границы метаморфических фаций (Зс – зеленосланцевой, Гс – голубых сланцев, Ам – амфиболитовой, Гр – гранулитовой, Экл – эклогитовой); 2, 3 – солидус базальта [Wyllie et al., 1997]: 2 – водонасыщенного, 3 – безводного

20–25 км против 6–7 км. В отличие от современной океанической коры, в общем обладающей униформным толеитовым составом, архейская океаническая кора, вероятно, имела структуру “слоеного пирога”, где базальты переслаивались с высокомагнезиальными вулканитами (см. рис. 2.1). Этот вывод находит подтверждение и в изложенных выше данных об эклогитах и пиклогитах, которые принадлежали к единой постройке симатической коры, генерированной глубинными мантийными плюмами.

Сонахождение в едином разрезе субдуцирующей архейской симатической постройки различных по литологии разновидностей вулканитов, т.е. основных (базальты) и высокомагнезиальных (пикриты, коматииты) пород (см. рис. 3.7В), представляется важнейшей причиной, объясняющей происхождение архейских ТТГ-расплавов в низкотемпературных водонасыщенных условиях. Рожденные высокотемпературными мантийными плюмами, пикриты и коматииты являлись

резервуаром для водной флюидной фазы, которая служила “спусковым крючком” начала частичного плавления эклогитов в зонах конвергенции архейских плит. Судя по эклогитам Салмы, базальтовая часть субдуцирующего разреза была практически полностью дегидратирована и трансформирована в эклогиты, тогда как высокомагнезиальные разности сохраняли высокие содержания воды, кристаллографически связанной в минералах группы серпентина, полная дегидратация которых происходит при таких температурах на гораздо больших глубинах [Ulmer, Trommsdorff, 1995]. Массовый привнос водного флюида в полностью эклогитизированные базальтовые слои из высокомагнезиальных разностей снижал солидус начала частичного плавления эклогитов до $\sim 700\text{--}750^\circ\text{C}$, формируя ТТГ-расплавы ранней архейской континентальной коры. Рисунок 3.17 иллюстрирует эту модель механизма формирования ранней архейской континентальной коры в сравнении с моделью формирования современной океанической коры, где формируются островодужные известково-щелочные расплавы за счет плавления гидратированной мантии над зоной субдукции.

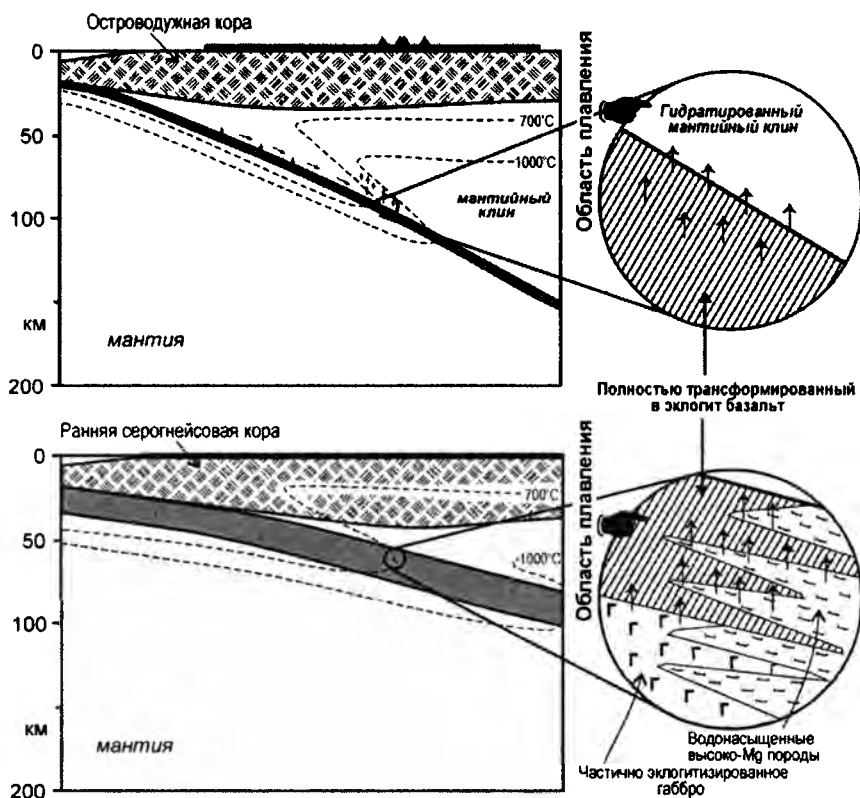


Рис. 3.17. Схемы, иллюстрирующие принципиальные различия в механизмах формирования современной ювенильной (островодужной) континентальной коры (вверху) и ранней архейской (серогнейсовой) континентальной коры (внизу)

3.4. Выводы

Первые признаки развития субдукционных процессов в истории Земли относятся к эоархею. Бониниты, островодужные пикриты и толеиты, идентифицированные в поясе Исуа, относятся к индикаторным комплексам фанерозойских интраокеанических зон плитовой конвергенции. С процессами частичного плавления полого погружавшихся архейских океанических плит, по-видимому, было связано формирование основного объема ТТГ-гнейсов, т.е. ранней континентальной коры. Доминирование в архее ТТГ-гнейсов с адакитовыми геохимическими характеристиками свидетельствует о господстве в это время режима пологой субдукции, что могло быть обусловлено большей плавучестью более мощных по сравнению с фанерозойскими океанических плит. В подчиненном объеме в архее генерировались и ТТГ-гнейсы с геохимическими характеристиками, типичными для известково-щелочных островодужных АДР серий, эффузивные аналоги которых сохраняются во многих зеленокаменных поясах. В неоархее такие островодужные средне-кислые вулканиты появляются в значительных объемах, что указывает на довольно широкое развитие зон конвергенции с крутым стилем субдукции, который преобладает в фанерозойской геодинамике. Как и в фанерозое, главной движущей силой, затаскивающей океанические плиты в мантию, вероятно, был фазовый переход базальта в эклогит, который осуществлялся по более “горячему” пути трансформации базальта в амфибол-цоизитовые эклогиты, а не лавсонитовые эклогиты, свойственные зонам крутой субдукции древних и холодных океанических плит. Однако время жизни океанических плит, по крайней мере, в позднем архее при этом могло быть значительным и превышать 80 млн. лет.

4. РАННЯЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА

4.1. Гранитоиды – показатели сиалической коры

Более 41% земной поверхности занимают континенты, которые возвышаются над океаническими бассейнами благодаря присутствию пород с пониженной плотностью – фельзических и средних по составу. Эти породы преобладают в верхних частях земной коры континентов, что уникально для солнечной системы и, вероятно, напрямую связано с присутствием жидкой воды на Земле [Rudnick, Fountain, 1995, и цитированные в этой работе источники]. Континентальная кора по кремнекислотности средняя и содержит значительную часть (от валового содержания во всей Земле) некогерентных элементов-примесей (35–55% таких элементов, как Rb, Ba, K, Pb, Th и U).

По скоростям прохождения сейсмических волн и другим признакам континентальная кора подразделяется на три уровня. Нижняя кора сложена преимущественно мафическими породами состава примитивного базальта, метаморфизованными в гранулитовой фации, суммарной мощностью 16–17 км. Средняя кора (12–17 км) сложена породами промежуточного (среднего) и основного состава со значительными содержаниями K, Th, U. Верхняя кора (10–14 км) сложена фельзическими породами, преимущественно гранитоидами, и одержит подавляющую массу некогерентных элементов-примесей [Rudnick, Fountain, 1995].

Гранитоиды формируются в разных и не всегда очевидных тектонических обстановках. Наиболее яркими из них являются “офиолитовые плагиограниты” в центрах океанического спрединга; надсубдукционные граниты энсиматических островных дуг и активных континентальных окраин; гранитоиды коллизионных зон; так называемые анорогенные граниты, обычно объясняемые плавлением нижней коры под воздействием тепла разогретой (аномальной) мантии или в связи с внедрением мантийных расплавов. Как правило, гранитоиды образуют локальные интрузии, штоки и батолиты. Вместе с тем общеизвестно, что обширные площади глубоко эродированных складчатых областей, например древних щитов, на 70% сложены гранитоидами, по преимуществу лейкократовыми, утратившими прямые тектонические признаки своего происхождения, а суждения об их генезисе основываются на геохимических и других косвенных данных. Эти ареальные гранитоиды образуют сложные купольные ансамбли [Розен, Федоровский, 2001]. Гранитоиды обособляются в верхней коре вследствие низкой плот-

ности, формируют здесь так называемый “гранитно-метаморфический” слой и являются диагностическим признаком зрелой континентальной коры.

Подавляющую часть современной площади распространения образований раннего докембрия занимают гранитоиды. Овоидные в плане гранитные батолиты окружены осадочно-вулканогенными поясами в большинстве архейских гранит-зеленокаменных областей и внедрялись в форме субгоризонтальных пластин [Eriksson et al., 2004], подвергаясь позднее процессам диапиризма. Гранитоиды включают множество разновидностей, но в первом приближении по составу образуют две группы: 1) тоналит-трондьемит-гранодиоритовую (ТТГ) ассоциацию, метаморфизованные аналоги которой известны как “серые гнейсы”, 2) гранодиорит-гранит-монцогранитную, преимущественно синтетектоническую, и сиенит-гранитную, посттектоническую, ассоциации [Eriksson et al., 2004]. Обе последние ассоциации далее рассматриваются как просто граниты. Этим группам по составу частично соответствуют гранитоиды островодужных палеосистем, представляющие супрасубдукционные магмы, нередко синхронные вулканитам и не относящиеся к категории самостоятельных гранитоидных групп.

4.2. Тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация – определяющий компонент первичной сиалической коры

Тоналиты, трондьемиты и гранодиориты, образующие единые серии, составляют подавляющий объем архейской ювенильной коры. ТТГ-серии архея в основном представлены биотит-кварц-олигоклазовыми ($\pm$ микроклин, роговая обманка, пироксен) полосчатыми гнейсами и мигматитами – “серыми гнейсами”, возникшими вследствие метаморфизма интрузивных тел или вулканических толщ. По химическому составу они образуют обособленную группу (рис. 4.1А) и классифицируются как гранитоиды I типа [Martin, 1994]. Собственно интрузии тоналит-трондьемитов известны с эоархея [Nutman et al., 1999]. Им нередко сопутствуют эффузивные аналоги средне-кислого состава, среди которых доминирует адакитовый тип вулканитов.

Системные исследования Архейских ТТГ в гранит-зеленокаменном террейне Барбертон (Южная Африка), позволили выделить три различные ассоциации: (1) – относительно высококалиевые граниты и гранитоиды, а также трондьемиты, образовавшиеся при плавлении фельзических, обогащенных источников, таких, как предшествовавшие ТТГ или фельзические породы – осадки, кислые лавы, слагавшие супракрустальный разрез. Собственно ТТГ разделены на (2) – высокостронциевые ТТГ – большей частью трондьемиты, выплавлявшиеся из базальтового протолита при давлениях выше 20 кбар, и (3) – низкостронциевые ТТГ, варьирующие от тоналитов до трондьемитов и гранодиоритов, выплавлявшихся из амфиболитов при низких давлениях и относительно высоких температурах [Moyen et al., 2007].

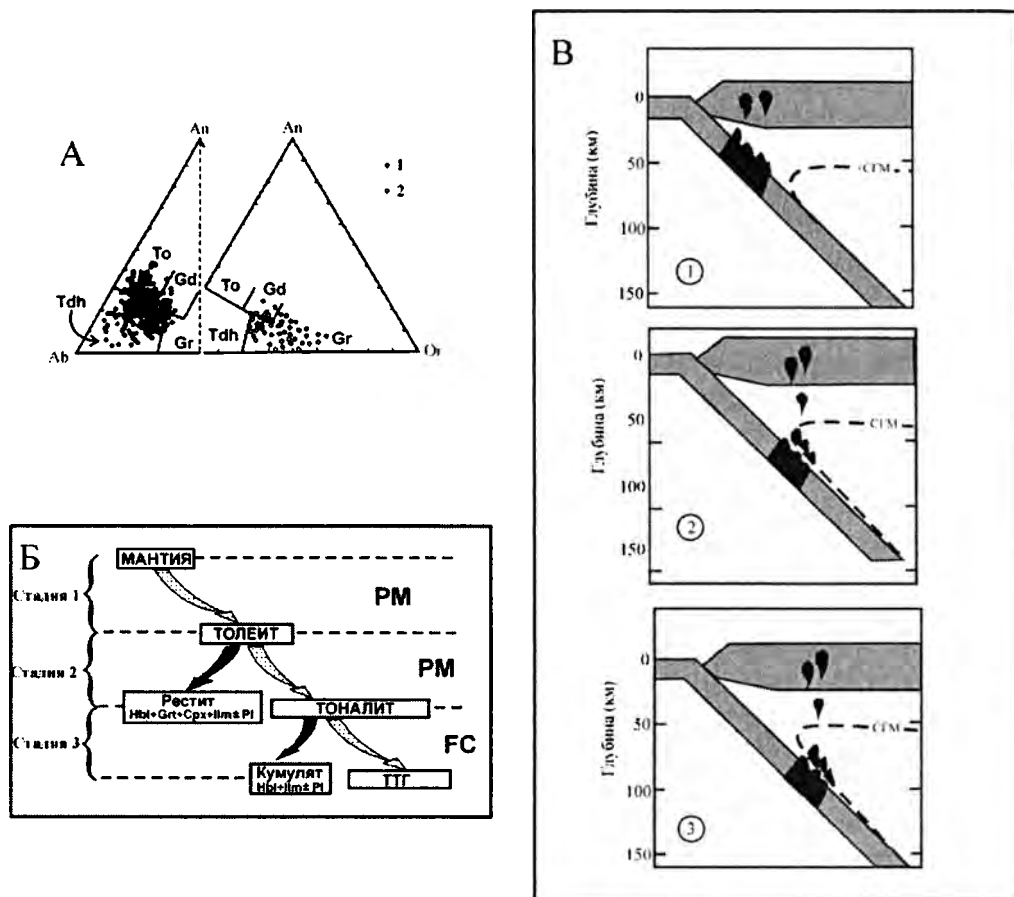


Рис. 4.1. Диаграммы, иллюстрирующие особенности составов и петрогенезиса докембрийских гранитоидов

А. Диаграмма нормативных минеральных составов альбит-анортит-ортоклаз для гранитоидов раннего докембрия: 1 – тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация [Martin, 1994]; 2 – гранитная ассоциация, включающая известково-щелочные, пералюминиевые и субщелочные граниты [Sylvester, 1994]. To – тоналит, Tdh – трондьемит, Gd – гранодиорит, Gr – гранит. Б. Схема стадий петрогенезиса тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации [Martin, 1994]. Hbl – роговая обманка, Grt – гранат, Pl – плагиоклаз, Cpx – клинопироксен, Ilm – ильменит, ТТГ – тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация, PM – частичное плавление, FC – фракционная кристаллизация. В. Схема эволюции процессов плавления субдуцируемой океанической плиты на протяжении геологической истории Земли [Martin, Moyn, 2002]: 1 – архей, 2 – конец архея – начало палеопротерозоя, 3 – современная генерация адакитовых магм. SGM – солидус гидратированной мантии

В отличие от известково-щелочных островодужных серий фанерозоя, ТТГ-серии архея характеризуются сильным фракционированием редких земель и очень низкими содержаниями их в тяжелой части спектра. Такие характеристики опи-

сываются геохимическими моделями с реститом из граната, амфибола и клинопироксена, которые, таким образом, рассматриваются как главные ликвидусные фазы в генезисе архейских средне-кислых расплавов. В генерации постархейских известково-щелочных расплавов эти фазы не играют заметной роли [Barker, Arth, 1976; Barker, 1979; Tarney et al., 1976]. Согласно экспериментальным данным, ТТГ-расплавы могут возникать при парциальном плавлении гранатового амфиболита и/или эклогита с образованием гранат-клинопироксенового ($\pm$ амфибол) рестита [Foley et al., 2002; Rapp et al., 2003]. При этом важная роль в рестите отводится и рутилу как концентратору Nb и Ti [Rudnick et al., 2000]. Певичный тоналитовый расплав в процессе фракционной кристаллизации дает начало остальным членам триады, причем степень фракционирования не превышает 30%, а в кумуляте доминирует роговая обманка (рис. 4.1Б).

Для выплавления значительных объемов ТТГ-расплавов необходим водный флюид, который мог поступать за счет дегидратации амфибола при трансформации базальта в эклогит в закрытой системе [Martin, 1994; Foley et al., 2002] или даже в больших объемах, если предполагать открытую систему плавления метабазитов [Proureau et al., 1999; Ходоровская, 2006].

Возможны две обстановки образования этих расплавов: 1) частичное плавление полого субдуцирующей горячей архейской океанической коры повышенной мощности; 2) дифференциация базальтовой коры на месте в результате ее парциального плавления, сопровождающаяся отделением эклогитового рестита в основании коры, затем – деламинация (отрыв) этого рестита и погружение его в мантию в условиях растяжения [Eriksson et al., 2004; Martin, Sigmarsson, 2006]. Последняя гипотеза основана на предположении, что на месте архейских серых гнейсов, наблюдаемых на континентах повсеместно, располагались базальтоиды, объем которых превышал объем производной от их плавления архейской коры примерно в 5 раз (при вероятном 20-процентном плавлении базальта). Такая модель частичного плавления основания мощной архейской базальтоидной коры *in situ* неизбежно сталкивается с проблемой чрезвычайно малого количества производимого кислого расплава [Skjerlie, Patiño Douce, 2002]. Вследствие этих причин эта модель представляется маловероятной.

ТТГ-расплавы скорее всего выплавлялись из субдуцируемой пластины океанической коры в специфических архейских условиях повышенного теплового потока. Обычно современная субдукция не приводит к плавлению слэба, поскольку геотермальный градиент в зоне погружения океанических плит относительно невысок. В этих условиях базальтовая океаническая кора дегидратируется раньше, чем достигаются температуры ее водного солидуса, а отделившиеся летучие поднимаются в мантийный клин, из которого выплавляются исходные магмы для супрасубдукционных известково-щелочных расплавов андезит-дацит-риолитовой ассоциации, характерные для островных дуг фанерозоя [Martin, 1994].

Поскольку в архее геотермальный градиент был выше, чем сейчас, солидус обводненного базальта субдуцируемого слэба достигался раньше, чем последний

оказывался полностью обезвоженным. В результате тоналитовый расплав отделялся непосредственно от слэба погружающейся океанической коры, которая, по-видимому, и была источником серых гнейсов архея [Martin, 1994]. Наиболее благоприятными являются условия горячей, а, следовательно, и пологой субдукции, что в современных условиях достигается только тогда, когда в зонах конвергенции поглощаются участки молодой (<25 млн. лет) океанической литосферы [Abbott et al., 1994b]. Предполагается, что в раннем докембрии в такой обстановке сокращалась длина пути гранитного материала внутри мантийного клина, и тоналитовый расплав поступал непосредственно в кору без взаимодействия с перидотитом мантийного клина (рис. 4.1B) [Martin, Moyn, 2002].

4.3. Синкинематические и посткинематические граниты

Граниты раннего докембрия

Залегая в виде различного размера плутонов, граниты раннего докембрия образуют обособленное петрохимическое сообщество и принадлежат преимущественно к известково-щелочной, реже – пералюминиевой или субщелочной петрохимическим сериям (см. рис. 4.1A) [Sylvester, 1994]. Граниты раннего докембрия представлены ассоциацией гранодиорит-гранит-монцогранит, большей частью синкинематической, и сиенит-гранитовой – посткинематической. Форма интрузий – субгоризонтальные пластины (лакколиты) [Eriksson et al., 2004].

Граниты, сформированные ранее, чем 3.1 млрд. лет назад, обычно метаморфизованы и представлены гнейсами, тогда как позднее преобладают слабо деформированные граниты. Внутри отдельных комплексов наиболее ранние, известково-щелочные и пералюминиевые плутоны обычно тектонически деформированы, тогда как поздние, большей частью субщелочные, не обнаруживают деформаций. Все они образовались при парциальном плавлении изверженных или осадочных пород средней и нижней коры, а во многих случаях источником вещества являлись более ранние ТТГ-комплексы, причем влияние мантийных магм обычно не обнаруживается. Многие граниты раннего докембрия, подобно гранитам фанерозоя, вероятно, возникали в коллизионных орогенах, причем известково-щелочные и пералюминиевые разновидности рассматриваются как синколлизионные, а субщелочные – как постколлизионные [Sylvester, 1994]. Говоря точнее, они являются соответственно синкинематическими и посткинематическими. Источником летучих для выплавления, вероятно, служили гидроксилсодержащие фазы в области плавления (биотит, амфибол). Предположения об образовании гранитов путем плавления при метасоматозе являются необоснованными, поскольку водонасыщенный гранитный расплав не может перемещаться далеко от места зарождения. Как показано экспериментально, такой расплав при отделении от источника и подъеме должен немедленно терять воду и затвердевать [Skjerlie, Johnston, 1993].

В архее и, особенно, пост-архее (<2.5 млрд. лет) граниты отличаются от ТТГ-комплексов тем, что обнаруживают типичный известково-щелочной тренд, а обеднение тяжелыми редкими землями (деплетирование) отсутствует [Martin, 1994]. В некоторых случаях постархейские граниты отличаются повышенными отношениями La/Y и Sr/P низкими значениями магнезиальности, что объясняется изменением состава источника (раскислением коры) со временем [Sylvester, 1994].

Гранитоиды в зонах коллизии

Многие раннедокембрийские граниты так или иначе связаны с континентальной коллизией и, поэтому заслуживают специального рассмотрения. При коллизионном надвигании пластин сиалической коры ее суммарная мощность увеличивается. В коре возникающего горного сооружения температуры поднимаются до 800–1000°C вследствие саморазогрева при релаксации тепловых потоков двух пластин, надвинутой и поддвинутой, как показывают модельные расчеты [England, Thompson, 1984], выполненные с всесторонним учетом факторов воздействия на систему, таких, как охлаждение при одновременной эрозии, вариации теплопроводности коры, и ряда других. На этой стадии выплавляются синкинематические мигматиты и гранитоиды, имеющие близкий к эвтектике изначальный состав расплава-минимум (гаплограниты), а большей частью – состав биотитовых лейкогранитов. Поднимаясь вверх до уровня изостатического (плотностного) равновесия с окружающими породами, они формируют в верхней коре слой до 10 км мощностью. Этот слой состоит из мигматит-плутонов, образующих гнейсово-купольные ансамбли, широко распространенные в докембрийской коре щитов [Розен, Федоровский, 2001]. По мере дальнейшего утолщения коры температура еще более повышается, а вязкость снижается. Начинается расползание нижней коры в стороны (обвал, коллапс горного сооружения) [Lister, Forster, 2004; и др.]. Это происходит одновременно с растяжением подстилающей мантии. Мантийные выплавки начинают поступать в коллизионную призму, формируя, например, лампрофиры [Searle et al., 1987]. Поскольку в это время сжатие сменилось растяжением, внедряются секущие посткинematические интрузии сиенит-гранитной ассоциации, лишенные мигматитовых ореолов. Они сложены специфическими гранитоидами с геохимическими характеристиками внутриплитных, “анорогенных” А-гранитов, поступающих из нижней коры и несущих изотопно-геохимические признаки мантийно-корового взаимодействия. Таковы, например, ортопироксеновые монцограниты, сопровождаемые щелочными габброидами, свидетельствующие о приостановке складчатых деформаций и вступлении горячей астеносферной мантии в непосредственный контакт с нижней корой. Для объяснения такой смены магматизма предложены две гипотезы.

1) Гипотеза отслоения (деламинации) нижней коры и погружения ее в мантию, когда на освободившееся место поднимается вещество астеносферы. Последнее подвергается адиабатическому плавлению с выделением базальтового расплава, который растекается в основании коры (базальтовый андерплейтинг).

Соприкасающееся с такой мантией вещество деплетированной нижней коры начинает плавиться с образованием А-гранитов.

2) Гипотеза отрыва субдуцирующего слэба (разрыв субдуцируемой литосферной пластины), когда в образовавшееся окно внедряется горячий астеносферный диапир, что приводит практически к аналогичным последствиям [Владимиров и др., 2003]. Полный цикл коллизионного процесса, с учетом времени около 25 млн. лет, уходящего на разогрев коллизионной призмы [England, Thompson, 1984], занимает примерно 100–150 млн. лет. В этом отношении показателен пример юго-западной Финляндии [Nironen et al., 2000; Elliot et al., 1998]. Здесь в процессе формирования аккреционного орогена гранитообразование произошло в три этапа: 1 – приращение островной дуги к кратону и выплавление в верхней коре синкинематических мигматитов и гранитоидов в обстановке сжатия (рис. 4.2А); 2 – отрыв слэба и выплавление посткинематических ортопироксеновых монцогранитов из нижней коры в обстановке растяжения (рис. 4.2Б); 3 – повторный эпизод коллизии и приращение осадочной призмы (по-видимому аккреционной) и опять – выплавление синкинематических мигматитов и гранитоидов из верхней коры в обстановке сжатия (рис. 4.2В).

Чарнокиты

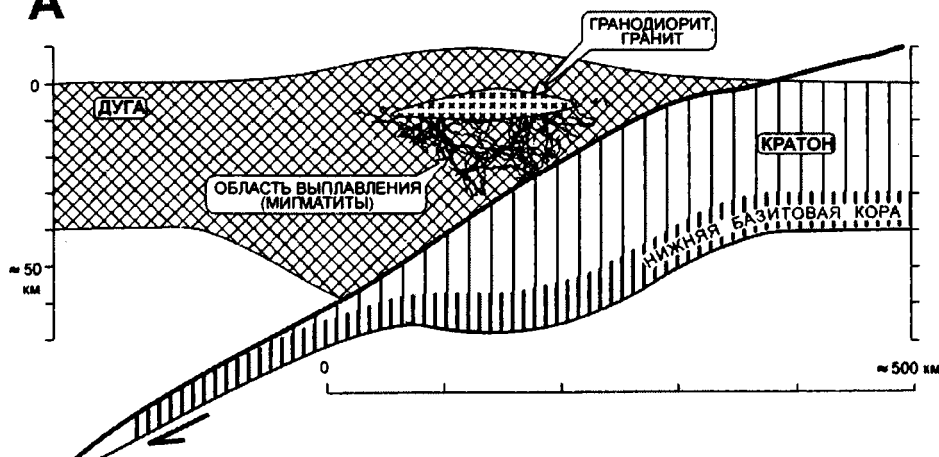
Это высокотемпературные ортопироксеновые граниты и гранодиориты. Они широко распространены в ареалах гранулитового метаморфизма независимо от возраста, но чаще всего в пределах раннего докембрия. Их появление обусловлено парциальным плавлением с образованием ортопироксеновых мигматитов при дефиците H_2O , или при резком преобладании CO_2 во флюиде. Продолжение выплавления приводит к формированию чарнокитовых плутонов или чарнокит-гранитных комплексов, в зависимости от пространственно-временного распределения H_2O . Необходимые температуры нередко обусловлены базальтовым андерплэйтингом, когда базальты образуют силлы в нижней коре. Процессы формирования чарнокитов определяются соотношением летучих, CO_2 и H_2O , локальным метасоматизмом, притоком тепла и парциальным плавлением пород коры [Newton, 1992]. Выплавление чарнокитов, локализованных среди биотит-

Рис. 4.2. Геодинамика формирования гранитоидов в центральной и южной Финляндии, по материалам [Nironen et al., 2000; Elliott et al., 1998]

А–В – эпизоды коллизионного процесса. А, Б – первый эпизод: А – коллизия островной дуги с древним кратоном, 1.91–1.89 млрд. лет назад, и выплавление синкинематических гранитов I-типа и гранодиоритов из вулканитов островной дуги; Б – отрыв субдукционного слэба и коллапс коллизионной системы, 1.88–1.87 млрд. лет назад, внедрение мантийных диапиров в основание коры, выплавление посткинематических ортопироксеновых монцогранитов; В – второй эпизод: возобновление коллизии и приращение осадочной аккреционной призмы, 1.84–1.83 млрд. лет, выплавление микроклиновых S-гранитов из седиментогенного субстрата. Для наглядности изменения мощности коры во время коллизионных эпизодов не показаны

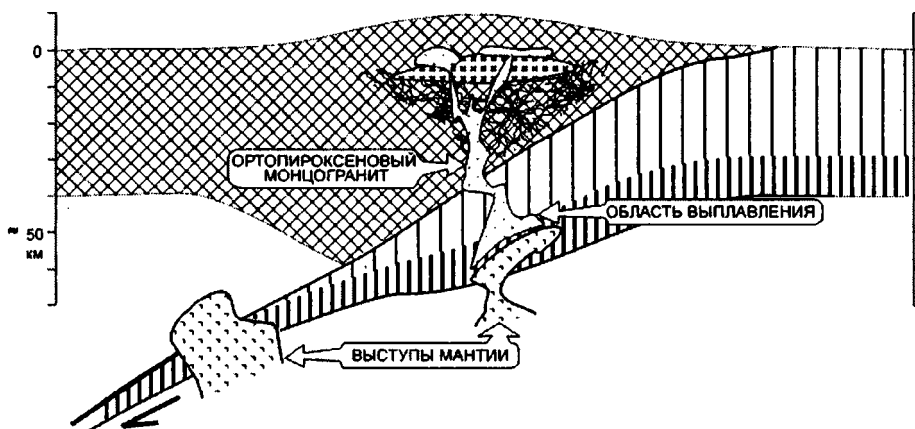
1.91 - 1.89 млрд. лет

Коллизия островной дуги с древним кратоном, выплавление синкинематических гранодиоритов и гранитов 1-типа из вулканитов островной дуги

А

1.88 - 1.87 млрд. лет

Отрыв слэба, внедрение мантийных диапиров, выплавление посткинематических ортопироксеновых монцогранитов С-типа (чарнокитового)

Б

1.84 - 1.83 млрд. лет

Причленение (коллизия) осадочной аккреционной призмы, выплавление микроклиновых S-гранитов

В

роговообманковых гнейсов, происходит на заключительной стадии регионально-го метаморфизма в связи с вариациями состава летучих в пространстве [Kumar, 2004]. Обособленная чарнокитовая магма образует интрузивные купола среди гранулитов фундамента кратона [Barbosa et al., 2004]. В коллизионных системах чарнокитовые посткинematicкие интрузии внедряются во время коллапса, когда плавится нижняя кора. В таких случаях их геохимические особенности соответствуют А-гранитам. Они относятся к гранитам чарнокитового типа "С" [Nironen et al., 2000].

А-граниты

По тектонической принадлежности эти своеобразные породы являются внутриплитными и возникают в стабильных кратонах или внедряются последними из гранитоидов после орогенеза. Они определяются как анорогенные, то есть не связанные с орогенезом [Anderson, 1987]. К ним, например, иногда относят гранитную составляющую анортозит-гранитных ансамблей, таких, как габбро-анортозит-сиенит-гранит, например, мезопротерозойский батолит Пайк-Пик в Колорадо [Barker et al., 1975; Creaser et al., 1991] или ассоциация анортозит – гранит рапакиви.

А-граниты в узком понимании включают серию щелочной гранит – кварцевый сиенит, присущую обстановкам современных рифтов и кольцевых экстрезивных комплексов, расположенных в центральных частях кратонов и их краевых частях в отсутствие субдукции, а также обстановкам некоторых горячих точек (океанических островов, таких, как Реюньон в Индийском океане и Вознесения в Атлантическом) [Eby, 1990]. Хорошо документированные проявления А-гранитов датированы в интервале 1000–20 млн. лет, а в рифтах и на островах они внедряются и в настоящее время [Eby, 1990]. По составу А-граниты варьируют от биотитовых до высокожелезистых, аннит-феррогеденбергит-феррогастингсит-фаялитовых гранитов и ассоциируют с эгирин-рибекит-арфведсонитовыми сиенитами. Все эти породы обогащены высокозарядными элементами (Zr, Nb, Ta, Ce, Y). Для их выплавления требуются температуры 900–1010°C [Creaser et al., 1991] и давления 6–8 кбар, то есть глубины 20–30 км, что соответствует нижней коре. Источником вещества являются деплетированные гранулиты нижней коры, подвергающиеся сухому плавлению; возможно также их выплавление из тоналит-гранодиоритовой ассоциации [Creaser et al., 1991]. При этом необходимый фтор-водный флюид может возникать за счет разложения биотита и амфибола [Skjerlie, Johnston, 1993]. В основании коры разогрев осуществляется над головой плюма при базальтовом андерплейтинге или при растяжении и утонении коры. На океанических островах А-граниты являются продуктом фракционирования базальтоидной магмы горячих точек [Eby, 1990].

В архее собственно А-граниты с указанными выше минералогическими характеристиками (аннит-феррогеденбергит-феррогастингсит-фаялитовые граниты в ассоциации с эгирин-рибекит-арфведсонитовыми сиенитами) пока не опи-

саны. Возможно, это связано с недостаточной стабилизацией коры. Присутствие в зеленокаменных поясах базальтов палеоокеанических плато позволяет предполагать, что в дальнейшем А-граниты горячих точек могут быть здесь также обнаружены. В то же время в коллизионных зонах раннего докембрия широко распространены субщелочные биотитовые и ортопироксеновые гранитоиды с похожей геохимической спецификой. Они образуют дискордантные плутоны, лишенные мигматитового ореола, которые внедряются при прекращении сжатия во время локального коллапса орогена и выплавляются из истощенной нижней коры при взаимодействии с поднявшейся астеносферой (см. рис. 4.2). Их нередко называют постколлизионными [Eby, 1990; Creaser et al., 1991; Sylvester, 1994], поскольку они внедряются после начальной фазы сжатия и выплавления синкинематических мигматитов и гранитов. Однако эти граниты локализованы внутри коллизионных систем, и по существу они маркируют завершающую фазу магматизма отдельного коллизионного эпизода. Поэтому мы полагаем, что такие граниты не являются ни внутриплитными, ни анорогенными, а в истории коллизионного орогена они формируются как посткинематические и позднеколлизионные (в рамках отдельного коллизионного эпизода).

4.4. Пример: древнейшие породы Сибирского кратона – ТТГ-серые гнейсы

Сибирский кратон состоит из супертеррейнов (составных террейнов, тектонических провинций) и их компонентов – террейнов. Гранулит-гнейсовые террейны состоят главным образом из ортопироксеновых плагиогнейсов и эндербитов, двупироксеновых мафических кристаллосланцев (предположительно островодужные метавулканы), а также метакarbonатов, ортопироксеновых кварцитов и глиноземистых гнейсов, в совокупности относящихся к гранулитовой фации метаморфизма. Гранит-зеленокаменные террейны включают обширные изометричные, амебообразные ареалы гранитоидов, между которыми зажаты линейные складки, сложенные преимущественно основными вулканитами и граувакками (зеленокаменные пояса), в которых заметную роль играли, вероятно, базальтовые океанические плато. Они метаморфизованы в зеленосланцевой и/или амфиболитовой фации и занимают 10–20% площади. Террейны, размером в сотни и тысячи километров, сочленяются по разломным зонам, которые обнаруживают признаки сдвигания и надвигания и относятся к категории коллизионных зон, или сутур [Розен, 2004].

Террейны интерпретируются как первоначальные архейские микроконтиненты, сталкивавшиеся 2.6–2.8 и 2.0–1.7 млрд. лет назад. В течение этих двух коллизионных событий граниты выплавлялись из древней коры внутри предполагаемых сутур, одновременно с региональным высокотемпературным метаморфиз-

роговообманковых гнейсов, происходит на заключительной стадии регионально-го метаморфизма в связи с вариациями состава летучих в пространстве [Kumar, 2004]. Обособленная чарнокитовая магма образует интрузивные купола среди гранулитов фундамента кратона [Barbosa et al., 2004]. В коллизионных системах чарнокитовые посткинematические интрузии внедряются во время коллапса, когда плавится нижняя кора. В таких случаях их геохимические особенности соответствуют А-гранитам. Они относятся к гранитам чарнокитового типа "С" [Nironen et al., 2000].

А-граниты

По тектонической принадлежности эти своеобразные породы являются внутриплитными и возникают в стабильных кратонах или внедряются последними из гранитоидов после орогенеза. Они определяются как анорогенные, то есть не связанные с орогенезом [Anderson, 1987]. К ним, например, иногда относят гранитную составляющую анортозит-гранитных ансамблей, таких, как габбро-анортозит-сиенит-гранит, например, мезопротерозойский батолит Пайк-Пик в Колорадо [Barker et al., 1975; Creaser et al., 1991] или ассоциация анортозит – гранит рапакиви.

А-граниты в узком понимании включают серию щелочной гранит – кварцевый сиенит, присущую обстановкам современных рифтов и кольцевых экстрезивных комплексов, расположенных в центральных частях кратонов и их краевых частях в отсутствие субдукции, а также обстановкам некоторых горячих точек (океанических островов, таких, как Реюньон в Индийском океане и Вознесения в Атлантическом) [Eby, 1990]. Хорошо документированные проявления А-гранитов датированы в интервале 1000–20 млн. лет, а в рифтах и на островах они внедряются и в настоящее время [Eby, 1990]. По составу А-граниты варьируют от биотитовых до высокожелезистых, аннит-феррогеденбергит-феррогастингсит-фаялитовых гранитов и ассоциируют с эгирин-рибекит-арфведсонитовыми сиенитами. Все эти породы обогащены высоkozарядными элементами (Zr, Nb, Ta, Ce, Y). Для их выплавления требуются температуры 900–1010°C [Creaser et al., 1991] и давления 6–8 кбар, то есть глубины 20–30 км, что соответствует нижней коре. Источником вещества являются деплетированные гранулиты нижней коры, подвергающиеся сухому плавлению; возможно также их выплавление из тоналит-гранодиоритовой ассоциации [Creaser et al., 1991]. При этом необходимый фтор-водный флюид может возникать за счет разложения биотита и амфибола [Skjerlie, Johnston, 1993]. В основании коры разогрев осуществляется над головой плюма при базальтовом андерплейтинге или при растяжении и утонении коры. На океанических островах А-граниты являются продуктом фракционирования базальтоидной магмы горячих точек [Eby, 1990].

В архее собственно А-граниты с указанными выше минералогическими характеристиками (аннит-феррогеденбергит-феррогастингсит-фаялитовые граниты в ассоциации с эгирин-рибекит-арфведсонитовыми сиенитами) пока не опи-

саны. Возможно, это связано с недостаточной стабилизацией коры. Присутствие в зеленокаменных поясах базальтов палеоокеанических плато позволяет предполагать, что в дальнейшем А-граниты горячих точек могут быть здесь также обнаружены. В то же время в коллизионных зонах раннего докембрия широко распространены субщелочные биотитовые и ортопироксеновые гранитоиды с похожей геохимической спецификой. Они образуют дискордантные плутоны, лишенные мигматитового ореола, которые внедряются при прекращении сжатия во время локального коллапса орогена и выплавляются из истощенной нижней коры при взаимодействии с поднявшейся астеносферой (см. рис. 4.2). Их нередко называют постколлизионными [Eby, 1990; Creaser et al., 1991; Sylvester, 1994], поскольку они внедряются после начальной фазы сжатия и выплавления синкинематических мигматитов и гранитов. Однако эти граниты локализованы внутри коллизионных систем, и по существу они маркируют завершающую фазу магматизма отдельного коллизионного эпизода. Поэтому мы полагаем, что такие граниты не являются ни внутриплитными, ни анорогенными, а в истории коллизионного орогена они формируются как посткинематические и позднеколлизионные (в рамках отдельного коллизионного эпизода).

4.4. Пример: древнейшие породы Сибирского кратона – ТТГ-серые гнейсы

Сибирский кратон состоит из супертеррейнов (составных террейнов, тектонических провинций) и их компонентов – террейнов. Гранулит-гнейсовые террейны состоят главным образом из ортопироксеновых плагиогнейсов и эндербитов, двупироксеновых мафических кристаллосланцев (предположительно островодужные метавулканиды), а также метакарбонатов, ортопироксеновых кварцитов и глиноземистых гнейсов, в совокупности относящихся к гранулитовой фации метаморфизма. Гранит-зеленокаменные террейны включают обширные изометричные, амебообразные ареалы гранитоидов, между которыми зажаты линейные складки, сложенные преимущественно основными вулканитами и граувакками (зеленокаменные пояса), в которых заметную роль играли, вероятно, базальтовые океанические плато. Они метаморфизованы в зеленосланцевой и/или амфиболитовой фации и занимают 10–20% площади. Террейны, размером в сотни и тысячи километров, сочленяются по разломным зонам, которые обнаруживают признаки сдвигания и надвигания и относятся к категории коллизионных зон, или сутур [Розен, 2004].

Террейны интерпретируются как первоначальные архейские микроконтиненты, сталкивавшиеся 2.6–2.8 и 2.0–1.7 млрд. лет назад. В течение этих двух коллизионных событий граниты выплавлялись из древней коры внутри предполагаемых сутур, одновременно с региональным высокотемпературным метаморфиз-



Рис. 4.4. Соотношение древнейших датировок субстрата и первого наложенного метаморфизма в пределах Сибирского кратона

А. Положение датированных объектов. 1 – Тунгурсинский зеленокаменный пояс; 2 – Олондинский зеленокаменный пояс; 3 – Далдынский гранулит-гнейсовый террейн; 4 – Алданский гранулит-гнейсовый террейн; 5 – Шарыжалгайский полиметаморфический комплекс (основание Тунгусского гранит-зеленокаменного террейна). Б. Возраст субстрата и допалеопротерозойского гранитообразования и метаморфизма: гранулитового – в гранулит-гнейсовых террейнах, амфиболитового – в зеленокаменных поясах [Rosen, Turkina, 2007]

мом древней коры террейнов. Древнейшие породные ансамбли обнажены на юге Сибирского кратона, в пределах Шарыжалгайского поднятия и Алданского щита, и на северо-востоке кратона, на Анабарском щите (рис. 4.3). Датирование таких ансамблей затрудняется широким проявлением наложенного неоархейского метаморфизма и анатектического гранитообразования 2.6–2.8 млрд. лет назад (рис. 4.4) ([Rosen, Turkina, 2007] и цитированные в этой публикации источники).

Шарыжалгайское поднятие

Южная оконечность Тунгусского гранит-зеленокаменного террейна обнажена в Шарыжалгайском поднятии и включает древнейшие гранит-зеленокаменные домены – Онот и Булун, и расположенные юго-восточнее гранулит-гнейсовые домены – Иркут и Китой. Структурный термин свободного пользования – домен – использован вследствие неопределенности их геологических ограничений.

Тоналит-трондьемит-гранодиориты – формация ТТГ (“серые гнейсы”), локализованная в основании гранит-зеленокаменных доменов Онот и Булун, обнаруживает модельный возраст $T(Nd)_{DM}=3.5-3.6$, а собственно гранит-зеленокаменные домены характеризуются модельными возрастами 3.3–3.5 млрд. лет (рис. 4.5). Результаты U-Pb датирования цирконов этих комплексов составляют 3.41 и

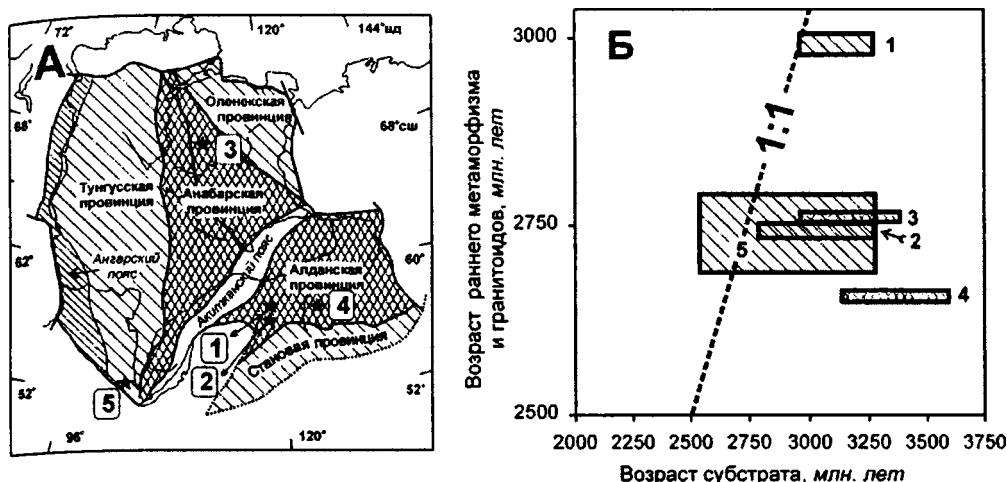


Рис. 4.3. Структура Сибирского кратона

1 – Шарыжалгайское поднятие; 2 – Алданский щит; 3 – Анабарский щит

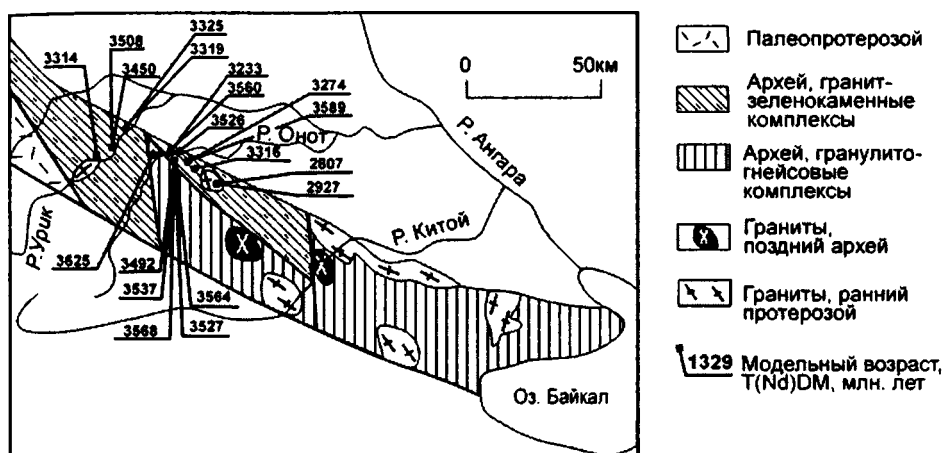


Рис. 4.5. Данные Sm-Nd изотопного датирования в пределах Шарыжалгайского поднятия ([Бибикова и др., 2006] и новые данные О.М. Туркиной)

3.25 млрд. лет соответственно, и интерпретируются как возраст кристаллизации магматических протолитов.

Комплекс серых гнейсов основания домена Ойот образует линзы и ограниченные надвигами пластины (до 12 км²), которые тектонически совмещены с удлинёнными блоками, сложенными отложениями Ойотского зеленокаменного пояса (рис. 4.6). В составе комплекса преобладают гнейсовидные до массивных биотитовые тоналиты и трондьемиты, менее распространены биотитовые и ред-

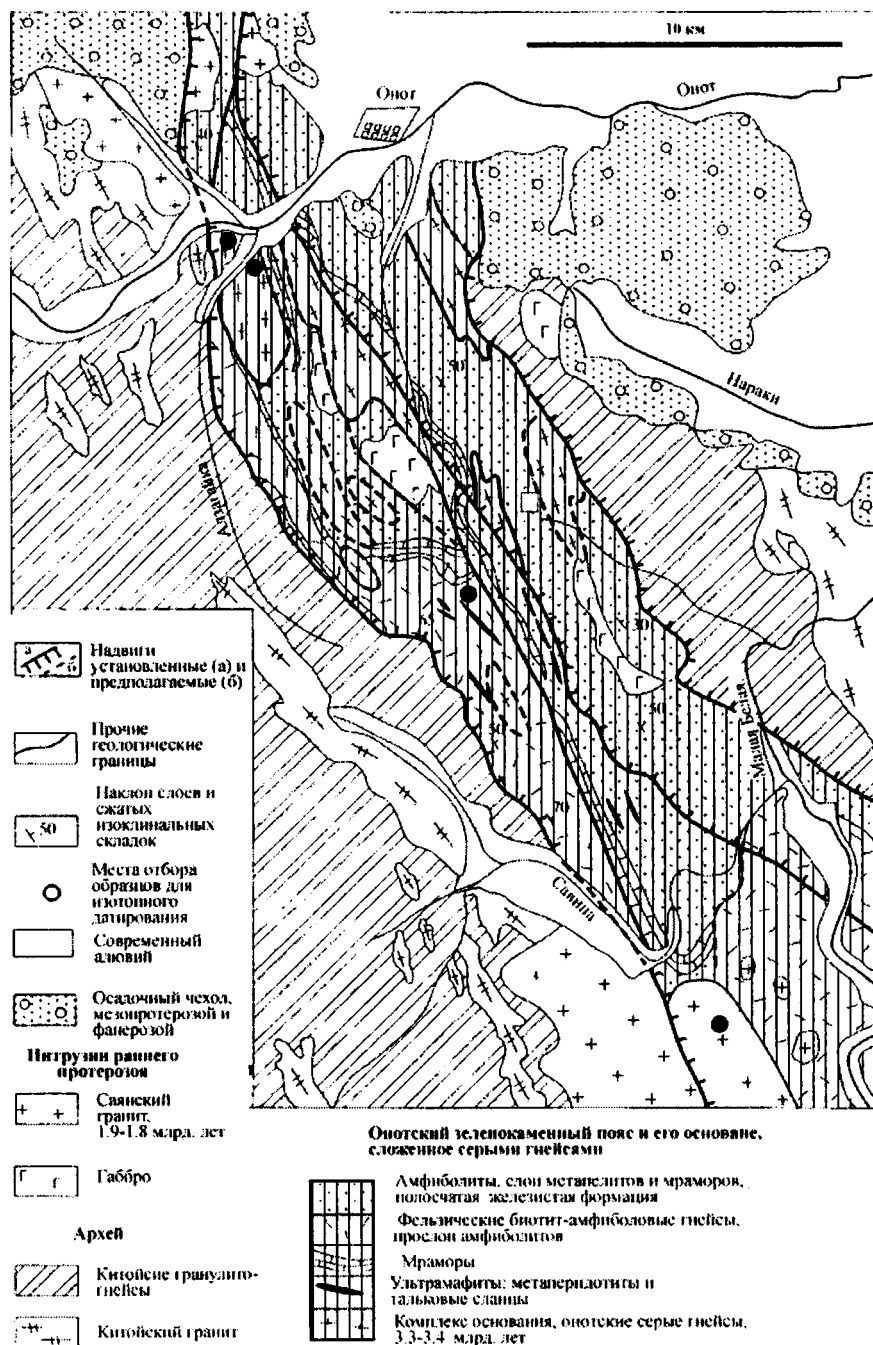


Рис. 4.6. Схема геологического строения северо-западной части Онотского гранит-зеленокаменного домена [Ножкин и др., 2001]

ко – амфибол-биотитовые гнейсы [Туркина, 2004]. Биотитовые гнейсы местами мигматизированы, и полевые наблюдения показывают, что они, вероятно, древнее первично интрузивных (гнейсовидных до массивных) трондьемитов. Местами гнейсы содержат пластообразные включения амфиболитов, максимальной мощностью до первых десятков метров. Гнейсовидные трондьемиты также включают неправильные или линзовидные тела амфиболитов. Включения амфиболитов интерпретируются как реликты более ранней мафической коры, которая предшествовала внедрению комплекса серых гнейсов. Образование гнейсов и слабо деформированных трондьемитов предположительно связаны с двумя различными магматическими событиями. U-Pb SHRIMP-датирование магматического циркона из трондьемитового гнейса обнаруживает значение 3386 ± 14 млн. лет, а ядро циркона в одном случае датировано в 3415 ± 6 млн. лет [Бибикова и др., 2006]. Классическое U-Pb датирование фракций циркона из слабо сланцеватого трондьемита показало возраст 3287 ± 10 млн. лет.

По валовому составу (63–71 вес.% SiO_2 , 14.9–16.4 вес.% Al_2O_3 , при низком отношении $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.2\text{--}0.6$) серые гнейсы соответствуют высокоглиноземистым тоналитам и трондьемитам. Как гнейсы, так и интрузивные трондьемиты обнаруживают низкие значения $\text{Mg\#}$ (23–50), подобно другим ТТГ с возрастом более 3.0 млрд. лет ($\text{Mg\#}<50$) [Smithies, 2000]. Они обнаруживают черты типичных архейских ТТГ серий [Martin, 1994], такие, как низкое содержание HREE и Y, сильно фракционированное распределение редких земель $[(\text{La}/\text{Yb})_N=20\text{--}55]$, высокое отношение Sr/Y (23–66) [Туркина, 2004]. Распределение элементов-примесей, нормированных к примитивной мантии (PM), обнаруживает обогащение LILE* и LREE и значительные отрицательные аномалии Nb и Ti (рис. 4.7А). Узкий спектр значений ϵNd для серых гнейсов в интервале от +1.2 до -0.4 и Nd-модельный возраст $T(\text{Nd})_{\text{DM}} \sim 3.5\text{--}3.6$ млрд. лет отражают вклад древнего корового источника, согласующийся с возрастом древних ядер цирконов 3415 ± 6 млн. лет [Бибикова и др., 2006]. Интрузивные трондьемиты обнаруживают более широкие вариации значений ϵNd (от +3.9 до -1.2) и модельных возрастов $T(\text{Nd})_{\text{DM}}$ (3.2–3.6 млрд. лет), указывая на вклад как древнекоровых, так и ювенильных, мантийных источников.

Амфиболиты, образующие включения в комплексе серых гнейсов, по составу соответствуют низкомagneзиальным толеитовым базальтам с пологим (нефракционированным) распределением редких земель $[(\text{La}/\text{Yb})_N=0.9\text{--}1.4]$ и других элементов-примесей, нормированных к примитивной мантии (рис. 4.7Б). На основе составов элементов-примесей амфиболиты подразделяются на два типа [Туркина, 2004]. Амфиболиты первого типа относительно истощены Ti, REE, Th и HFSE; характерные отношения близки к значениям, присущим примитивной мантии

* Здесь и далее в тексте приняты следующие сокращения: LILE – группа крупно-ионных литофильных элементов; LREE и HREE – соответственно легкие и тяжелые редкоземельные элементы, HFSE – группа высокочargedных несовместимых элементов.

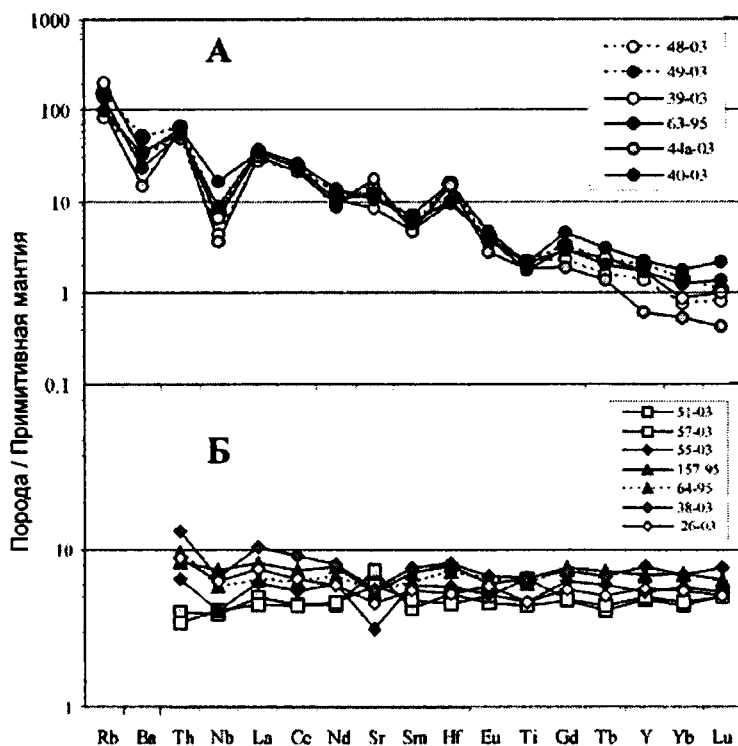


Рис. 4.7. Мультиэлементная диаграмма содержаний, нормированных к примитивной мантии (PM) для Онотских серых гнейсов (А) и заключенных в них амфиболитов (Б)

$[(\text{Nb}/\text{La})_N = 0.8\text{--}0.9, (\text{Nb}/\text{Th})_N = 1\text{--}1.2, \text{Th}/\text{La} \sim 0.1]$ (рис. 4.8). Эти черты близки к таковым фанерозойских базальтов океанических плато. Величины ϵNd (Т) таких амфиболитов варьируют от 2.6 до 2.4, указывая на деплетированный мантийный источник. Второй тип амфиболитов характеризуется слабой негативной аномалией ниобия $[(\text{Nb}/\text{La})_N = 0.7\text{--}0.9, (\text{Nb}/\text{Th})_N = 0.5\text{--}0.9]$ и более высоким отношением Th/La (0.13–0.2). Уменьшение отношений $(\text{Nb}/\text{La})_N$ и $(\text{Nb}/\text{Th})_N$ сопровождается снижением величин ϵNd до -0.4, что указывает на контаминацию первичного базальтового расплава более ранней континентальной корой или на коровый материал, рециклированный в мантийный источник в результате субдукции.

Обеднение пород ТТГ формации HREE, возможно, явилось результатом плавления гранатсодержащего источника на глубинах, соответствующих давлению ≥ 15 кбар. Это, вместе с низкими значениями $\text{Mg}\#$, указывает на процесс выплавления в условиях пологой субдукции, тогда как величины ϵNd от +1.2 до -0.4 определенно указывают на вовлечение корового материала в генезис расплавов ТТГ. В таком случае ТТГ интерпретируются как результат плавления коры повышенной мощности, содержавшей как мафические, так и сиалические ком-

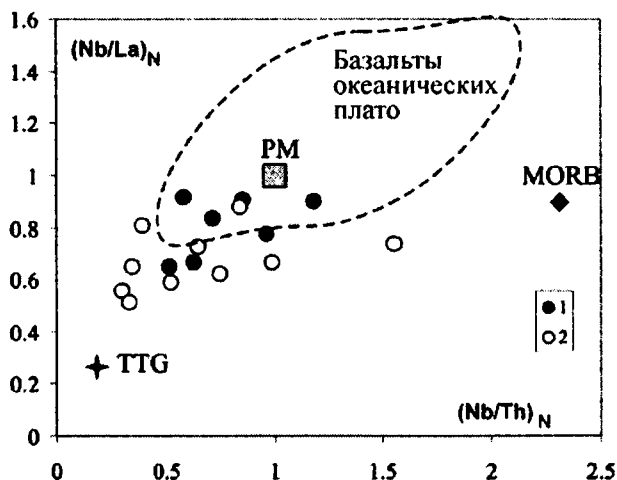


Рис. 4.8. Нормированные к примитивной мантии отношения Nb/La и Nb/Th [Puchtel et al., 1999] для Онотских серых гнейсов (1) и амфиболитовых включений в них (2)

PM – примитивная мантия, MORB – базальты срединно-океанических хребтов [Sun, McDonough, 1989], TTG – средний состав Онотских серых гнейсов (тоналит-гранодиоритовая формация)

поненты. Геохимические особенности включений амфиболитов, образовавшихся по базальтам океанических плато, указывают на аккрецию океанических плато с фрагментами древней сиалической коры как на наиболее вероятный механизм роста коры повышенной мощности, сопровождаемого переплавлением и возникновением TTG.

Гранулит-гнейсовые домены Иркут и Китой состоят из высокометаморфизованных гнейсов, мафических и фельзических гранулитов и амфиболитов. Их протолитами были базальтовые, андезитовые и дацитовые вулканиты. Они содержат прослои мраморов, метакarbonатно-силикатных пород и гранатовых высокоглиноземистых гнейсов, производных первично осадочной карбонат-граувакка-пелитовой ассоциации. Эти метаосадочно-вулканогенные породы получили название шарыжалгайской серии. По составу петрогенных элементов и элементов-примесей метавулканиты подобны породам, образующимся в результате субдукционных процессов.

Формирование протолитов высокометаморфизованных пород началось в палеоархее. Ядра цирконов из фельзических и средних гранулитов датируются в 3.3–3.4 млрд. лет [Poller et al., 2005], что отражает возраст их магматических протолитов. Природа этих гранулитов остается дискуссионной. Магматические и седиментогенные протолиты претерпели метаморфизм гранулитовой фации в неоархее и в палеопротерозое. Неоархейские значения возраста, ~2.6 млрд.

лет, отражены во внешних зонах зерен цирконов из Китайских гранулитов и в древних ядрах цирконов из метагаббро Иркутского домена. После неоархейского метаморфизма внедрились китайские граниты ~2.53 млрд. лет назад [Гладкочуб и др., 2005], гранитные жилы и пегматиты в Иркутском домене ~2,56 млрд. лет [Сальникова и др., 2003], Это указывает на сочленение доменов Китои и Иркут в неоархейское время. Несколько образцов гранулитов из обоих доменов, а также китайских гранитов обнаруживают Nd модельный возраст $T(Nd)_{DM}=3.1-3.4$ млрд. лет [Poller et al., 2004].

Алданский щит

На юго-востоке Сибирского кратона, в пределах Алданского щита, на поверхность выходят метаморфические образования Алданской и Становой провинций (супертеррейнов), сочлененные вдоль Каларской коллизионной сутуры. Алданская провинция включает Олекминский на западе и Батомгский на востоке гранит-зеленокаменные террейны, разделенные в центре Алданским (Западно-Алданским, Нимнырским) и Учурским (Восточно-Алданским) гранулит-гнейсовыми террейнами. Метаморфизм при $P \leq 6.0$ кбар, $T=850-1000^\circ\text{C}$ широко распространен в Алданской провинции; более высокие значения параметров, $P \leq 8.5$ кбар, $T=950-1000^\circ\text{C}$, установлены в южной части [Томиленко, 2006]. Структурные элементы сланцеватости и метаморфической полосчатости указывают, что Алданский террейн был надвинут на Олекминский вдоль Алдан-Килиерского разлома (Амгинская зона). U-Pb датированием цирконов из коллизионных гранитов вдоль этого разлома установлен возрастной интервал их внедрения 1966–1925 млн. лет назад. Учурский террейн надвинут на запад, на Алданский террейн, по системе разломов Тырканда–Тимптон, где коллизионное плавление происходило в интервале времени 1993–1925 млн. лет назад. Батомгский террейн пододвинут на запад, под Учурский террейн. Амальгамация Алданского супертеррейна происходила с востока на запад (в современных координатах).

Использованные в данной работе данные изотопного датирования суммированы в [Jahn et al., 1998, Rozeb et al., 1994 и др.].

Гранит-зеленокаменный террейн Олекма большей частью сложен гнейсами и гранитоидами ТТГ-серии (рис. 4.9). Протолиты гнейсов частично сформировались в палеоархее, о чем свидетельствует SHRIMP U-Pb-датировка 3212 ± 8 млн. лет [Nutman et al., 1990, 1992]. Большинство гнейсов имеют возраст 3.0 млрд. лет. Они практически синхронны гранитоидам многофазных плутонов Амнунакта, Олдонгсо и Тунгурчакан, состоящих из тоналитов, трондьемитов и иногда габбро.

Супракрустальные комплексы зеленокаменных поясов залегают в виде узких полос среди серых гнейсов и отделены от последних бластомилонитовыми тектонитами. По всей вероятности, зеленокаменные пояса сохранились в виде тектонических фрагментов, метаморфизованных вплоть до эпидот-амфиболитовой фации.

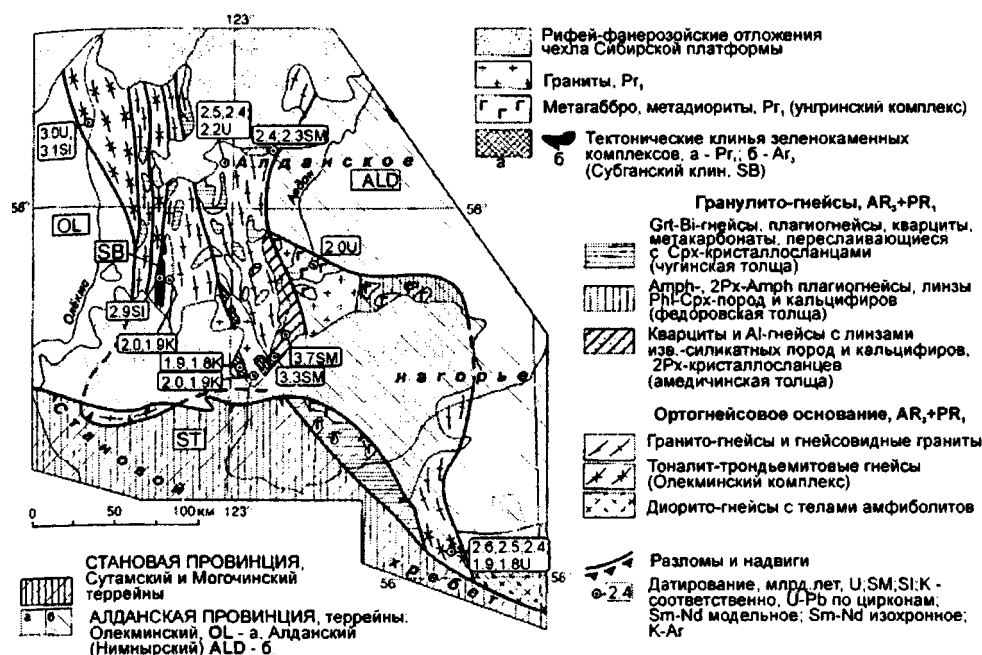


Рис. 4.9. Древнейшие породные ассоциации Олекминского террейна на Алданском щите [Смелов и др., 2001; Котов и др., 2005; Rosen, 2002]

Метавулканыты поясов варьируют по составу от редких коматиитов и доминирующих толеитовых базальтов до средних и фельзических вулканитов [Puchtel et al., 1993]. Метакоматиит-базальтовые, андезит-дацитовые и терригенные толщи преобладают в Токко-Ханинском зеленокаменном поясе [Журавлев и др., 1989; Puchtel and Zhuravlev, 1989]. Темулякитский и Тунгурчинский зеленокаменные пояса включают, помимо метавулкаников, метаморфизованные карбонатные и терригенные отложения.

А.Б. Котов [2003] подразделяет зеленокаменные пояса на несколько возрастных групп. Ранние пояса включают тектонические фрагменты Сырылыр и Олондо. В Сырылырском фрагменте метаседименты (метапсаммиты и метапелиты) имеют Nd модельный возраст 3.2–2.8 млрд. лет и прорываются тоналитами с возрастом 3016 ± 8 млн. лет [Nutman et al., 1992]. Андезиты и дациты фрагмента Олондо по магматическому циркону и Nd модельным определениям имеют возраст 3.0 млрд. лет. Более молодые зеленокаменные пояса (фрагменты Темулякит, Тунгурчакан и Субган) состоят из метавулкаников с Nd модельным возрастом 3.0–3.1 млрд. лет. Ассоциированные метаосадки варьируют по Nd модельному возрасту $T(Nd)_{DM}$ в пределах 2.8–3.6 млрд. лет [Анисимова и др., 2005].

Гранулит-гнейсовый террейн Алдан состоит из ортогнейсов, гранитоидов и эндробито-гнейсов, среди которых залегают метаседименты. SHRIMP U-Pb-датирование тоналитовых серых гнейсов на р. Алдан дает сложную картину $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов в интервале 2650–3350 млн. лет, из которых конкордантными оказываются древнейшие значения 3335 ± 3 млн. лет [Nutman et al., 1992]. В работе [Jahn et al., 1998] приведены определения SHRIMP по цирконам, где $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастные датировки варьируют в пределах ≤ 3.2 , ~ 2.8 и 2.2 млрд. лет, что указывает на интенсивные нарушения U-Pb системы циркона вследствие более поздних термальных событий. Мезоархейский возраст 3005 ± 4 млн. лет установлен для призматических цирконов из амфибол-биотитового тоналитового гнейса, тогда как большинство гранитоидов и чарнокитов внедрилось в палеопротерозое, 1.96–2.4 млрд. лет назад [Сальникова и др., 1993, 1997]. Таким образом, архейская кора Алданского террейна была интенсивно ремобилизована в течение протерозойских тектоно-термальных событий, связанных с амальгамацией коровых террейнов [Nutman et al., 1992; Frost et al., 1998].

Для гранулит-гнейсового террейна Сутам установлен U-Pb возраст по циркону 3.1 млрд. лет [Шемякин и др., 1998], Sm-Nd возраст в 3.0–3.2 млрд. лет [Ковач и др., 1995; Jahn et al., 1998]. Возраст тоналитовых гнейсов определен в 3.0–3.1 млрд. лет [Шемякин и др., 1998; Jahn et al., 1998].

Таким образом, в Олекминском террейне ювенильные архейские ТТГ породы показывают возраст главного корообразующего события в ~ 3.0 млрд. лет [Jahn et al., 1998]. В западной пограничной части Алданского гранулит-гнейсового террейна модельные $T(\text{Nd})_{\text{DM}}$ датировки ортогнейсов разделяются на две группы: 3.5–3.6 и 3.7–3.8 млрд. лет (обзор в [Котов, 2003]). Эти данные показывают, что гнейсы с возрастом 3.0–3.2 млрд. лет образовались вследствие рециклинга более древнего корового материала. В этом регионе палеопротерозойские (1.9–2.4 млрд. лет) интрузивные гранитоиды и чарнокиты также имеют архейский Nd модельный возраст, до 3.0 млрд. лет [Котов и др., 1993, 1995, Frost et al., 1998]. Это обстоятельство указывает на выплавление гранитоидов из архейских источников, с некоторым вкладом мантийного или протерозойского корового материала. Последний, возможно, представлен метаосадками с модельным возрастом $T(\text{Nd})_{\text{DM}} = 2.3\text{--}3.5$ млрд. лет [Ковач и др., 1996]. Очевидно, что континентальная кора Алданского террейна начала формироваться в палеоархее, а затем была интенсивно переработана в палеопротерозое.

Мафические гранулиты террейна Сутам характеризуются модельным возрастом $T(\text{Nd})_{\text{DM}} = 3.0\text{--}3.2$, а тоналитовые гнейсы – около 3.0 млрд. лет. Валовая Sm-Nd изохрона в 3.13 млрд. лет интерпретируется как возраст главного магматического события в этом регионе [Jahn et al., 1998].

Палеоархейские датировки в других частях Алданского щита пока неизвестны. В целом можно согласиться с заключением о том, что формирование континентальной коры Алданского щита началось около 3.5 и достигло кульминации 3.0 млрд. лет назад [Jahn et al., 1998].

Анабарский щит

Щит находится на северо-востоке Сибирского кратона. В его пределах располагаются Анабарская провинция (террейны Маган и Далдын) и Оленекская провинция (Биректинский террейн) [Розен, 2004; Rosen et al., 1994] (рис. 4.10).

Террейн Маган на современном эрозионном срезе большей частью состоит из ортопироксен-плагиоклазовых гнейсов (плагиогнейсов), эндербитов и чарнокитов с редкими прослоями двупироксеновых метамафитов, которые в целом относятся к верхнеанабарской серии. Северо-восточная, обнаженная часть террейна включает Вюрбюрский складчатый пояс, сложенный метаграувакками (гранатовыми гнейсами) и метакарбонатами, а также метамафитами и плагиогнейсами. Этот пояс образовался 2.4 млрд. лет назад (датирование по цирконам); он интерпретируется как фрагмент активной континентальной окраины, развивавшейся на фундаменте не древнее 3.09 млрд. лет (Sm-Nd модельный возраст метаграувакк).

Террейн Далдын состоит преимущественно из двупироксеновых метамафитов, плагиогнейсов, включая эндербиты, с редкими небольшими телами чарнокитов и прослоями метакарбонатов и ортопироксеновых кварцитов, составляющими далдынскую серию. U-Pb датирование цирконов из плагиогнейсов и эндербитов показало значения изотопных возрастов 3.35 млрд. лет (SHRIMP) [Розен и др., 1991], 3.32 и 3.16 млрд. лет (U-Pb классический метод). По-видимому, эти датировки отражают возраст первоначального фундамента. В то же время Sm-Nd модельный возраст равен 3.0–3.2 млрд. лет, он указывает на ювенильное происхождение гнейсов фундамента. Гранулитовый метаморфизм, охвативший оба террейна, и анатексис произошли 2.8 и 1.8–2.0 млрд. лет назад. Фиксируются существенные различия между террейнами в доле метамафитов по отношению к



Рис. 4.10. Структура Анабарского щита и наиболее древние датировки

MT, DT, BT – соответственно Маганский, Далдынский и Биректинский террейны; KZ и BZ – Котуйканская и Билляхская сутуры

плаггиогнейсам. В Маганском террейне их объемное отношение составляет 1:7, а в Далдынском – 1:3 [Розен, 2004].

Гранит-зеленокаменный террейн Биректе тектонически перекрыт Хапчанским складчатым поясом на западе и Эекитским поясом на востоке (в современной структуре). Пояс Хапчан содержит гранулитовые метаграувакки (гранатовые гнейсы), метакarbonаты с модельным Sm-Nd возрастом 2.3–2.4 млрд. лет (метаграувакки), что определяет возраст размывавшегося фундамента (Биректинского террейна) не древнее, чем граница архей-протерозой. В то же время Sm-Nd минеральная изохрона определяет возраст гранулитового метаморфизма метаграувакк в 1.9 млрд. лет. Эекитский пояс сложен фельзическими вулканитами, терригенными и углеродистыми сланцами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации и прорванными гранитами 1.8 млрд. лет назад.

Sm-Nd изотопная систематика Анабарского щита показывает, что вещество гранулит-гнейсовых террейнов отделялось от деплетированной мантии в разное время; это значит, что террейны представляли независимые сиалические блоки, или микроконтиненты. Средние отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.11\text{--}0.12$ показывают, что террейны были сложены зрелой континентальной корой.

В целом в Далдынском террейне представлены древнейшие породы Анабарского щита с возрастом около 3.2 млрд. лет или несколько древнее. Исходная ассоциация метавулканитов и метаосадков в первом приближении может быть интерпретирована как островаджный ансамбль.

Преобладающие в Далдынском террейне плаггиогнейсы (включая эндербиты) имели андезитовый до риодацитового протолит (SiO_2 – 54–72 вес.%). Низкие содержания калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.1\text{--}0.3$) и высокие – CaO и Sr (300–500 г/т) близки к соответствующим величинам архейских ТТГ серий. Однако по сравнению с ТТГ рассматриваемые плаггиогнейсы характеризуются меньшим истощением HREE и Y, имеют умеренно фракционированные редкоземельные спектры с отношением $(\text{La}/\text{Yb})_N=35\text{--}47$ (рис. 4.11). Распределение содержаний элементов-примесей, нормированных к составу примитивной мантии, показывает обогащение элементами групп LILE и LREE, заметные негативные аномалии Nb и Ti и слабые позитивные аномалии Sr и Zr, что сопоставимо с соответствующими параметрами ТТГ-серий. Все эти геохимические особенности подтверждают субдукционное образование расплавов, предполагавшееся ранее [Розен и др., 1991]. Плаггиогнейсы имеют сходные Nd-модельные и U-Pb цирконовые датировки, что исключает коровую контаминацию при их образовании. Первичные, средние до фельзических, расплавы могли возникать либо в результате фракционной кристаллизации более основной магмы, либо при парциальном плавлении мафического источника. В последнем случае расплав скорее существовал в равновесии с амфиболом, чем с гранатом, то есть отделялся на глубинах менее 30 км, поскольку гнейсы недостаточно истощены HREE и Y.

Большинство плаггиогнейсов предельно истощено Rb (3–30 г/т) и Th (≤ 2 г/т), что может быть обусловлено удалением при метаморфизме или выплавлением из

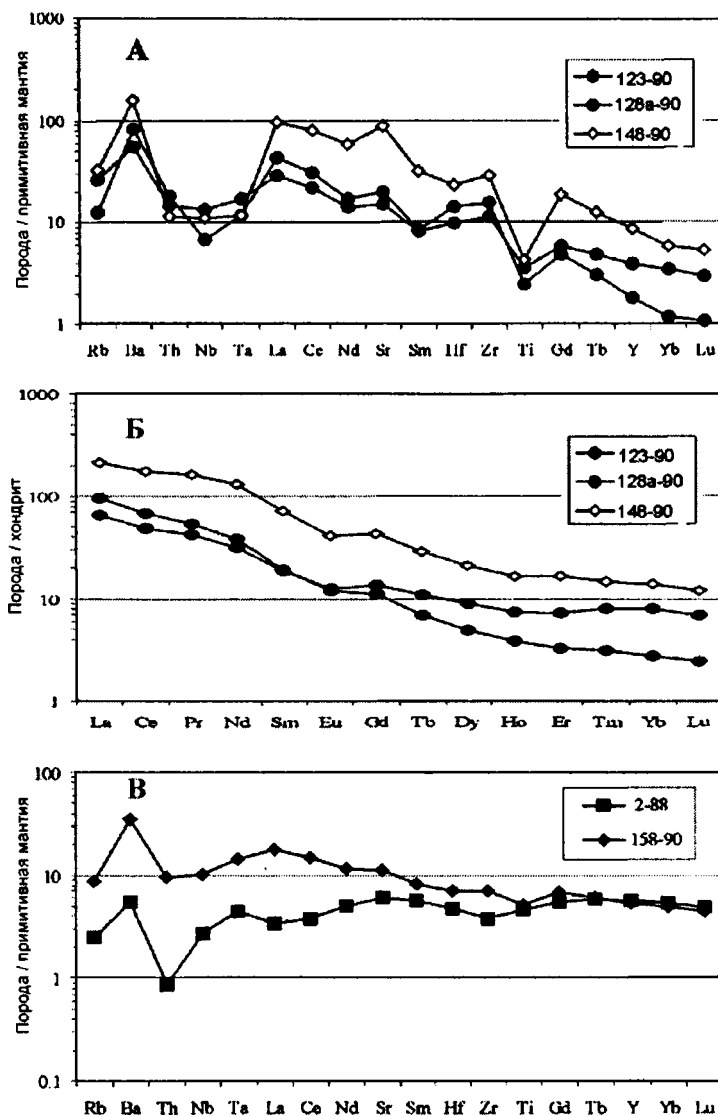


Рис. 4.11. Мультиэлементные диаграммы содержаний, нормированных по примитивной мантии, для плагиогнейсов и эндербитов (А) и (В) для метафитов (В) Далдынского террейна. Б – нормированные к хондриту содержания REE в далдынских плагиогнейсах и эндербитах

источника, изначально деплетированного этими элементами [Rollinson, Tarney, 2005].

Эндербиты, в противоположность плагиогнейсам, относительно обогащены Al_2O_3 , Ba, Sr, Zr, Y, REE и обнаруживают слабую отрицательную аномалию Eu (см. рис. 4.11, обр. 128a-90). Эти геохимические особенности указывают на их

образование в результате парциального плавления плагиогнейсового или мафического источника.

Двупироксеновые метаморфизованные мафические породы (обозначаемые в тексте как метамфиты) ассоциируются с плагиогнейсами и соответствуют низкомагнезиальным толеитовым базальтам с пологим или слабо фракционированным распределением редких земель $[(La/Yb)_N = 0.6-3.5]$. Содержания элементов, нормализованные к примитивной мантии, обнаруживают слабое обогащение Ba и незначительную до умеренной отрицательную аномалию Nb (см. рис. 4.11B). Все метамфиты содержат 1.0–1.6 вес.% TiO_2 . В отличие от Nb, Ti на спайдерграммах не обнаруживает отрицательных аномалий. Отношения $(Nb/La)_N$ составляет от 0.8 до 0.5, что указывает на привнос субдукционного компонента в мантийный источник или на незначительную контаминацию первичного базальтового расплава континентальной корой при транспортировке. Следует отметить, что наблюдаемые в Далдынских метамфитах отношения Ce/Nb (2.8–5) существенно ниже островодужных ($Ce/Nb > 6$) и, частично, задуговых базальтов ($Ce/Nb > 3$) [Saunders et al., 1988]. На диаграмме Zr/Y–Nb/Y [Fitton et al., 1997] далдынские метамфиты проектируются в поле плюмовых базальтов Исландии, вблизи точки примитивной мантии, то есть они соответствуют базальтам океанических островов или плюмовым базальтам (рис. 4.12). В этой области диаграммы располагаются многие архейские базальты, не относящиеся к островодужным [Condie, 2005].



Рис. 4.12. Zr/Y–Nb/Y диаграмма для Далдынских метамфитов (квадраты)

Поле плюмовых базальтов Исландии по [Fitton et al., 1997], архейские базальты зеленокаменных поясов по [Condie, 2005]

Заключение

Сибирский кратон состоит из супертеррейнов (составных террейнов, тектонических провинций) и их компонентов – террейнов. Террейны интерпретируются как архейские микроконтиненты, сталкивавшиеся 2.6–2.8 и 2.0–1.7 млрд. лет назад. В течение этих двух коллизионных событий граниты выплавлялись

из древней коры внутри предполагаемых сутур, одновременно с региональным высокотемпературным метаморфизмом древней коры террейнов. Древнейшие породные ансамбли микроконтинентов установлены на юге Сибирского кратона, в пределах Шарыжалгайского поднятия и Алданского щита, и на северо-востоке кратона – на Анабарском щите.

Южная оконечность Тунгусской провинции, обнаженная в Шарыжалгайском поднятии, включает древнейшие гранит-зеленокаменные домены – Онот и Булун, и расположенные юго-восточнее гранулит-гнейсовые домены – Иркут и Китой. Тоналит-трондjemит-гранодиоритовая ассоциация (“серые гнейсы”) в основании гранит-зеленокаменных доменов Онот и Булун характеризуется модельным возрастом $T(Nd)_{DM} = 3.5\text{--}3.6$ и $3.3\text{--}3.5$ млрд. лет соответственно, тогда как U-Pb-цирконовые датировки 3.4 и 3.25 млрд. лет отражают время кристаллизации магматических протолитов. Гранулит-гнейсовые домены Иркут и Китой состоят из метавулканитов субдукционной природы и метаосадков. Ядра цирконов из фельзических и средних гранулитов имеют изотопный возраст в 3.3–3.4 млрд. лет, тогда как их модельный возраст $T(Nd)_{DM} = 3.1\text{--}3.6$ млрд. лет.

На Алданском щите, в гранит-зеленокаменном террейне Олекма, ТТГ-гнейсы доминируют и имеют $T(Nd)_{DM} = 3.7\text{--}3.2$ млрд. лет, тогда как тоналит-диоритовые плутоны – 3.1–3.0 млрд. лет. Ультрамафические и фельзические зеленокаменные вулканы образовались 3.0–3.2 млрд. лет назад. Сходная картина наблюдается также в гранулит-гнейсовых террейнах – Алданском и Сутамском.

На Анабарском щите только Далдынский гранулит-гнейсовый террейн обнаруживает древние датировки. Здесь метамафиты, протолитами которых, вероятно, были базальты мантийно-плюмового происхождения, образовались около 3.35 млрд. лет назад. Плагииогнейсы формации ТТГ, или серых гнейсов, преобладают и имеют возраст 3.32 млрд. лет. Результатом их парциального плавления около 3.16 млрд. лет назад явилось образование эндербитов. Прочие плагииогнейсы и метамафиты, датированные в 3.1–3.0 млрд. лет, являются, по-видимому, переработанными более древними породами, указанными выше. Магматические породы по мере образования немедленно выходили на дневную поверхность, подвергались размыву и попадали в осадки, модельный возраст $T(Nd)_{DM}$ которых составляет 3.0–3.2 млрд. лет.

Таким образом, выделяются два эпизода в формировании древнейших породных ансамблей первичных микроконтинентов, аккрецированных позднее в Сибирский кратон. Первый имел место, вероятно, в еще палеоархее, 3.7–3.5 млрд. лет назад, за этим последовала мезоархейская переработка коры 3.2–3.0 млрд. лет назад. Второй эпизод произошел 3.4–3.0 млрд. лет назад, и переработка, соответственно, – 3.1–3.0 млрд. лет назад. Древнейшая кора с изотопными возрастными 3.7–3.5 и 3.4–3.0 млрд. лет состоит большей частью из серых гнейсов ТТГ-формации, выплавленных в условиях пологой субдукции. Вулканы зеленокаменных поясов, по химизму подобные базальтам океанических плато, вероятно, были производными мантийных плюмов.

4.5. Выводы

Гранитоиды (серые гнейсы и собственно граниты) были главными компонентами континентальной коры, начиная с палеоархея. *Серые гнейсы (тоналит-трондjemит-гранодиоритовая ассоциация)* слагают фундамент почти всех раннедокембрийских кратонов, позднее вошедших в структуру большей части континентов. В отличие от супрасубдукционных магм фанерозоя, они преимущественно выплавлялись непосредственно из субдуцируемого слэба океанической коры повышенной мощности в условиях пологой субдукции. Очевидно, что чрезвычайно широкое распространение серых гнейсов, по-видимому, указывает на широкое распространение в архейском океане зон пологой субдукции, проявленных на пространствах всех будущих континентов. Формирование серых гнейсов, по-видимому, прекратилось в таких огромных масштабах к концу раннего докембрия. *Граниты* и ассоциированные гранодиориты также прослеживаются начиная с палеоархея и принадлежат к обычной известково-щелочной серии (в широком определении), выплавленной из сиалической коры. Геохимические особенности архейских гранитов иногда указывают на более мафический состав их источника по сравнению постархейскими. Ареной гранитообразования в то время, как и во всей последующей истории, преимущественно были коллизионные системы. В архее практически отсутствуют *A-граниты* (согласно строгому определению этого понятия), присущие анорогенным (внутриплитным, интракратонным) обстановкам неопротерозоя и фанерозоя, что, возможно, обусловлено недостаточной консолидацией континентальной коры. *Чарнокиты*, как выплавки из коры в условиях гранулитовой фации при дефиците H_2O , проявлены широко как в раннем докембрии, так и позднее.

5. РАННИЕ КРАТОНЫ: ОСАДОЧНЫЕ ЧЕХЛЫ, ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ И ЛИТОСФЕРНЫЙ КИЛЬ

5.1. Особенности формирования кратонов

Кратоны – это устойчивые участки земной коры, которые определяются как “часть земной коры, которая приобрела стабильность и в течение длительного времени почти не испытывала деформации. ... Термин применяется только по отношению к континентальным областям, главным образом докембрийского возраста. ... Отдельные части наиболее зрелых фанерозойских складчатых поясов достигли стадии кратона или приблизились к ней” (цитировано по [Glossary..., 1997] в переводе по [Толковый словарь ..., 2002]).

Континентальная кора, как было отмечено выше, имеет большей частью мощность 40–35 км и включает три уровня, из которых верхний сложен преимущественно гранитоидами [Rudnick, Fountain, 1995]. Присутствие континентальной коры еще не является признаком, достаточным для отнесения данного тектонического блока к категории кратонов, поскольку многие складчатые области фанерозоя и докембрия имеют такую кору, но к кратонам не относятся. Гипотетический процесс формирования кратона из гетерогенной складчатой области получил название “кратонизации” [Windley, 1999; Eriksson, Donaldson, 1986 и др.], однако этот термин не получил четкого определения.

Среди признаков, определяющих такие кратоны, как Сибирский, Восточно-Европейский и Северо-Американский, можно назвать следующие. 1) Существование достаточно мощного осадочного чехла, развивавшегося длительно, в течение 500 млн. лет и более. 2) Специфический внутриплитный магматизм – кимберлиты, лампроиты, дайковые рои, крупные мафические расслоенные плутоны. 3) Присутствие под кратоном, в верхней мантии, деплетированного алмазоносного горизонта – литосферного кия, который обуславливает некоторые особенности породообразования на кратоне, в частности – локализацию кимберлитов и присутствие в них алмазов. Существование кия как необходимого фактора стабилизации кратона отмечено впервые в работе [Bleeker, 2003], Оказывается, что кратоны – это сложные полихронные системы, их возникновение и становление в геологической истории было не одноактным, а постепенным, хотя и ограниченным во времени, процессом.

Первичные континенты, на которых формировались ранние осадочные бассейны, возникли в результате взаимодействия интраокеанических островных дуг, базальтовых океанических плато и аккреционно-коллизийных процессов. Такие континенты в архее составляли 5–10% современной коры [Eriksson et al., 2004].

5.2. Древние осадочные бассейны кратонов: распространение и основные черты обстановок осадконакопления

3.8–3.2 млрд. лет назад в составе формаций некоторых зеленокаменных поясов уже появились маломощные карбонатные отложения пассивных окраин, полосчатые железорудные формации, эвапориты, пелиты и обломочные кварциты, а также в меньшем масштабе синорогенные турбидиты, конгломераты и песчаники. Существование осадочных бассейнов на Земле отчетливо устанавливается начиная с 3.5 млрд. лет. Они большей частью развивались на сиалическом основании, иногда весьма длительно, до 500 млн. лет (что сопоставимо с чехлами современных платформ), и содержат, среди прочих отложений, кварцевые арениты, карбонаты, граувакковые турбидиты, нередко ассоциирующиеся с вулканитами.

В архее развивались такие крупные осадочные бассейны, как Понгола, Витватерсаранд (перекрытый унаследованными бассейнами Вентерсдорп и Трансвааль) в Южной Африке, Уарравуна и Фортескью в Австралии. Становление таких бассейнов, по-видимому, указывает на стабилизацию системы кора-мантия, соответствующей представлению о кратонах.

Вулканокластические ассоциации в бассейнах, а также шельфовые, кварц-аренитовые (обычно с карбонатами) ассоциации были достаточно широко проявлены с 3.5 млрд. лет [Eriksson, Donaldson, 1986; Thurston, Chivers, 1990]. Присутствие высоkozрелых косослоистых кварцевых песчаников маркирует снос с областей выветривания пород зрелой континентальной коры. Очевидно, что существовали обширные блоки стабильной, изостатически уравновешенной, континентальной коры. В терминальной части неоархея (<2.8...=2.5 млрд. лет) цианобактериальные маты превращаются в главный фактор докембрийского карбонатакопления, а строматолитовые карбонатные платформы составляют заметную часть мелководного шельфа [Сергеев и др., 2007].

Общий облик отложений, особенности их образования и процессы выветривания в области сноса достаточно отчетливо проявлены в отложениях супергруппы Понгола на востоке Каапвальского кратона в Южной Африке. На площади 30×130 км распространены (снизу вверх) базальты и риолиты группы Нсузе, мощностью 8 км, флювиальные и приливно-отливные шельфовые песчаники, глинистые сланцы и строматолитовые карбонаты, а также железистые отложения группы Мозан, мощностью 5 км. Эти отложения накапливались в рифтовой

долине 2.9 млрд. лет назад на поверхности гранит-зеленокаменного основания Каапвальского кратона, возраст которого превышает 3.1 млрд. лет. Базальные вулканиты Нсузе несогласно залегают на фундаменте, а на контакте развита кора выветривания мощностью 7.5 м. Глинистые сланцы содержат пиррофиллит и диаспор. Представляется очевидным, что уже в архее происходило интенсивное химическое выветривание в субаэральных условиях [Grandstaff et al., 1986; Eriksson, Fedo, 1994].

Дальнейшее описание посвящено крупным осадочным бассейнам, которые в наибольшей мере отражают стабилизацию земной коры. Они достаточно редки, поэтому описание приведено для наиболее характерных представителей.

5.3. Примеры архейских осадочных бассейнов

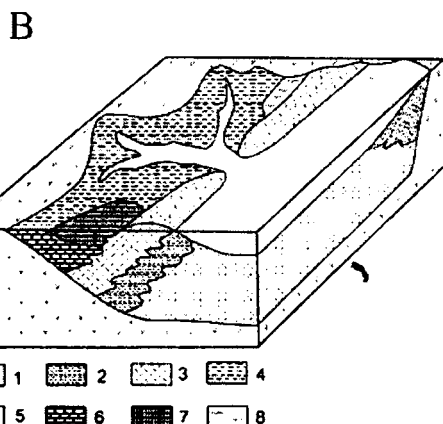
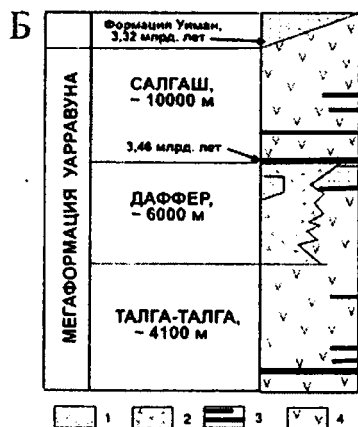
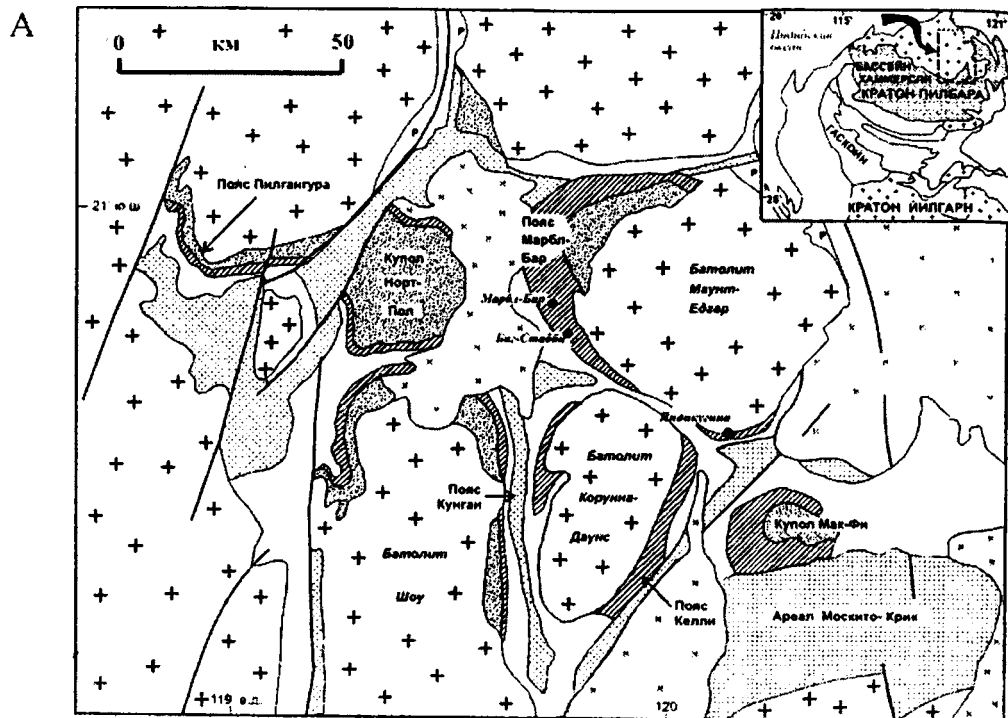
Мелководный прибрежный бассейн на базальтовом плато – Уарравуна (Австралия)

Бассейн формировался ~3.46–3.32 млрд. лет назад на обширных пространствах субаэральных базальтовых плато и занимал площадь более 18000 кв. км. Слагающие отложения представлены серией маломощных (~50м) осадочных горизонтов, залегающих среди базальтовых толщ и распространенных на всей площади плато [Barley, 1993; Krapez, 1993]. Бассейновые отложения сложены терригенными породами в ассоциации с эвапоритами (гипс) и строматолитовыми карбонатными платформами, свидетельствующими, в первом приближении, о близком к современному составу океанских вод и прибрежном волновом режиме (рис. 5.1). Такие бассейны, по-видимому, не повторялись в дальнейшей истории. В отличие от них, сопоставимые по размеру фанерозойские океанические базальтовые плато перекрыты рифогенными известняками, на склонах – брекчиями вулканитов и илистым материалом, а у подножья – вулканомиктовыми конгломератами, тогда как трапповые базальтовые ареалы совмещаются главным образом с континентальными отложениями. Позднее, примерно 2.8 млрд. лет назад, на смену древнейшим специфическим бассейнам (типа Уарравуна) пришли бассейны длительного и унаследованного прогибания, сложенные разнообразными, преимущественно терригенными, отложениями.

Вулканогенно-терригенный бассейн длительного развития, 2.8–1.8 млрд. лет, Витватерсранд (Южная Африка)

Гигантский бассейн Витватерсранд располагается на кровле кратона Каапваль в южной Африке (рис 5.2А). Формирование кратона Каапваль продолжалось в течение 500 млн. лет, от 3.7 до 3.2 млрд. лет назад, начавшись накоплением базальтоидов океанического плато, фрагменты которого находятся в основании зеленокаменного пояса Барбертон, с последующей локальной аккрецией океанических террейнов [Windley, 1999; de Wit, Tinker, 2004; Eriksson et al., 2004].

В это время выплавлялись трондьемиты, преобладающие в коре кратона и имеющие возраст 3340 ± 3 млн. лет, а подстилающая литосфера подвергалась дифференциации [Roujol, Anhaeusser, 2001]. Ко времени 3.1 млрд. лет назад аккреция террейнов ранней океанической коры (зеленокаменных комплексов и ТТГ-ареа-



лов) завершилась в южной и центральной частях кратона, а в северной и западной частях аккреционные процессы продолжались [McCourt, 1995]. В течение последующих 500 млн. лет (3.1–2.6 млрд. лет назад) происходили перманентная аккреция композитных террейнов, формирование пассивных окраин и их растяжение, формирование рифтов и ассоциированных межгорных бассейнов, в которых накапливались рудоносные отложения формации Доминион, являющиеся прямыми предшественниками отложений Витватерсранд.

Образование континентальной коры кратона Каапваль закончилось сжатием и надвигами пластин на восток в интервале времени 2.92–2.76 млрд. лет [Windley, 1999; Tinker et al., 2004]. В это время, 2.8 млрд. лет назад, заложился бассейн Витватерсранд, в котором началось площадное накопление осадочных толщ супергруппы Витватерсранд, перекрывших сформировавшийся к этому времени картон Каапваль.

По-видимому, к 2.7 млрд. лет назад внутренняя часть Каапвальского кратона была частью стабильного континента с алмазонасной мантийной литосферой мощностью более 150 км (литосферный киль). В обстановке растяжения пассивной окраины произошло излияние плюмовых платобазальтов Вентерстдорп, когда регион значительно поднялся выше уровня Мирового океана. Последующее накопление карбонатов и железистых кварцитов 2.6–2.4 млрд. лет назад произошло во время глобального эвстатического подъема [Eriksson et al., 2004]. После перерыва, 2.3–2.2 млрд. лет назад, в обстановке регионального погружения, накапливались терригенные осадки Трансвааль и разнообразные вулканы, в которые около 2.02 млрд. лет назад внедрился расслоенный мафический плутон Бушвельд [Kamo et al., 1996].

2.05–1.95 млрд. лет назад произошла коллизия кратонов Каапваль и Зимбабве вдоль коллизионной системы Лимпопо [Treloar et al., 1992; Holzer et al., 1998]. Коллапс этого горного сооружения 1.85 млрд. лет назад, вероятно, привел к нарушению нижней термальной границы коры. Начали поступать базальты и разнообраз-

Рис. 5.1. Положение и строение палеоархейских (3.46 млрд. лет) осадочных отложений на базальтовом плато кратона Пилбара, северо-западная Австралия [Barley, 1993; Krapez, 1993; Van Kranendonk et al., 2004]

На врезке – положение кратона Пилбара в северо-западной Австралии, стрелка указывает положение рис. А.

А. Схема распространения мегаформации Уарравуна и ассоциированных отложений. 1 – отложения перми; 2 – мегаформация Маунт-Брюс, 2.8–2.2 млрд. лет; 3 – мегаформация Джордж-Крик и Ребурн, 3.3–2.9 млрд. лет; 4–6 – мегаформация Уарравуна, суперформации: 4 – Салгаш, 5 – Даффер, 6 – Талга-Талга; 7 – гранитоиды; 8 – главные разломы. Б. Стратиграфическое положение горизонтов осадочных пород внутри мегаформации Уарравуна; 1 – вулканомиктовые осадки, 2 – известково-щелочные вулканы, 3 – кремнистые и другие осадки, 4 – базальты. В. Реконструкция условий осадконакопления; 1 – мелководный сублитеральный песчаный вулканомиктовый покров, 2 – вулканический ил, 3 – береговой песчаный ил, 4 – надлитеральная илистая отмель, 5 – приливно-отливной канал, 6 – карбонаты, 7 – эвапориты (псевдоморфозы барита по гипсу), 8 – строматолиты

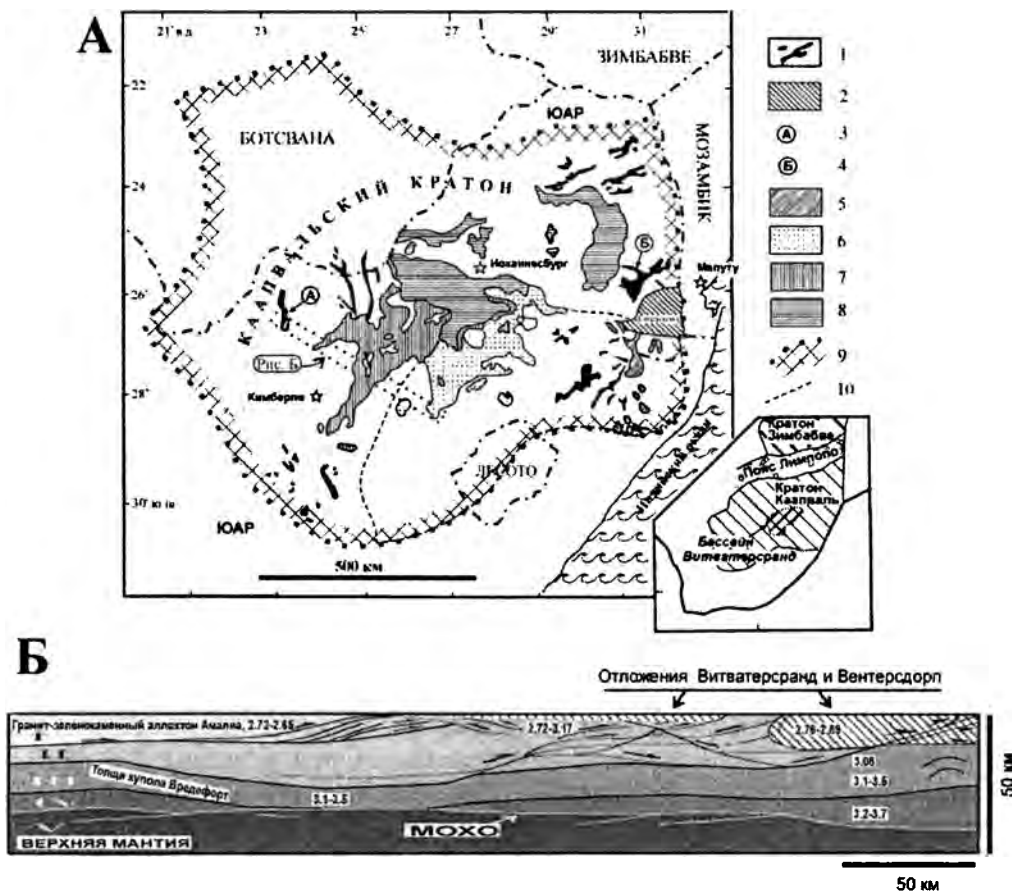


Рис. 5.2. Строение кратона Каапваль

А. Схема выходов на поверхность отложений седиментационных палеобассейнов [Бреданова, Мигдисов, 2006; Kositsin, Krapez, 2004]. 1 – фрагменты зеленокаменных поясов, 3.6–3.2 млрд. лет; 2 – Древний гнейсовый комплекс, 3.57 млрд. лет; 3, 4 – зеленокаменные пояса: 3 – Амалия; 4 – Барбертон; 5–8 – палеобассейны: 5 – Понгола, 2.95–2.92 млрд. лет; 6 – Венерсдорп, 2.7–2.63 млрд. лет; 7 – Витватерсранд, 3.3–2.7 млрд. лет; 8 – Трансвааль, 2.6–2.2 млрд. лет; 9 – структурная (геофизическая) граница Каапвальского кратона; 10 – область первоначального распространения бассейна Витватерсранд. Б. Строение коры по отраженным сейсмическим волнам [de Wit, Tinker, 2004]. Цифры – возраст метаморфизма в млрд. лет по обнаженным породам и коровым включениям в кимберлитах. I–V – разновозрастные пластины коры. На врезке показано положение древних кратонов Каапваль и Зимбабве, сочлененных вдоль пояса Лимпопо, на юге Африки. Пояснения в тексте

разные вулканиты формаций Уотерберг и Саутпансберг и секущие их долериты, как из деплетированного, так и из обогащенного за счет субдукции океанической коры мантийного источника [Crow, Condie, 1990], или из плюмового источника [Hanson et al., 2004].

Современная земная кора кратона Каапваль обнаруживает отчетливую слоенность, судя по данным сейсмического зондирования, интерпретированным в соответствии с наиболее полным, изученным и датированным разрезом коры в импактной антиформе Вредедорт. Прогибание ложа бассейнов, по-видимому, вызывалось не только их проседанием, но и утонением коры при растяжении вдоль пограничных разломов [Nijman, de Vries, 2004]. Нижняя кора, вероятно, сложенная аналогами Древнего гнейсового комплекса, обнаженного в Свазиленде [Kucner, Tegtmeier, 1994], расползлась в стороны 3.2–3.1 млрд. лет назад вследствие растяжения на западной континентальной окраине (рис 5.2Б, пластина V), на которую потом надвинулись неоархейские аллохтоны [de Wit, Tinker, 2004]. Слоистые толщи бассейна Витватерсранд простираются до глубины ~12 км.

Суммарная мощность стратиграфических подразделений, перекрывающих кратон Каапваль, составляет около 50 км (см. рис. 5.2Б), однако максимальная наблюдаемая реальная общая мощность супергрупп Витватерсранд и Вентерсдорп, там, где они перекрываются, не превышает 12 км, как показывает расшифровка упомянутых выше сейсмических данных. Интервалы значений возраста, по-видимому, отражают длительность погружения, хотя продолжительность перерывов в осадконакоплении остается неопределенной (рис. 5.3А). В целом платформенное осадконакопление на Каапвальском кратоне продолжалось от 2.8 до 1.8 млрд. лет назад, т.е. в течение ~1 млрд. лет, что достаточно близко к времени развития чехла, например, Восточно-Европейской платформы, начавшемся в рифее. Однако тектоническая история кратона была более бурной. Между отдельными стратонами наблюдаются региональные (повсеместные) несогласия и платобазальтовый магматизм.

Присутствие вулканитов и мощные толщи конгломератов указывают на значительную, но проявлявшуюся перманентно тектоническую активность. На последних этапах накопления толщи Витватерсранд, ~2.7 млрд. лет назад (перед накоплением отложений Вентерсдорп), на поверхности кратона, вероятно, существовал обширный пенеппен, так как источниками сноса стали практически все более древние комплексы. Об этом свидетельствует датирование терригенных цирконов [Kositcin, Krapez, 2004]. Со временем состав пород в области размыва последовательно изменялся от преимущественно мафического к фельзитическому, на что указывает эволюция отношения Sr/Th в пелитах чехла картона Каапваль (рис. 5.3Б). Высокие значения указанных отношений в интервале времени 3.5–2.0 млрд. лет назад указывают на чрезвычайно большую роль мафитов среди источников терригенного материала (вулканиты зеленокаменных поясов, рифтогенные базальтоиды) в областях размыва. Позднее величины этих отношений понижаются до значений, свойственных фанерозойским глинам (NASC, PAAS), главным источником которых были фельзитические породы.

Присутствие в отложениях супергруппы Витватерсранд кимберлитовых алмазов, находки которые известны давно [Frimmel, 2005], указывают на утолщен-

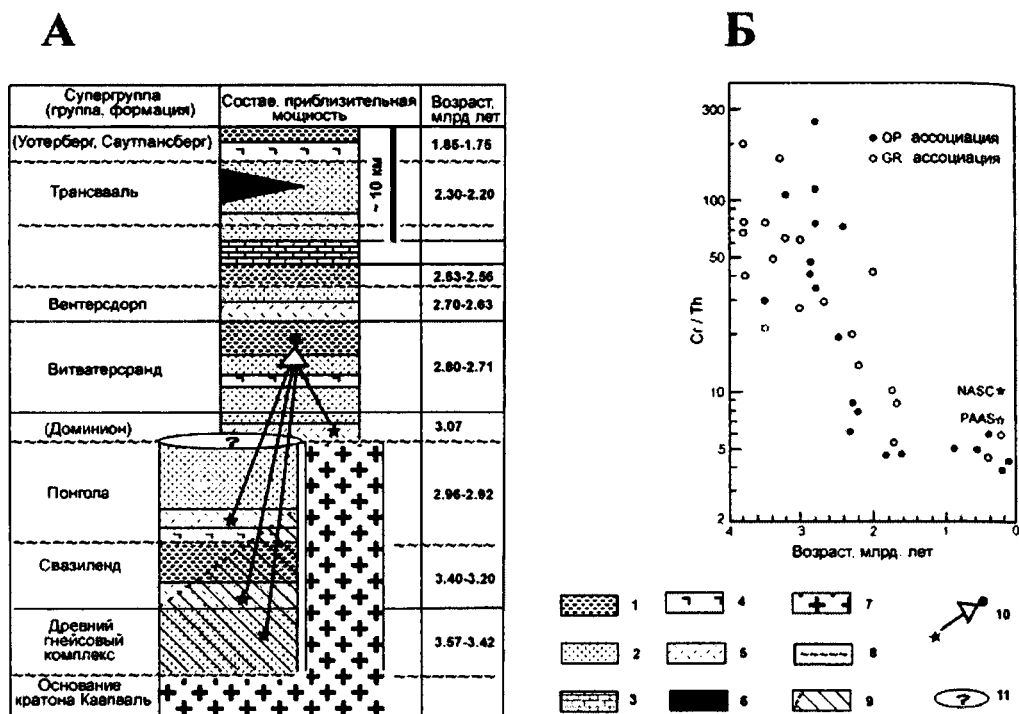


Рис. 5.3. Состав, возраст и особенности отложений платформенного чехла кратона Каапваль

А. Схематизированная литолого-стратиграфическая колонка [Бреданова, Мигдисов, 2005; de Wit, Tinker, 2004]

1 – песчаники и конгломераты; 2 – глинистые сланцы и песчаники, иногда кремни и полосчатые железные руды; 3 – карбонаты, преимущественно строматолитовые доломиты; 4 – коматииты и базальты; 5 – различные вулканы; 6 – расслоенная мафическая интрузия Бушвельд; 7 – гранит-зеленокаменный фундамент кратона; 8 – региональные несогласия; 9 – метаморфизм амфиболитовой до гранулитовой фазии; 10 – источники обломочных цирконов (звезда), датированных в отложениях Витватерсранд (точка) [Kositsin, Krapez, 2004]; 11 – взаимоотношения отложений неизвестны.

Б. Эволюция средних отношений Cr/Th в пелитах чехла кратона Каапваль и других кратонов [Condie, Wronkiewicz, 1990]. QP – литогенетическая ассоциация пелитов с кварцитами; GR – пелиты зеленокаменных поясов; NASC, PAAS – средние составы, используемые как геохимические стандарты, соответственно, Североамериканская глинистая смесь и средний постархейский глинистый сланец Австралии [Taylor, McLennan, 1985]

ную, деплетированную и жесткую субконтинентальную литосферу (литосферный киль), необходимую для формирования кимберлитов. Время внедрения архейских алмазоносных кимберлитов можно приблизительно ограничить интервалом 3450–2870 млн. лет, согласно датировкам обломочных цирконов [Kositsin, Krapez, 2004] из этих осадочных толщ, отражающим время формирования пород области размыва. Возникшая система кора – мантия была настолько зрелой, что базальтовый андерплэйтинг 2785–2783 млн. лет назад, возможно связанный с

подъемом плюма, привел к парциальному плавлению нижней коры и к внедрению, по-видимому первого в истории Земли рапакиви-гранитного комплекса на площади более 6000 кв.км западной окраины бассейна [Moore et al., 1993].

Таким образом, на Каапвальском кратоне 2.8–1.8 млрд. лет назад, в течение примерно 1 млрд. лет, накапливались осадочные и вулканогенные отложения общей мощностью более 12 км, проявлялся рифтинг, сопровождаемый базальтовым магматизмом. В первой половине этого временного отрезка, по-видимому, уже сформировался деплетированный алмазоносный литосферный киль, где формировались кимберлиты, выносившие алмазы, которые затем были переотложены в терригенных толщах. К концу рассматриваемого времени внедрился гигантский мафический расслоенный комплекс Бушвельд. Очевидно, что здесь уже был сформирован кратон, по своему строению и свойствам подстилающей литосферной мантии соответствовавший фанерозойским кратонам.

5.4. Внутриплитный магматизм кратонов в раннем докембрии

Рифты, как и продукты внутриплитного магматизма – мафические интрузии, платобазальты и дайковые рои – в раннем докембрии проявлены ограниченно. Мало известно о кимберлитах этого возраста. Крупные расслоенные мафические интрузии (Бушвельд, Стиллутер) не обнаруживают существенных различий в сравнении с молодыми аналогами, а такие гигантские дайки, как Великая Дайка Зимбабве, в дальнейшей геологической истории не повторялись.

Платобазальты

Континентальные платобазальты, или траппы, впервые появляются в конце архея. Их океанические аналоги – формации базальтовых океанических плато в зеленокаменных поясах – рассмотрены выше. Наиболее представительными примерами архейских континентальных траппов являются вулканы Вентерсдорп (Южная Африка), формировавшиеся около 2.7 млрд. лет назад, и Фортескью, 2.77 млрд. лет назад (Австралия) [Condie, 2001]. Мощность вулкаников определяется примерно в 5–10 км и более, состав преимущественно толеитовый, но, кроме базальтов, присутствуют базальтовые коматииты, поздние фельзические туфы и пирокластиты. В ассоциации с ними находятся эпикластические осадки и реже – карбонатные отложения. Базальты обычно субаэральные, осадки – аллювиальные и озерные. Базальты Фортескью залегают непосредственно на мезоархейском фундаменте кратона Пилбара, они контаминированы веществом верхней коры, о чем свидетельствуют высокие отношения Th/Ta и La/Yb, отрицательные аномалии Nb, а также значения $\epsilon Nd = -1.5 \div -4.4$. Сопутствующие им средние и фельзические вулканы представляются продуктами фракционной

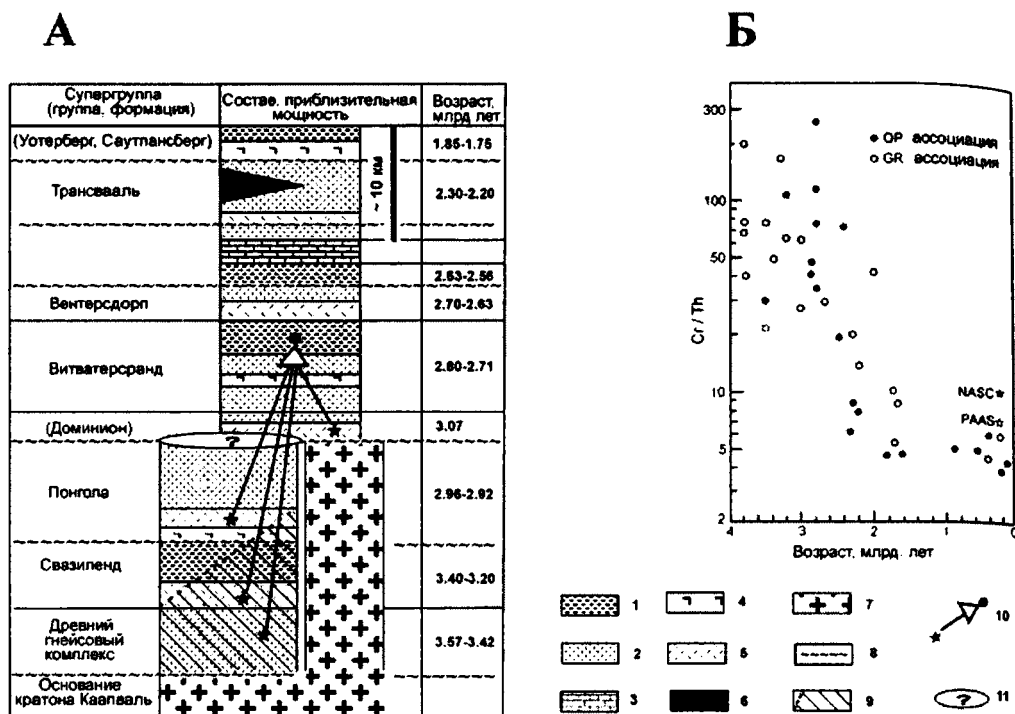


Рис. 5.3. Состав, возраст и особенности отложений платформенного чехла кратона Каапваля

А. Схематизированная литолого-стратиграфическая колонка [Бреданова, Мигдисов, 2005; de Wit, Tinker, 2004]

1 – песчаники и конгломераты; 2 – глинистые сланцы и песчаники, иногда кремни и полосчатые железные руды; 3 – карбонаты, преимущественно строматолитовые доломиты; 4 – коматиты и базальты; 5 – различные вулканы; 6 – расслоенная мафическая интрузия Бушвельд; 7 – гранит-зеленокаменный фундамент кратона; 8 – региональные несогласия; 9 – метаморфизм амфиболитовой до гранулитовой фазии; 10 – источники обломочных цирконов (звезда), датированных в отложениях Витватерсранд (точка) [Kositsin, Krapez, 2004]; 11 – взаимоотношения отложений неизвестны.

Б. Эволюция средних отношений Cr/Th в пелитах чехла кратона Каапваля и других кратонов [Condie, Wronkiewicz, 1990]. QP – литогенетическая ассоциация пелитов с кварцитами; GR – пелиты зеленокаменных поясов; NASC, PAAS – средние составы, используемые как геохимические стандарты, соответственно, Североамериканская глинистая смесь и средний постархейский глинистый сланец Австралии [Taylor, McLennan, 1985]

ную, деплетированную и жесткую субконтинентальную литосферу (литосферный киль), необходимую для формирования кимберлитов. Время внедрения архейских алмазоносных кимберлитов можно приблизительно ограничить интервалом 3450–2870 млн. лет, согласно датировкам обломочных цирконов [Kositsin, Krapez, 2004] из этих осадочных толщ, отражающим время формирования пород области размыва. Возникшая система кора – мантия была настолько зрелой, что базальтовый андерплэйтинг 2785–2783 млн. лет назад, возможно связанный с

подъемом плюма, привел к парциальному плавлению нижней коры и к внедрению, по-видимому первого в истории Земли рапакиви-гранитного комплекса на площади более 6000 кв.км западной окраины бассейна [Moore et al., 1993].

Таким образом, на Каапвальском кратоне 2.8–1.8 млрд. лет назад, в течение примерно 1 млрд. лет, накапливались осадочные и вулканогенные отложения общей мощностью более 12 км, проявлялся рифтинг, сопровождаемый базальтовым магматизмом. В первой половине этого временного отрезка, по-видимому, уже сформировался деплетированный алмазоносный литосферный киль, где формировались кимберлиты, выносившие алмазы, которые затем были переотложены в терригенных толщах. К концу рассматриваемого времени внедрился гигантский мафический расслоенный комплекс Бушвельд. Очевидно, что здесь уже был сформирован кратон, по своему строению и свойствам подстилающей литосферной мантии соответствовавший фанерозойским кратонам.

5.4. Внутриплитный магматизм кратонов в раннем докембрии

Рифты, как и продукты внутриплитного магматизма – мафические интрузии, платобазальты и дайковые рои – в раннем докембрии проявлены ограниченно. Мало известно о кимберлитах этого возраста. Крупные расслоенные мафические интрузии (Бушвельд, Стиллуотер) не обнаруживают существенных различий в сравнении с молодыми аналогами, а такие гигантские дайки, как Великая Дайка Зимбабве, в дальнейшей геологической истории не повторялись.

Платобазальты

Континентальные платобазальты, или траппы, впервые появляются в конце архея. Их океанические аналоги – формации базальтовых океанических плато в зеленокаменных поясах – рассмотрены выше. Наиболее представительными примерами архейских континентальных траппов являются вулканы Вентерсдорп (Южная Африка), формировавшиеся около 2.7 млрд. лет назад, и Фортескью, 2.77 млрд. лет назад (Австралия) [Condie, 2001]. Мощность вулканитов определяется примерно в 5–10 км и более, состав преимущественно толеитовый, но, кроме базальтов, присутствуют базальтовые коматииты, поздние фельзические туфы и пирокластиты. В ассоциации с ними находятся эпикластические осадки и реже – карбонатные отложения. Базальты обычно субаэральные, осадки – аллювиальные и озерные. Базальты Фортескью залегают непосредственно на мезоархейском фундаменте кратона Пилбара, они контаминированы веществом верхней коры, о чем свидетельствуют высокие отношения Th/Ta и La/Yb, отрицательные аномалии Nb, а также значения $\epsilon Nd = -1.5 \div -4.4$. Сопутствующие им средние и фельзические вулканиты представляются продуктами фракционной

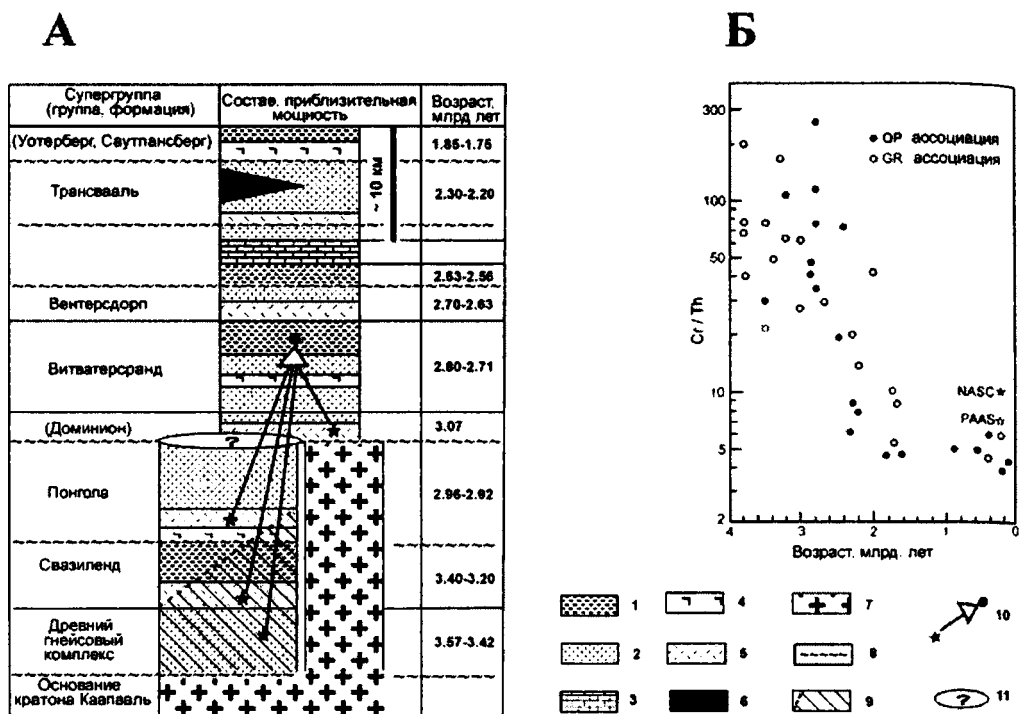


Рис. 5.3. Состав, возраст и особенности отложений платформенного чехла кратона Каапваля

А. Схематизированная литолого-стратиграфическая колонка [Бреданова, Мигдисов, 2005; de Wit, Tinker, 2004]

1 – песчаники и конгломераты; 2 – глинистые сланцы и песчаники, иногда кремни и полосчатые железные руды; 3 – карбонаты, преимущественно строматолитовые доломиты; 4 – коматииты и базальты; 5 – различные вулканы; 6 – расслоенная мафическая интрузия Бушвельд; 7 – гранит-зеленокаменный фундамент кратона; 8 – региональные несогласия; 9 – метаморфизм амфиболитовой до гранулитовой фазии; 10 – источники обломочных цирконов (звезда), датированных в отложениях Витватерсранд (точка) [Kositsin, Krapez, 2004]; 11 – взаимоотношения отложений неизвестны.

Б. Эволюция средних отношений Cr/Th в пелитах чехла кратона Каапваля и других кратонов [Condie, Wronkiewicz, 1990]. QP – литогенетическая ассоциация пелитов с кварцитами; GR – пелиты зеленокаменных поясов; NASC, PAAS – средние составы, используемые как геохимические стандарты, соответственно, Североамериканская глинистая смесь и средний постархейский глинистый сланец Австралии [Taylor, McLennan, 1985]

ную, деплетированную и жесткую субконтинентальную литосферу (литосферный киль), необходимую для формирования кимберлитов. Время внедрения архейских алмазоносных кимберлитов можно приблизительно ограничить интервалом 3450–2870 млн. лет, согласно датировкам обломочных цирконов [Kositsin, Krapez, 2004] из этих осадочных толщ, отражающим время формирования пород области размыва. Возникшая система кора – мантия была настолько зрелой, что базальтовый андерплэйтинг 2785–2783 млн. лет назад, возможно связанный с

подъемом плюма, привел к парциальному плавлению нижней коры и к внедрению, по-видимому первого в истории Земли рапакиви-гранитного комплекса на площади более 6000 кв.км западной окраины бассейна [Moore et al., 1993].

Таким образом, на Каапвальском кратоне 2.8–1.8 млрд. лет назад, в течение примерно 1 млрд. лет, накапливались осадочные и вулканогенные отложения общей мощностью более 12 км, проявлялся рифтинг, сопровождаемый базальтовым магматизмом. В первой половине этого временного отрезка, по-видимому, уже сформировался деплетированный алмазоносный литосферный киль, где формировались кимберлиты, выносившие алмазы, которые затем были переотложены в терригенных толщах. К концу рассматриваемого времени внедрился гигантский мафический расслоенный комплекс Бушвельд. Очевидно, что здесь уже был сформирован кратон, по своему строению и свойствам подстилающей литосферной мантии соответствовавший фанерозойским кратонам.

5.4. Внутриплитный магматизм кратонов в раннем докембрии

Рифты, как и продукты внутриплитного магматизма – мафические интрузии, платобазальты и дайковые рои – в раннем докембрии проявлены ограниченно. Мало известно о кимберлитах этого возраста. Крупные расслоенные мафические интрузии (Бушвельд, Стиллуотер) не обнаруживают существенных различий в сравнении с молодыми аналогами, а такие гигантские дайки, как Великая Дайка Зимбабве, в дальнейшей геологической истории не повторялись.

Платобазальты

Континентальные платобазальты, или траппы, впервые появляются в конце архея. Их океанические аналоги – формации базальтовых океанических плато в зеленокаменных поясах – рассмотрены выше. Наиболее представительными примерами архейских континентальных траппов являются вулканы Вентерсдорп (Южная Африка), формировавшиеся около 2.7 млрд. лет назад, и Фортескью, 2.77 млрд. лет назад (Австралия) [Condie, 2001]. Мощность вулканитов определяется примерно в 5–10 км и более, состав преимущественно толеитовый, но, кроме базальтов, присутствуют базальтовые коматииты, поздние фельзические туфы и пирокластиты. В ассоциации с ними находятся эпикластические осадки и реже – карбонатные отложения. Базальты обычно субаэральные, осадки – аллювиальные и озерные. Базальты Фортескью залегают непосредственно на мезоархейском фундаменте кратона Пилбара, они контаминированы веществом верхней коры, о чем свидетельствуют высокие отношения Th/Ta и La/Yb, отрицательные аномалии Nb, а также значения $\epsilon\text{Nd} = -1.5 \div -4.4$. Сопутствующие им средние и фельзические вулканиты представляются продуктами фракционной

кристаллизации базальтоидных магм. На коровую контаминацию рифтогенных вулканитов прямо указывает присутствие ксенокристов циркона в базальтах толщи Вентерсдорп. Платобазальты Фортескью и Вентерсдорп изливались в обстановке литосферного рифтинга, позволявшего плюмам достигать сравнительно небольших глубин в течение короткого промежутка времени. Расплав поступал из поднимающегося мантийного плюма при адиабатическом декомпрессионном плавлении в корневой, глубинной его части, где температура превышала значения окружающей мантии на 100–150°C [Condie, 2001].

Дайки

Рои мафических даек и отдельные дайки маркируют растяжение и раскол континентальной коры. Наиболее известные их проявления приурочены к палеопротерозою. В конце палеопротерозоя, 1.83 млрд. лет назад, в провинции Черчилл Канадского щита на площади 240 тысяч км² произошло массовое внедрение даек карбонатсодержащих высококальциевых лампрофиров (флогопит-клинопироксеновых минетт), сопровождаемых комагматическими вулканитами. Расплав поступал из архейской мантии с модельным возрастом $T(\text{Nd})_{\text{DM}} = 2.67\text{--}3.15$ млрд. лет, метасоматизированной (обогащенной) в связи с освобождением флюида при архейской пологой субдукции [Cousens et al., 2004]. Другой пример позднепалеопротерозойских даек – рой даек Кангамиут, который внедрился ~2,04 млрд. лет назад на шельфе пассивной окраины (форланде) и в последствии был вовлечен в коллизионный орогенез Нагсукток (1,9–1,8 млрд. лет) в Гренландии [Nutman et al., 1999b]. Несколько более древними являются дайковая серия Миннесоты, США (2.12 млрд. лет) и диабазовый комплекс Ниписсинг, Канада (2.22 млрд. лет) [Green, 1992].

Мощный период глобального растяжения континентальной коры был приурочен к раннему палеопротерозою; он маркируется крупнейшими расслоенными интрузиями и дайками возраста ~2.45–2.4 млрд. лет. К таковым относятся Великая Дайка Зимбабве (2.46 млрд. лет); интрузия Жимберлана в Австралии (2.42 млрд. лет), дайки и интрузии сумия Балтийского щита (2.46–2.4 млрд. лет), дайки Маттачеван, Онтарио, США (2.45 млрд. лет), дайки Скури, Шотландия (2.39 млрд. лет) [Green, 1992].

В архее рои даек, как правило, ассоциируют с платобазальтами. Самыми древними являются дайки Амералик с возрастом 3.5 млрд. лет, которые отчетливо секут палеоархейские гнейсы Итсок, оставаясь при этом часто недеформированными [Nutman et al., 1996]. Это ясно указывает на то, что сформировавшиеся к началу мезоархей континентальные блоки уже выступали как реологически жесткие тела.

Крупные изверженные провинции (КИП)

Мафит-ультрамафитовые магматические провинции обозначаются как крупные изверженные провинции (КИП), если они достаточно обширны, формирова-

лись в течение короткого интервала времени (примерно <5 млн. лет, или формировались в течение нескольких кратковременных импульсов) и имеют внутриплитные характеристики, то есть не связаны с эндогенными процессами на границах плит. Эта категория изверженных пород включает континентальные трапповые базальты (платобазальты), базальтовые океанические плато, бимодальные комплексы, связанные с рифтами и пассивными окраинами, а также такие магматические системы, где подводящие дайки, силлы и расслоенные интрузии выведены на поверхность вследствие эрозии. Наиболее представительны ассоциации, состоящие из гигантских роев даек (>300 км в длину), ареалов распространения силлов, больших расслоенных интрузий и реликтов покровных базальтов [Ernst, 2007].

Эродированные реликты архейских провинций покровных базальтов и подводящих даек (КИП) включают толщу Вентерсдорп Каапвальского картона в южной Африке, а также группу Фортескую кратона Пилбара в Австралии [Nelson et al., 1999] (рис. 5.4А), где установлено три импульса магматизма: 2770, 2720 и 2690 млн. лет назад.

Большинство архейских вулканитов образуют деформированные и фрагментированные пакеты, называемые зеленокаменными поясами. Одна группа зеленокаменных поясов содержит мафические до фельзических изверженные породы известково-щелочной геохимической специфики и интерпретируется как островодужная. Другая группа состоит из толеит-коматиитовых толщ и включает аккретированные базальтовые океанические плато, а также мафит-ультрамафитовые излияния на континентальной коре и, возможно, относится к категории КИП [Ernst, 2007]. Исключением является проявление КИП на кратоне Рей в

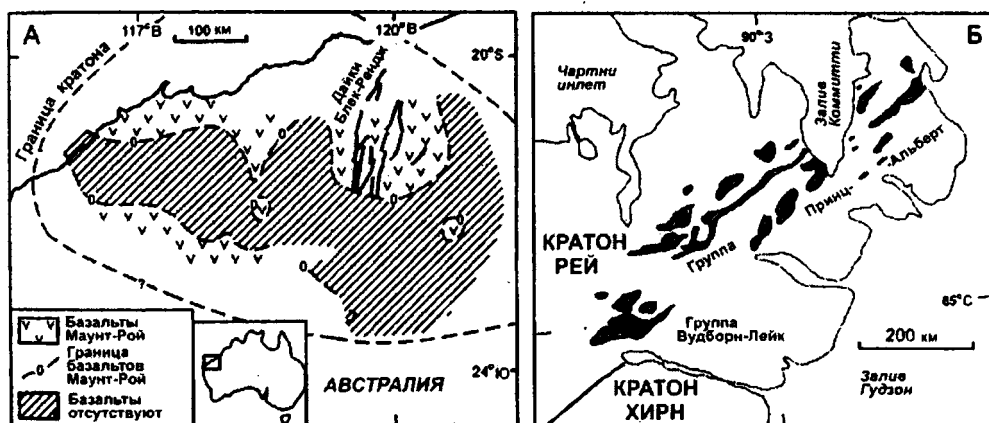


Рис. 5.4. Примеры архейских крупных изверженных провинций [Ernst et al., 2005]

А. Базальтовая толща Маунт-Рой (низы разреза группы Фортескую [Nelson et al., 1999]) и подводящие дайки Блек-Рейндж, 2780 млн. лет, кратон Пилбара, Австралия. Б. Базальтовые образования группы Принс-Альберт и Вудборн-Лейк, 2730–2700 млн. лет, в пределах кратона Рей, север Канады

северной Канаде, где зеленокаменные образования слагают группы Принц-Альберт, Вудборн-Лейк и Мэри-Ривер и образуют линейный пояс протяженностью 1500 км (рис. 5.4Б). Возможно, формирование вулканитов этих групп было связано с мантийным плюмом или с позднеархейской границей раскола континента [Ernst et al., 2005].

Расплавы платобазальтов поступали главным образом в виде трещинных излияний. Главные рои даек могли питаться магмами из расплава, продвигающегося латерально в коре на глубине нейтральной плавучести. В этом случае мантийный источник должен находиться на одном конце роя даек, а не распространяться под всем роем. Это, по-видимому, характерно для гигантских радиальных роев даек, протяженностью более 1000 км, таких, как Унгава (2.2 млрд. лет) и Матачеван (2.4 млрд. лет) в Северной Америке. Самый крупный в мире расслоенный плутон Бушвельд в Южной Африке (2055 млн. лет) рассматривается как аналог ареала платобазальтов большого объема и весьма быстрого внедрения и становления (в течение ~75 тыс. лет). К этой же категории относится, вероятно, и Великая дайка Зимбабве.

По своему происхождению КИП связаны с подъемом мантийных плюмов, а также, возможно, с деляминацией нижней коры или с субдукцией под край плиты, когда привносится вода в мантийный источник, что приводит к обширному плавлению обводненной мантии.

Достаточно полный перечень КИП в истории Земли, в том числе и в раннем докембрии, приведен на рисунке 5.5. Статистическое исследование распределения более чем 150 провинций показало довольно равномерное проявление КИП во времени. Оказалось, что в пределах континентов КИП появляются каждые 20 млн. лет, начиная с 2.6 млрд. лет назад. Предполагается, что архейские проявления недостаточно сохранились для корректной статистической обработки [Ernst, 2007]. Однако эти данные позволяют предполагать, что активность проявления плюмового магматизма в раннем докембрии могла быть примерно такой же, как и в более поздней истории Земли.

Рифты

Заметное распространение рифтов в раннем докембрии начинается с 2.1 и завершается 1.8 млрд. лет назад. Отложения рифтовых впадин до 10 км мощностью представлены бимодальными субаэральными вулканитами (толеитовый базальт – риолит), низкозрелыми аркозовыми флювиальными песчаниками, озерными фациями и эвапоритами, фациями стабильного шельфа и его подножья, в том числе карбонатами и полосчатыми железными рудами; турбидитовые граувакки и пелиты маркируют окраины континентов или быстро погружающиеся энсиалические бассейны [Green, 1992]. К числу типичных и наиболее изученных структур этого плана относятся палеопротерозойский пояс Циркум-Сьюперии, длиной 2500 км, образующий северную границу архейского кратона Сьюперии, рифтовая система Мидконтинента в районе Великих Озер, ороген Уопмей на за-

Кумулятивная кривая частоты распределения крупных изверженных провинций во времени

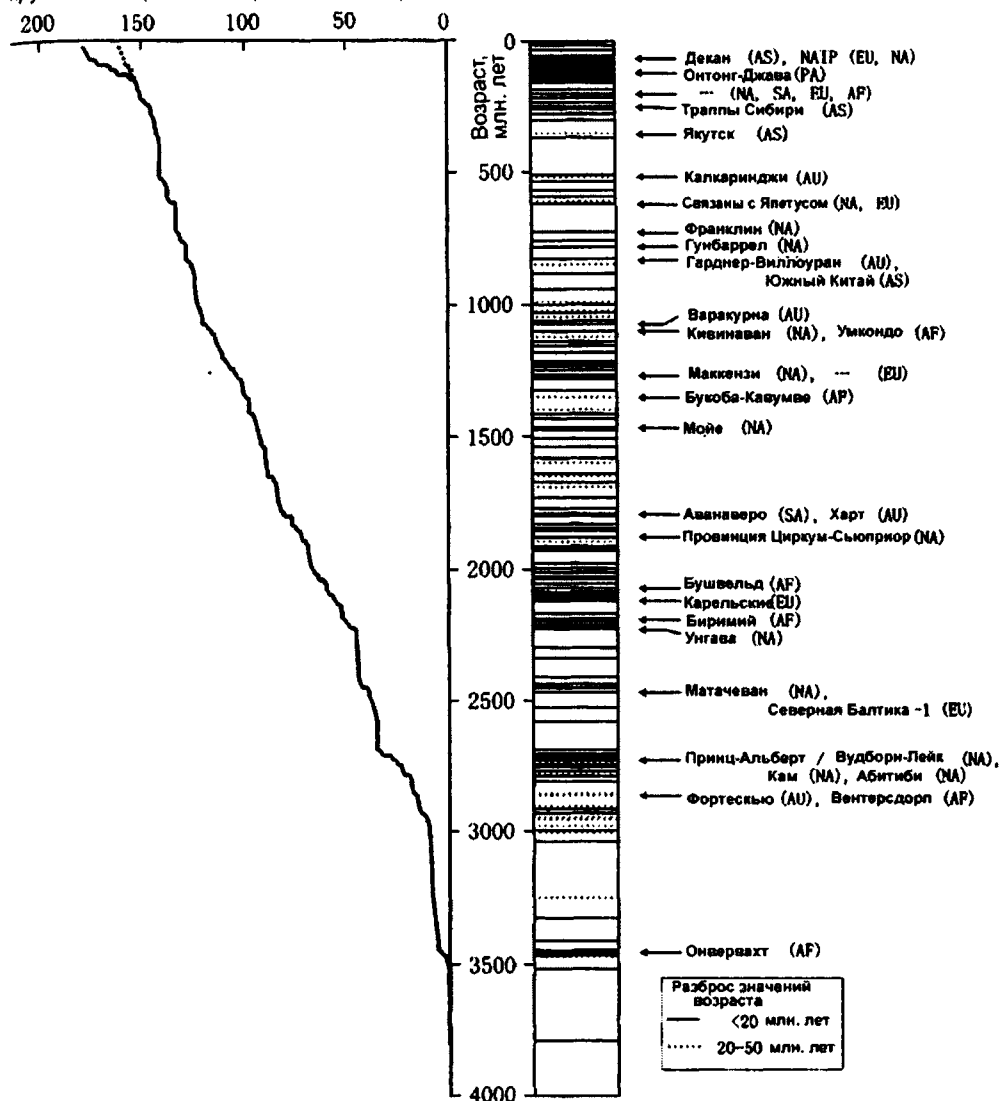


Рис. 5.5. Распределение крупных изверженных (мафит-ультрамафитовых) провинций в истории Земли [Ernst, 2007]

Наклон кумулятивной кривой частоты встречаемости показывает, что крупная изверженная провинция формировалась, примерно, каждые 20 млн. лет. NA, SA, EU, AF, AS, PA соответственно означают Северная Америка, Южная Америка, Европа, Африка, Азия, Тихий океан

паде провинции Слейв (Канада) и ряд других на всех континентах. По-видимому, эти рифтогенные структуры не достигали полного развития – широкого раскрытия океанической коры по типу Красного моря [Green, 1992]. В архее рифты ме-

нее известны. Они не достигали таких грандиозных размеров, а их известные проявления скорее являются частью другого процесса – формирования длительно прогибающихся осадочных бассейнов, например бассейна Витватерсранд в Южной Африке. Недостаточно решена проблема разделения раннедокембрийских рифтов на пассивные (раскрытие бассейна при косом сдвиге литосферы, тип озера Байкал), и активные, вызванные подъемом плюма.

Кимберлиты и лампроиты

Поступающие в кору из пограничной области между верхней и нижней мантией и захватывающие алмазы из литосферной мантии, кимберлиты и лампроиты могут предоставить информацию о состоянии этих уровней в раннем докембрии. Однако в этом возрастном интервале они еще мало исследованы, что, возможно, обусловлено небольшими размерами эксплозивных тел и их деформациями при тектогенезе. Наиболее древние кимберлиты с алмазами, внедрившиеся 1.91–1.76 млрд. лет назад, известны в Южной Африке (Кимберли), в Карелии и Финляндии, а лампроиты – на Алданском и Балтийском щитах. В обломочных отложениях алмазы обнаружены в Южной Африке, в отложениях Витватерсранд с возрастом 3.0–2.7 млрд. лет; в западной Африке (Гана), 1.93–1.65 млрд. лет, и на северо-востоке Южной Америки, >1.7 млрд. лет. Особую группу представляют породы с микроалмазами. Таковы лампрофиры Северо-Западных территорий Канады (1.83 млрд. лет) и коматииты Французской Гвианы (2.11 млрд. лет) [Зинчук и др., 2004].

Минеральные парагенезисы кимберлитовых алмазов показывают, что они формировались в литосферной мантии повышенной мощности, на глубинах примерно 200 км (мантийный киль) и в большинстве случаев имеют возраст 3.1–3.5 и до 2.5 млрд. лет, определенный по минеральным включениям. Микроалмазы, обнаруженные в современных лавах Гавайских островов, сопровождаются таким минералом, как мейджорит (твердый раствор клинопироксена в гранате) и другими ультравысокобарическими минералами, которые указывают на их поступление с глубин кровли нижней мантии (~600 км), то есть из области зарождения плюма, где концентрируются реститы субдуцированной океанической коры (см. обзор в [Розен и др., 2005]). Присутствие кимберлитовых алмазов в россыпях, накопившихся 3.0–2.7 млрд. лет назад, а также их непосредственное датирование (2.1–1.8 млрд. лет) показывают, что система кора – литосферная мантия с характеристиками, близкими к современным, существовала в раннем докембрии, уже начиная с мезоархея.

Выводы

Внесубдукционный мафический континентальный магматизм в основном представлен платобазальтами, появившимися в неоархее. Отдельные мощные дайки и их рои наиболее отчетливо проявлены в первой половине палеопротерозоя, в это же время развиваются и рифты как самостоятельные структуры.

Вероятно, такое распределение во времени обусловлено нарастающим объемом континентальной коры, которая в силу своей плавучести сохраняет свидетельства воздействия на нее мантийно-плюмовых процессов. Есть основания думать, что, по крайней мере, во второй половине архея мантия была локально метасоматизирована (обогащена) в связи с освобождением флюида при пологой субдукции. В конце палеопротерозоя в подобной мантии генерировались расплавы, питавшие лампрофировые дайки, что может быть связано с местным растяжением коры. Система кора – литосферная мантия уже в мезоархее имела фанеротипные характеристики, а граница верхней и нижней мантии была отчетливо выражена, по крайней мере, ~2 млрд. лет назад. Исследование крупных мафит-ультрамафитовых изверженных провинций позволяет предполагать, что интенсивность проявления плюмов, начиная с 2.6 млрд. лет, оставалась примерно постоянной в истории Земли.

5.5. Анортозиты

Анортозиты присутствуют на всех континентах в составе ранне- и позднедокембрийских комплексов. Метаморфизм их варьирует от зеленосланцевой до гранулитовой фации, причем текстурные особенности магматического расслоения обычно сохраняются. Выделяются следующие типы анортозитов: 1) архейские порфировые анортозиты (megacrystic anorthosites); 2) протерозойские массивные анортозиты, образующие самостоятельные массивы (massif-type anorthosites); 3) позднедокембрийские анортозиты в составе габбро-анортозит-рапакиви-гранитных плутонов; 4) анортозиты офиолитов и крупных расслоенных мафических интрузий, встречающиеся как в докембрии, так и в фанерозое [Ashwal, 1993; Ashwal, Myers, 1994]. Брекчиевидные анортозиты лунного типа, содержащие плагиоклаз An_{94-99} и самородные Fe, Ni, деплетированные по щелочам, лишенные водосодержащих фаз, на Земле не обнаружены [Анортозиты Земли и Луны, 1984]. Дайки анортозитов выходят далеко за пределы массивов. Они также присутствуют в зеленокаменных поясах. Анортозиты группы 2 именовались в отечественной литературе автономными, а группы 3 – стратиформными [Богатиков, 1979].

Анортозиты образуются за счет всплывания кристаллов плагиоклаза при фракционной кристаллизации базальта, что невозможно при атмосферном давлении, поскольку плотность базальтового расплава немного меньше или приблизительно равна плотности плагиоклаза. Однако расплав обладает значительно большей сжимаемостью, чем кристалл плагиоклаза, и при давлениях в 6 кбар плагиоклаз любого состава, вплоть до An_{90} , будет всплывать, а при 1–2 кбар будут всплывать только средние и кислые кристаллы плагиоклазов [Kushiro, 1980; Kushiro, Fujii, 1977]. Соответственно, глубина очага, где происходит фракционирование, должна превышать 22 км для всплывания основного плагиоклаза, а для среднего и

кислого плагиоклаза – 4–7 км. Обнаруживаются вариации состава анортозитов во времени: в архее плагиоклаз анортозитов был заметно обогащен анортитом.

Порфировые анортозиты

Формировавшиеся начиная с 3.7 млрд. лет назад, порфировые анортозиты характерны для архея [Ashwal, 1993; Ashwal, Myers, 1994]. Кристаллы плагиоклаза размером 0.5–30 см, при содержании анортита обычно более 80%, погружены в тонкозернистый мафический матрикс. Они наиболее хорошо изучены в юго-западной Гренландии, где анортозитовый комплекс Фискенессет ассоциирован с супракрустальными породами, в первую очередь – мафитовыми вулканитами океанической коры [Ashwal, 1993] (рис. 5.6). В этих вулканитах, как и в сопровождающих силлах и дайках габброидов, вкрапленники и основная масса имеют аналогичный анортозитам состав. Анортозиты предположительно являются комагматами эффузивов и формируются в субвулканических магматических очагах, которые питают лавы, поступающие на поверхность, в то время как в очаге, на глубинах более 22 км, происходит кристаллизационная дифференциация.

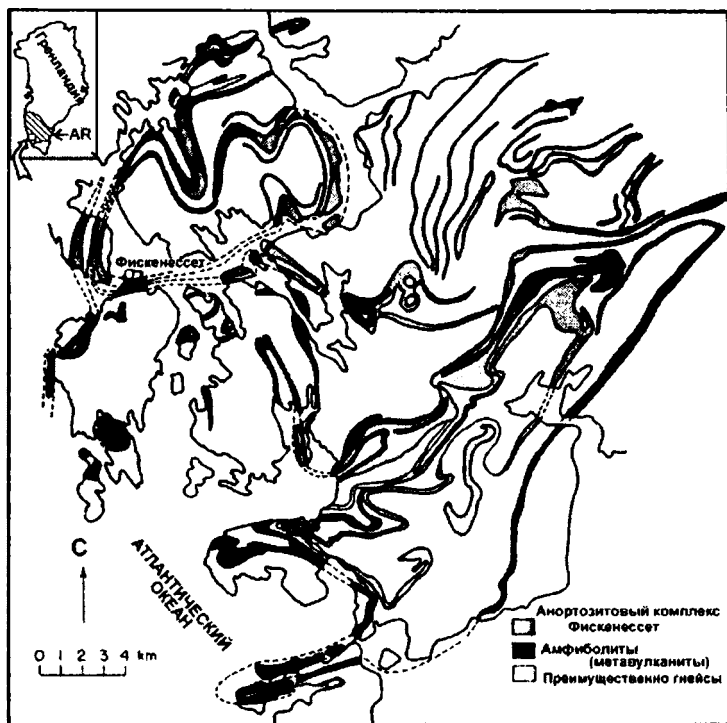


Рис. 5.6. Геологическая схема строения анортозитового комплекса Фискенессет и вмещающей гнейсово-амфиболитовой метавулканогенной толщи, юго-западная Гренландия [Ashwal, 1993]

ция и флотация плагиоклаза. Исходная магма представляла собой обогащенный железом толеит, который в свою очередь являлся продуктом фракционирования ультраосновного расплава типа пикрита. Модель формирования представляется двухстадийной: сначала идет накопление и фракционирование в нижней коре выделившихся из мантии базальтов, затем внедрение в верхние горизонты коры плагиоклазовой кристаллической каши или обогащенного плагиоклазом расплава. Океаническая обстановка образования этих анортозитов определяется их положением в зеленокаменных поясах, но возможна также и рифтогенная обстановка. Учитывая высокие давления, необходимые для всплывания плагиоклаза, можно полагать, что океаническая кора в архее должна была быть значительно толще (>22 км), чем в фанерозое (6–7 км).

Массивные анортозиты

Массивные анортозиты с содержанием анортита в плагиоклазе 40–60% присутствуют только в протерозое (2.5–0.7 млрд. лет) и не встречены ни в архее, ни в фанерозое [Ashwal, 1993], хотя в последнее время такие анортозиты выявлены вблизи возрастной границы архея и протерозоя, ~2.6 млрд. лет [Розен и др., 2000; Сальникова и др., 2004]. Это – разнотекстурированные породы, иногда с более крупными кристаллами плагиоклаза; вмещающая их масса не отличается специфическими чертами, поэтому структура не может быть названа порфировой, а относится скорее к массивной. Массивные анортозиты являются членом ассоциации анортозит (вместе с троктолитом и норитом)–мангерит (монцонорит, иотунит)–чарнокит–гранит (AMCG), а ультрамафиты весьма редки [Emslie, 1994]. Эти породы образуют крупные плутоны, до 17 тыс. км², выведенные на поверхность по разломам (рис. 5.7), или серию разобщенных интрузий [Corfu, 2004]. Размеры пластинчатых кристаллов плагиоклаза иногда превышают 1 м. Присутствует микрорасслоенность, обусловленная послойным расположением цветных минералов. Доказательством отщепления анортозита от основного расплава является магматический минглинг (смешение двух магм), проявленный в виде пиллоу-структур, когда подушки габброидов разобщены анортозитовым расплавом. Температуры кристаллизации оцениваются в $950 \pm 100^\circ\text{C}$ при давлении 3–5 кбар. Метаморфизм достигает иногда эклогитовой фации, когда появляется ассоциация омфацит – гранат – клиноцоизит – парагонит – кианит, формирующаяся при $T \sim 700^\circ\text{C}$ и $P \geq 18$ кбар, что соответствует погружению на глубины, более чем 50 км [Ashwal, 1993].

Очевидно, что для образования массивных интрузий анортозитов необходим мафический очаг, где возможно флотирование плагиоклаза. Для создания таких условий благоприятен базальтовый андерплэйтинг, возникающий при растяжении коры, когда в низах коры обеспечиваются большое литостатическое давление и высокая температура. Исследования показали, что изотопные Sm-Nd соотношения в анортозитах и вмещающих гранулитах могут быть практически одинаковы [Розен и др., 2000], что объясняется чрезвычайно глубокой коровой контамина-

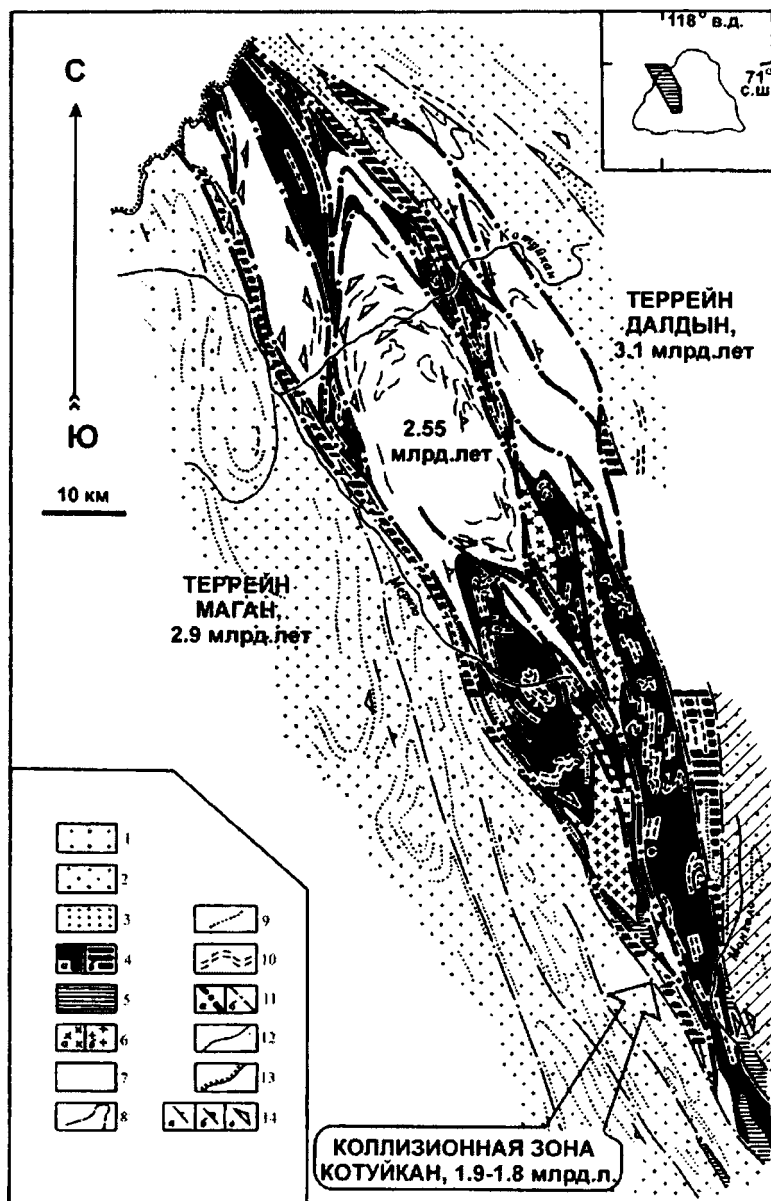


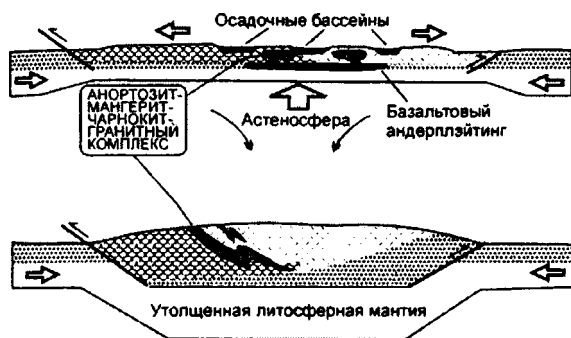
Рис. 5.7. Положение массивов анортозитов в Котуйканской коллизионной зоне Анабарского щита [Розен и др., 2000]

1 – гранатовые гнейсы (метаграувакки), метакarbonate, Вюрбюрский складчатый пояс, 2.9 млрд. лет; 2 – энтербиты и чарнокиты; 3 – энтербиты и мафические гранулиты; 4 – бластотектониты, мигматиты и диафториты амфиболитовой фации сплошного (а) и локально, послойного (б) распространения; 5 – тектониты и диафториты зеленосланцевой фации;

6 – автохтонные гранитоиды, сопровождаемые мигматитами, 1.9–1.8 млрд. лет: гранодиориты (а) и граниты (б); 7 – анортозиты, 2.55 млрд. лет – Sm-Nd изохрона по валовым пробам, и сопровождающие их пластовые залежи габброидов, пироксенитов и монцоноритов; 8 – простирающиеся в анортозитах плоскостных структурных элементов; 9, 10 – отдешифрированные на аэрофотоснимках и частично прослеженные на местности пачки пироксеновых метамфитов, гнейсов и амфиболитов (9) и биотит-гранатовых метаграувак, метапелитов, метакarbonатов (10); 11 – линейные зоны тектонитов с преимущественным развитием милонитов (а) или катаклазитов (б); 12 – геологические границы; 13 – граница рифейского чехла; 14 – углы падения полосчатости: а – крутые ($>80^\circ$), б – наклонные ($50-80^\circ$), в – пологие ($<50^\circ$)



1.19-1.16 млрд. лет назад, после развития активной окраины на континенте-1, произошли коллизия континент-континент, сокращение коры по горизонтали и утолщение континентальной литосферы.



1.16-1.13 млрд. лет назад – деляминация нижней коры и удаление пограничного термального слоя, воздымание и последующий коллапс (распознавание в стороны) коллизионного плато, образование осадочных бассейнов, поступление высокотемпературных мантийных расплавов, фракционирование и внедрение анортозитового комплекса.



1.12-1.09 млрд. лет назад – повторное утолщение коры и надвижение пластин в термально ослабленном орогене

Рис. 5.8. Историко-геологическая модель формирования массивных анортозитов (на материале провинции Гренвилл, по [Corrigan, Hanmer 1997], с изменениями)

цией магматического резервуара. Модель образования анортозитов, удовлетворяющая таким условиям, разработана для гранулитового пояса Гренвилл [Corrigan, Hanmer, 1997] (рис. 5.8). Предполагается базальтовый андерплэйтинг при коллапсе коллизионной системы, когда из астеносферы, вступившей в контакт с нижней корой, адиабатически выплавляется базальт и накапливается в основании коры на глубинах более 47 км (андерплэйтинг). В этом резервуаре происходит фракционирование, плагиоклаз всплывает, а вмещающая кора разогревается. Из нее выплавляются и уходят вверх граниты, причем в нижней коре остается деплетированный гранулитовый релит. Часть этого релита захватывается гранитом, и при их смешении образуется монцонорит (иотунит). Эти процессы длятся до 30 млн лет.

Анортозиты в ассоциации с гранитами-рапакиви

Эти интрузии появляются к концу палеопротерозоя. Одним из первых формировался Коростеньский плутон (1.8–1.7 млрд. лет) [Bogdanova et al., 2004]. Подобные ассоциации начинают преобладать позднее, в мезопротерозое, как, например, габбро-анортозит-сиенит-гранитный батолит Пайк-Пик, Колорадо [Barker et al., 1975; Creaser et al., 1991]. Однако первая рапакиви-анортозит-риолитовая формация появилась 2.8 млрд. лет назад на Каапвальском кратоне в Южной Африке во время формирования мощного осадочного чехла в условиях высокой стабилизации коры [Moore et al., 1993]. Анортозит-рапакиви-гранитная формация появляется на стабильных кратонах (во внутриплитной обстановке), вероятно, вследствие взаимодействия базальтов из области андерплэйтинга и деплетированной нижней коры на кровле плюма.

Анортозиты в составе расслоенных интрузий и офиолитов

Такие анортозиты характеризуются высоким содержанием битовнита в плагиоклазе и образуют кумулаты в процессе фракционирования в расслоенных плутонах, составляя, например, от 6% (Бушвельд) до 20% (Стиллуотер) объема плутонов. Затвердевание происходило на относительно неглубоких уровнях коры, и поэтому анортозиты в плутонах, так же как и в офиолитах, не обнаруживают закономерных вариаций во времени от архея до фанерозоя.

Временные вариации состава анортозитов представляются достаточно обоснованными; в частности, обнаруживаются закономерные изменения состава плагиоклаза и смена типов интрузий во времени (рис. 5.9). Такая смена типов анортозитов может объясняться следующими факторами тектонической эволюции: 1) существованием мощной океанической коры в архее, формировавшейся при высокой потенциальной температуре верхней мантии (порфиновые анортозиты); 2) постепенным охлаждением верхней мантии в протерозое, что приводит к смене порфировых анортозитов массивными; 3) дальнейшим охлаждением верхней мантии к началу фанерозоя до такого состояния, когда становится невозможным длительное нахождение базальтового расплава на границе кора – мантия, необходимое для всплывания плагиоклаза. И, наконец, во все времена анортозиты, как продукты кристаллизационной дифференциации, участвуют в строении расслоенных мафических плутонов, внедрявшихся в верхние горизонты континентальной коры, для которых условия затвердевания, по-видимому, мало зависели от геологического времени.

Выводы

Анортозиты обнаруживают значительные вариации в составе и в ассоциациях с другими магмами. Их проявления можно суммировать следующим образом: 1) в архее причиной появления порфировых анортозитов (габбро-анортозитовая формация) была флотация плагиоклаза из вулканитов высокотемпературной и мощной океанической коры; 2) в протерозое массивные анортозиты (анортозит-

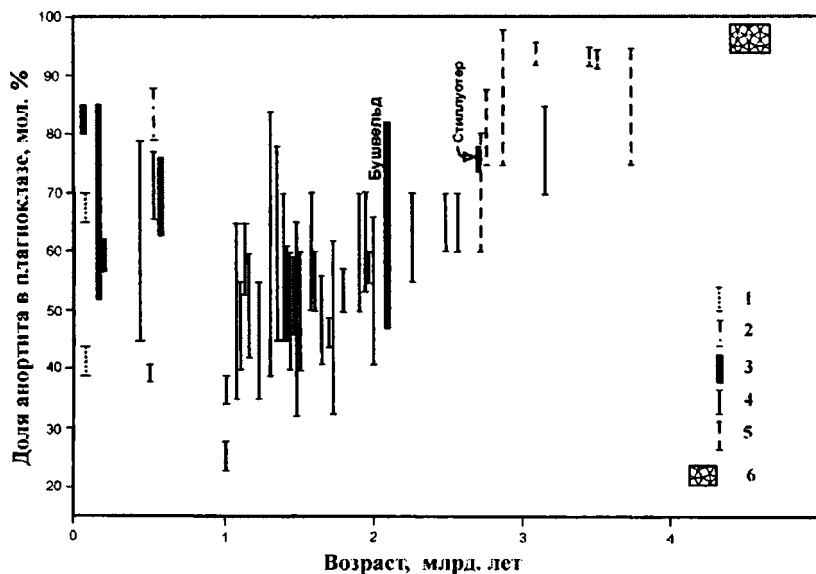


Рис. 5.9. Распределение типов анортозитов во времени и мольная доля анортита в плагиоклазе [Ashwal, 1993]

1–5 – типы анортозитов: 1 – океанических бассейнов, выявленных при драгировании; 2 – офиолитов; 3 – расслоенных мафитовых интрузий; 4 – массивный, протерозой; 5 – порфировый, архей. 6 – анортозиты Луны

мангерит-чарнокит-гранитная формация) формировались во время базальтового андерплэйтинга, возможно, при коллапсе коллизионной системы; 3) в мезо- и неопротерозое анортозиты присутствуют в составе анортозит-рапакиви-гранитной формации, выплавлявшейся вследствие взаимодействия базальтов и деплетированной нижней коры на кровле плюма; 4) самостоятельные проявления анортозитов в фанерозое отсутствуют; 5) анортозиты в офиолитах и расслоенных плутонах являются локальными фракционатами и не обнаруживают заметных изменений во времени. По-видимому, к началу фанерозоя длительное стояние раскаленного базальтового расплава на границе кора-мантия, необходимое для всплывания плагиоклаза, становится невозможным из-за снижения к этому времени температуры на кровле мантии.

5.6. Алмазоносный литосферный киль кратонов

Глубокий литосферный киль (корень), обычно простирающийся до глубин, включающих область стабильности алмаза, является отличительным признаком архейских кратонов. Объяснение его происхождения остается противоречивым.

Свойства литосферного кия

Параметры литосферного кия выявляются путем исследования мантийных ксенолитов, тепловых потоков, сейсмических разрезов и электропроводности ([Розен и др., 2005; King, 2005] и ссылки в этих работах). Специфика состава верхней мантии под древними кратонами выявляется при изучении ксенолитов в кимберлитах [Glebovitsky et al., 2004]. Прямые сейсмические исследования определяют мощность корней континентов или тектосферы в 200–250 км [Jordan, 1978], а по данным сейсмической томографии мощность зоны повышенных скоростей под континентами достигает 400 км. Перидотиты кия деплетированы литофильными элементами и отличаются повышенной магнезиальностью (дефицит железа), поэтому их плотность понижена на 0.6–1.8% по отношению к окружающей мантии. Эти особенности определяют отличительные признаки физических свойств кия – повышенные сейсмические скорости и пониженный тепловой поток. Признаки литосферного кия присутствуют почти во всех архейских кратонах. В протерозойских кратонах мощности литосферы значительно меньше, и киль отсутствует. Кора древних кратонов образовалась поверх такой деплетированной литосферной мантии (гранатовый лерцолит), обладавшей пониженной температурой и значительной плавучестью, что определило сохранность древних континентов течение геологической истории. К ним приурочены кимберлиты, выносящие алмазы архейского возраста, что указывает на мощность тогдашней литосферы не менее 150 км. Напротив, протерозойская кора развивалась поверх неистощенной по железу литосферной мантии (шпинелевый лерцолит), служившей источником платобазальтов и магм для базальтового андерплейтинга, результатом которого нередко было утолщение коры и образование в нижней коре высокоскоростного слоя (>7 км/сек).

Примеры проявления литосферного кия

Каапвальский кратон представляет характерный пример образования кия, описанный в [Moser et al., 2001]. По геофизическим данным установлено, что мощность литосферной мантии под кратоном Каапваль на 100 км больше, чем в его протерозойском обрамлении (рис. 5.10А). Разрез верхней и нижней коры вскрыт и датирован в импактной антиформе Вредефорт. Здесь на геологической границе верхней и нижней коры установлен возраст метаморфизма гранатовых парагнейсов в 3.11 ± 0.01 млрд. лет, что соответствует времени субдукционного процесса при аккреции кратона. Здесь же тоналитовая дайка и тоналитовый гнейс имеют возраст 3.08 ± 0.01 млрд. лет, что датирует продолжавшиеся процессы субдукции и последний эпизод аккреции мезоархейского кратона. Значения 2.86 млрд. лет, полученные Re-Os методом по сульфидным включениям в алмазе, предположительно маркируют формирование мантийного кия. Последний, объединившись с корой, образует тектосферу, возраст которой определяется, таким образом, в 2.86 млрд. лет. В целом получается, что мантийный киль возник еще при продолжении субдукции после аккреции кратона в течение 200 млн. лет.

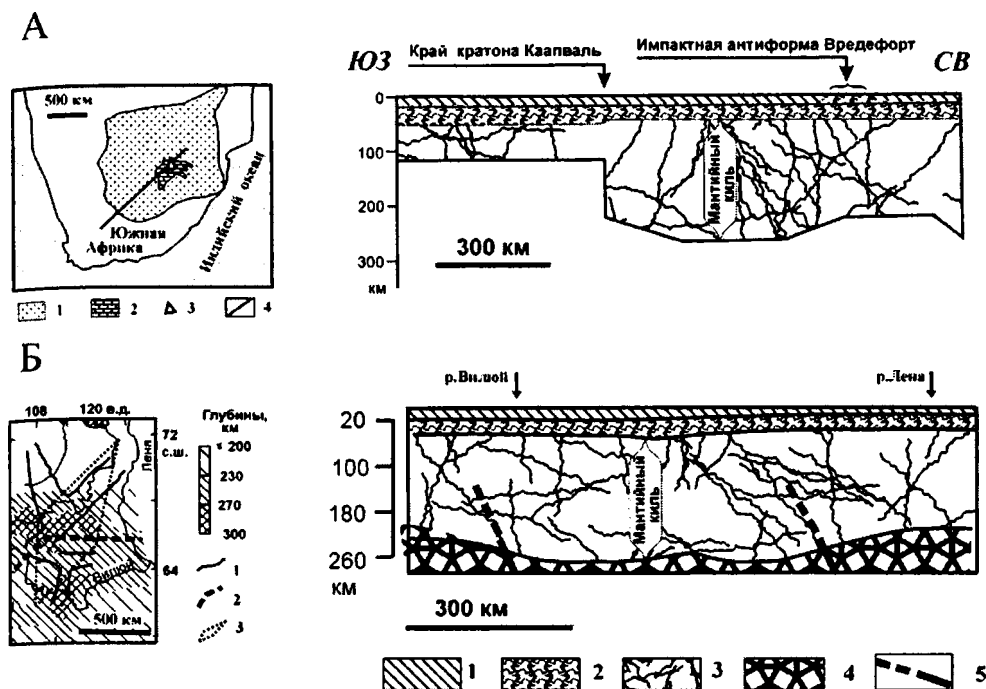


Рис. 5.10. Соотношения мантийного кия и земной коры кратонов

А. Кратон Каапваль [Moser et al., 2001]. На картограмме: 1 – кратон Каапваль; 2 – бассейн Витватерсранд; 3 – импактная антиформа Вредефорт; 4 – линия профиля. Б. Сибирский кратон, Якутская кимберлитовая провинция [Манаков, 1999]. На картограмме показаны глубины залегания литосферного электропроводящего слоя (предполагаемая граница литосфера–астеносфера). 1 – граница литосферного кия по комплексу данных; 2 – линия профиля; 3 – контур Якутской кимберлитовой провинции. Обозначения на па профилях: 1 – верхняя кора; 2 – нижняя кора; 3 – литосферная мантия; 4 – астеносфера; 5 – предполагаемые краевые границы литосферного кия.

Обозначения на профилях: 1 – верхняя кора; 2 – нижняя кора; 3 – литосферная мантия; 4 – астеносфера; 5 – предполагаемые границы литосферного кия

Субпровинция Абитиби Северо-Американского кратона имеет литосферный киль мощностью примерно 280 км [Wyman, Kerrich, 2002]. Континентальная кора сформировалась в интраокеанической обстановке ~2.73–2.70 млрд. лет назад в течение ~30 млн. лет. Становление коры включает два эпизода субдукции, с которыми были связаны формирование островодужных вулканитов групп Хантер Майн (2725–2730 млн. лет) на севере и Валь д'Ор (2705–2700 млн. лет) на юге. Разрастание вновь возникающей континентальной коры южной части Абитиби сопровождалось миграцией систем островная дуга – желоб в сторону открытого океана (в южном направлении в современных координатах) [Jackson, Cruden, 1995]. Наибольшая амплитуда миграции, вероятно, была связана с ман-

тийно-плюмовым событием возраста около 2715 млн. лет [Wyman et al., 1999], после которого новая зона конвергенции была заложена в тылу аккреционной системы океаническое плато – островная дуга. Как следствие, аккрезирование островных и океанических фрагментов происходило в северном направлении, обеспечивая быстрое приращение континентальной коры. Особое место в формировании мантийного кия субпровинции Абитибиде отводится мощнейшему мантийно-плюмовому событию, с которым было связано формирование широко распространенной здесь коматиит-толеитовой серии, слагавшей кровлю океанического плато. Из этого же плюма около 2650 млн. лет назад были экстрагированы и новые коматиитовые расплавы. В головной его части остался тугоплавкий рестит, который присоединился к островодужной коре и образовал мантийный киль [Wyman, Kerrich, 2002]. Сейсмические данные и датирование нижней коры в зоне Капускейсинга указывают на запаздывающее присоединение алмазоносной мантии к островодужной коре Абитибиде.

Сибирский кратон подстилается литосферным килем, который маркируется главным образом глубиной залегания астеносферы и пониженным тепловым потоком. Коровые структуры подстилаются утолщенной, до 260–300 км, алмазоносной литосферной мантией с повышенными сейсмическими скоростями, которая утоняется к окраинам региона до ≤ 200 км. Такое локальное утолщение идентифицировано как литосферный киль [Манаков, 1999] (рис. 5.10Б). Судя по датированию алмазов из кимберлитовых трубок, возраст кия оценивается в 3.5–3.1 млрд. лет.

Гипотезы образования кия противоречивы и недостаточно системны (см. обзор [Розен и др., 2005]). Главный нерешенный вопрос – как совместить мобильность коровых блоков при аккреции кратона и значительно более раннее образование кия, о чем свидетельствуют данные датирования алмазов? Очевидно, что знаний о реальной структуре кия сейчас еще недостаточно как для создания обоснованной модели его образования и эволюции, так и для выявления причин его отсутствия под протерозойскими кратонами.

Выводы

В архее образование континентов сопровождалось деплетированием и утолщением литосферной мантии, чего в подобных масштабах не наблюдалось впоследствии. Такое утолщение (провес подошвы) получило наименование литосферного кия (корня). Кажется наиболее правдоподобным, что он возникает как рестит в голове плюма после того, как выплавились и удалились в кору коматииты. По существующим геофизическим данным киль кратонов представляется как бы однородной пластиной. Если это так, то остается неясным, как совместить древний возраст алмазов, датирующих появление кия, с более поздними процессами аккреции самого кратона из отдельных сиалических масс, микроконтинентов и/или террейнов. Очевидно, что для этого еще недостаточно данных по внутренней структуре кия.

6. ДРЕВНЕЙШИЕ ОСАДКИ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАССЕЙНЫ

Признаки осадконакопления в раннем докембрии выявляются с большими затруднениями и, как правило, требуют специального изучения, дополненного анализом всего седиментогенного ансамбля, который позволяет определить степень достоверности седиментологического анализа. В настоящей главе в первую очередь предполагается рассмотреть, какие осадочные породы были наиболее распространены в древнейших отложениях и насколько они отличаются от осадков, известных в фанерозое. Поэтому рассматривается древнейшая вулканогенно-осадочная ассоциация комплекса Исуа, 3.8 млрд. лет, и отдельные осадочные породы в ансамблях зеленокаменных поясов слабо проявленного метаморфизма с возрастом 3.0–2.5 млрд. лет, а также океанические полосчатые железорудные формации, и в заключение – турбидиты аккреционной призмы и их коллизионный метаморфизм на примере пояса Куэтико, Северо-Американский кратон.

6.1. Зеленокаменные пояса как древние вулканогенно-осадочные бассейны

Эоархейский зеленокаменный пояс Исуа: осадочные отложения

Это древнейшая на Земле осадочно-вулканогенная структура. Магматизм пояса подробно был рассмотрен выше, в специальном разделе. На юго-западе Гренландии, в районе Исуа, он занимает сравнительно небольшую территорию, длиной в 35 км и до 3 км шириной, а мощность отложений достигает 4 км. Здесь преобладают мафические вулканиты с сохранившимися местами подушечными текстурами и горизонтами гиалокластитов, кремнистые породы, полосчатые железорудные отложения, турбидитовые метаосадки, переслаивающиеся фельзитические и средние метавулканиты, мраморы и известково-силикатные породы, иногда присутствуют обломочные кварциты. Возраст протолита по циркону из гранат-биотитового гнейса в Исуа составляет 3847 ± 6 млн. лет, а в районе Акилии 3872 ± 10 млн. лет [Rosing et al., 1996].

Метаморфизм отложений не выходит за пределы амфиболитовой, а местами и зеленосланцевой фации. На отдельных участках хорошо сохранились тексту-

ры первичных отложений и их химический состав, что придает определенную достоверность палеофациальным реконструкциям. Однако интерпретация условий формирования комплекса является предметом широких дискуссий; можно привести лишь наиболее важные выводы. Широкое распространение мафитовых турбидитов, отсутствие континентальной или островодужной примеси в кремнях и подстилающих низкокальциевых толеитах, дуплекс-структуры с достаточно полными разрезами позволяют относить метаосадочные отложения этого пояса к аккреционному комплексу, подобному современному, формирующемуся на западе Тихого океана [Komiya et al., 1999].

В метапелитах зеленокаменного пояса Исуа присутствует метеоритное вещество. Об этом свидетельствует вольфрамовая изотопная аномалия в системе $^{182}\text{Hf} - ^{182}\text{W}$ (период полураспада 9 млрд. лет). Эти отложения существенно менее радиогенны по вольфраму ($\epsilon\text{W} \approx -0.44 \div -1.23$), чем изученные ранее породы Земли, такие как MORB, сульфиды Великой Дайки Зимбабве, шеелиты различных месторождений ($\epsilon\text{W} \approx 0$) и приближаются к метеоритам ($\epsilon\text{W} \approx -0.5 \div -3.5$). По-видимому, обломочный материал поступал из такой области питания, которая претерпела метеоритную бомбардировку еще до начала эрозии и осадконакопления. Предполагается, что отложения накапливались при размыве как вулканических пород, так и метеоритного материала, выпадавшего на земную поверхность в эпоху завершения “Последней интенсивной бомбардировки”, датированной на Луне в интервале 3.8–4.0 млрд. лет [Schoenberg et al., 2002].

Палеоархейские–палеопротерозойские зеленокаменные пояса: осадочные комплексы

Такие комплексы сохранили свои признаки лишь местами, где степень метаморфизма не превышает зеленосланцевой фации, хотя в условиях зонального (проградного) метаморфизма она может достигать уровня амфиболитовой и гранулитовой фаций. В среднем давление при метаморфизме составляло 1.5 ± 0.5 кбар, что соответствует глубинам захоронения 5 ± 2 км, а глубины океана, исходя из расчетов изостатического равновесия, несущественно отличались от современных [Galer, Mezger, 1998].

Всего в мире описано более 260 зеленокаменных поясов, большая часть которых сформировалась в раннем докембрии. На дневной поверхности они образуют извилистые межкупольные складки или линейные приразломные синформы размером в десятки, редко первые сотни километров в длину, а их подошва залегает на глубинах до 10 км, судя по геофизическим данным. Стратиграфическая мощность отложений, определяемая по литологическим корреляциям, достигает 25 км, в среднем она составляет около 10 км (рис. 6.1), а осадочные отложения составляют большей частью около 1/3 разреза, достигая иногда 90% мощности. По геодинамической природе магматизм зеленокаменных поясов сопоставляется с островодужными вулканитами, океаническими базальтовыми плато или континентальными плато-базальтами [Galer, Mezger, 1998]. Очевидно, что зеленока-

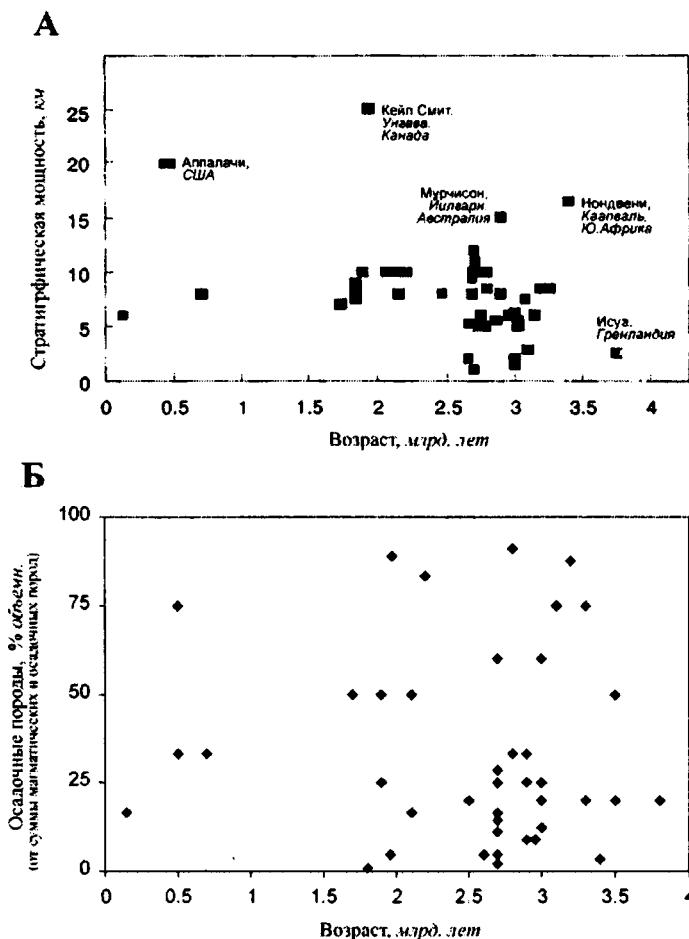


Рис. 6.1. Диаграмма, отражающая мощность отложений зеленокаменных поясов и долю осадочных отложений в них [De Wit, Ashwal, 1997]

А. Суммарная мощность отложений в зеленокаменных поясах (представительная оценка по стратиграфическим разрезам и геофизическим данным). Б. Доля осадочных пород от суммы всех пород (магматических и осадочных) в разрезах 44 зеленокаменных поясов

менные пояса — это глобально распространенные вулканогенно-осадочные бассейны раннего докембрия, которые достаточно представительны для характеристики процессов осадконакопления в интервале времени 1.6–3.5 млрд. лет назад.

Седиментогенные отложения зеленокаменных поясов обнаруживают широкое разнообразие типов осадков в зависимости от обстановок их накопления [Lowe, 1994] (табл. 6.1). В реконструированных обстановках центров спрединга и океанических плато среди мафит-ультрамафитов залегают мафические вулканокластиты, черные (углеродистые) и полосчатые кремни, отложения полосча-

Таблица 6.1.

Главные литофациальные ассоциации архейских зеленокаменных поясов [Lowe, 1994]

Литофациальные ассоциации	Состав	Интерпретация
Анорогенная вулканокласто-химико-биогенная ассоциация, мафические вулканокластиты	Мафит-ультрамафитовые вулканокластиты, черные и полосчатые кремни, эвапориты, ПЖФ*	Спрединговые центры. Океанические острова, океанические плато
Анорогенная химико-биогенная ассоциация	Черные и полосчатые кремни, ПЖФ	Океаническое дно. Не активная подводная обстановка. Подводные фации на вулканических островах и океанических плато
Терригенно- вулканокластическая ассоциация, фельзитические вулканокластиты	Фельзитические вулканы и туфы, автокластические осадки. Фельзитические эпикластические осадки, ПЖФ, карбонатные глины	Магматические дуги конвергентных сочленений
Орогенная терригенная ассоциация	Конгломераты, песчаники, глины, местами ПЖФ	Конвергентные сочленения. Желоб, преддуговые и задуговые бассейны
Турбидитовая		
Аллювиально-флювиальная		Конвергентные сочленения. Бассейны форланда, позднеорогенные бассейны
Анорогенная полициклическая терригенная ассоциация	Кварцевые песчаники, глины, карбонаты, эвапориты	Границы и чехлы древних блоков

*ПЖФ – полосчатая железорудная формация

той железорудной формации (ПЖФ) и эвапориты. В обстановках магматических дуг активных окраин с фельзитическим вулканизмом накапливаются фельзитические эпикластические осадки, ПЖФ, карбонатные глины. В островодужных обстановках, преддуговых и задуговых бассейнах, а также на форландах устанавливаются турбидитовые и аллювиально-флювиальные отложения, представленные конгломератами, песчаниками, глинами и местами ПЖФ. Наконец, в режиме формирования осадочных чехлов древних блоков и пассивных окраин накапливаются кварцевые песчаники, глины, карбонаты, эвапориты.

Базальные горизонты: коры выветривания, конгломераты и карбонаты стабильного шельфа

В основании зеленокаменных разрезов нередко залегает специфический горизонт, сложенный косослоистыми кварцевыми аренидами, конгломератами, железистыми отложениями, иногда с мелководными строматолитовыми карбонатами. Такие горизонты относят в категории “платформ” [Thurston, Chivers, 1990] в

предположении, что они накапливались на выровненной, горизонтальной поверхности предшествующего пенеплена, образованного на сиалической коре.

В Африке такие отложения подстилают разрез Булавайского зеленокаменного пояса кратона Зимбмбве. Группа Мудис с возрастом 3.3 млрд. лет залегает в основании части разреза пояса Барбертон Каапвальского кратона, а зрелые осадки системы Додоман с возрастом ≥ 3.2 млрд. лет обнаружены на Танзанийском кратоне. В провинции Сьюпериор Северо-Американского кратона подобные отложения широко распространены в основании разрезов с возрастом ~ 2.7 млрд. лет. В разрезах кратона Йилгарн (Австралия) также известны зрелые осадки с возрастом 2.9 млрд. лет. Среди них установлены стратиформные отложения барита, заместившего гипс первоначально эвапоритового разреза. Формация Даффер на кратоне Пилбара, Австралия также содержит эвапоритовые горизонты [Thurston, Chivers, 1990].

Рассматриваемые отложения формировались на мелководье, при эрозии сиалической земной коры, с последующим расширением бассейна, погружением и вулканизмом. Обстановка накопления этих отложений имеет следующие особенности:

- Несогласное залегание на подстилающих породах.
- Кора выветривания в основании, указывающая на длительное субаэральное выветривание.
- Высокая зрелость кварцевых аренитов, обусловленная интенсивной водной переработкой.
- Присутствие гнейсовых валунов из фундамента в некоторых конгломератах.

Очевидно, что некоторые зеленокаменные пояса закладывались как энсиалические бассейны, с последующим погружением и вулканизмом [Thurston, Chivers, 1990].

Таким образом, в тех случаях, когда отложения зеленокаменного пояса архейского возраста залегают непосредственно на древнем гранитном основании, наблюдаются угловое несогласие и размыв. Базальные слои содержат конгломераты, полевошпатовые песчаники, кварцевые арениты, строматолитовые карбонатные отложения, аргиллиты, прослойки оксидных (иногда сульфидных) железных руд и, иногда, коры выветривания. В качестве показательных примеров отметим базальные разрезы группы Стип Рок (Онтарио, Канада) и формации Маньери в поясе Белингве (Зимбабве, Африка) (обзор в [Eriksson et al. 1997]) (рис. 6.2).

В отложениях Стип Рок базальная обломочная толща перекрывается строматолитовыми карбонатами формации Мошер. Строматолиты в низу разреза имеют небольшие размеры, верху образуют крупные постройки, до 3 м в диаметре. В нижней части разреза также содержатся радиально ориентированные волокнистые кристаллы карбоната до 25 см в длину, которые интерпретируются как псевдоморфозы по гипсу или арагониту. Марганцовистые породы перекрывают карбонаты Мошер и состоят из смеси гетита, гематита, кремня, каолинита, иллита, гиббсита и пирролюзита. Выше залегает Гетитовый горизонт, сложенный

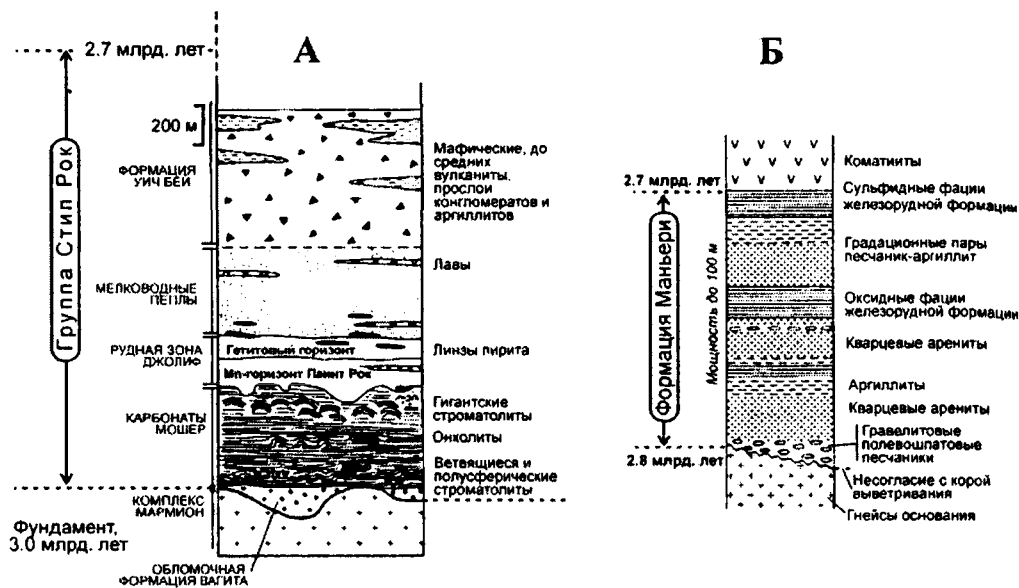


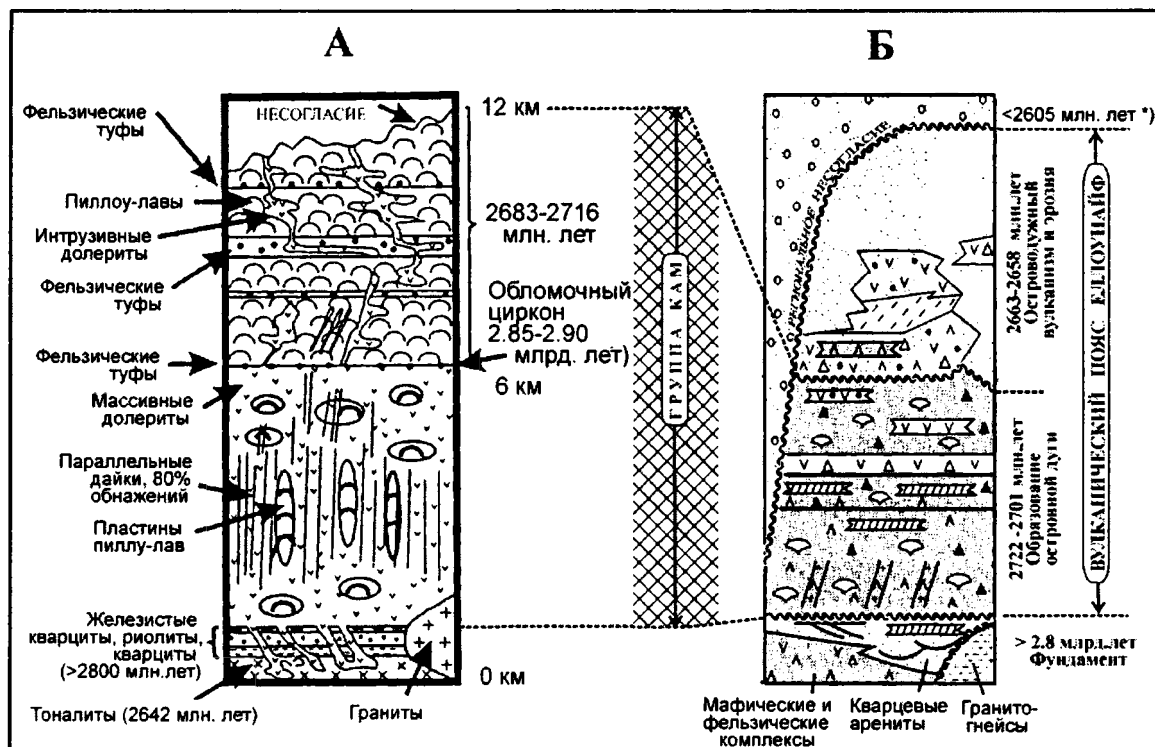
Рис. 6.2. Литологические разрезы некоторых древнейших осадочных отложений зеленокаменных поясов [Eriksson et al., 1997]

А. Группа Стип Рок, Онтарио, Канада. Б. Формация Маньери, пояс Белингве, Зимбабве, Южная Африка

гематитом и гетитом с небольшой примесью марганца и линзами пирита, а по структуре представляет собой брекчиевидные массы или, в других местах, переслаивание слоев гетита и кремня. Обстановка осадконакопления сопоставима с интракратонным рифтингом, а последовательность отложений указывает на условия стабильного шельфа [Eriksson et al. 1997].

Разрез формации Маньери начинается с валунных полевошпатовых песчаников, которые перекрывают кору выветривания, а вверх по разрезу переходят в слоистые галечниковые песчаники и далее – в кварцевые аренииты со знаками ряби, что отражает переход к аллювиальным условиям осадконакопления. Встречающаяся выше по разрезу обратная смена фаций указывает на углубление бассейна и переход от аллювиальной к прибрежной и шельфовой обстановкам. При этом в разрезе появляются железистые оксидные отложения [Eriksson et al. 1997].

Наибольший интерес представляет надвигание офиолитового комплекса на такой базальный осадочный горизонт, перекрывающий сиалическое основание. В этом отношении весьма показателен разрез пояса Йеллоунайф в провинции Слейв на Северо-Американском кратоне (рис. 6.3). Провинция Слейв, площадью 210 тыс. км², представляет собой сложную амальгамацию осадочных складчатых бассейнов и небольших, но широко распространенных мафических (до фельзитических) зеленокаменных поясов. Плутонические породы разнообраз-



*) конгломераты и песчаники, формация Джексон Лейк

Рис. 6.3. Последовательность формирования архейского вулканического комплекса Йеллоунайф, провинция Слейв, Канада

А. Блок-диаграмма отложений группы Кэм [Helmstaedt et al., 1986], состав которой соответствует разрезу океанической коры [Windley, 1999]. Б. Блок-диаграмма отложений вулканического пояса Йеллоунайф, в нижней части которого залегает группа Кэм [Mueller et al., 2002]

разны, от гнейсов Акаста с возрастом 4.00–4.03 млрд. лет и до синтектонических гранито-гнейсов, датированных в 2.52–2.64 млрд. лет. Вулканический пояс Йеллоунайф несогласно перекрывает тоналитовый фундамент и состоит из циклов, в которых мафические и фельзические вулканы сменяются турбидитами. В свою очередь он перекрыт более поздними обломочными отложениями [Mueller et al., 2002]. В основании залегает офиолитовый разрез, содержащий базальты, насыщенные параллельными (односторонними) дайками, выше которых залегают массивные долериты и пилоу-базальты [Helmstaedt et al., 1986]. Вся последовательность интерпретируется как надвинутая на фундамент пластина океанической коры [Windley, 1999], выше которой залегает островодужный разрез. В подошве надвига располагаются маломощные фрагменты платформенного разреза, включающего кварцевые арены, железистые отложения и конгломераты с возрастом >2.8 млрд. лет, залегающие с несогласием на тоналитах, которые были мобилизованы при наложенном метаморфизме.

Таким образом, коры выветривания, оксидные и сульфидные железорудные отложения и строматолитовые постройки, развивавшиеся в прибрежных условиях в архее, от 3.0 до 2.7 млрд. лет назад, представляют собой объекты, которые не отличаются от фанерозойских по существу происходивших процессов, что, однако, не исключает выявления в дальнейшем особых условий седиментогенеза, присущих только раннему докембрию.

Сульфатные, красноцветные отложения и другие показатели условий литогенеза

Сульфатные отложения присутствуют в зеленокаменных поясах архея – блоке Пилбара (Австралия), бариты – в районе Карнатака (Индия) и в поясе Барбертон (Южная Африка), и интерпретируются как эвапоритовые горизонты, вероятно, претерпевшие переработку горячими рассолами. Формация Корбой (кратон Пилбара) согласно перекрывает мафические и ультрамафические вулканы; в вулканокластических отложениях залегает слой мощностью ~20 м, в котором выявлены окремненные псевдоморфозы по кристаллам нахколита (NaHCO_3) и барита, которые, предположительно, накапливались в полуоткрытом эвапоритовом бассейне 3.3 млрд. лет назад [Sugitani et al., 2003].

Палеоархейская толща Талга-Талга (восток блока Пилбара) включает кремнисто-баритовый горизонт, прослеженный на расстояние до 25 км, при мощности 5–40 м. Сопровождающие горизонт косослоистые алевролиты содержат микрокристаллический кварц, карбонат и кремнистые псевдоморфозы по диагенетическому гипсу размером 0.5–1.0 мм; первоначально они представляли химический осадок карбоната с глинистой примесью, включая прослои грубозернистых пород сульфат-эвапоритовой литофации. Отложения сформировались в мелководных, частично субаэральных условиях отшнурованной лагуны [Eriksson et al., 1997] (рис. 6.4А). Выше по разрезу, в толще Салгаш, содержатся скрыто-водорослевые ламиниты, окремненные строматолиты, углеродистые кремни, белые

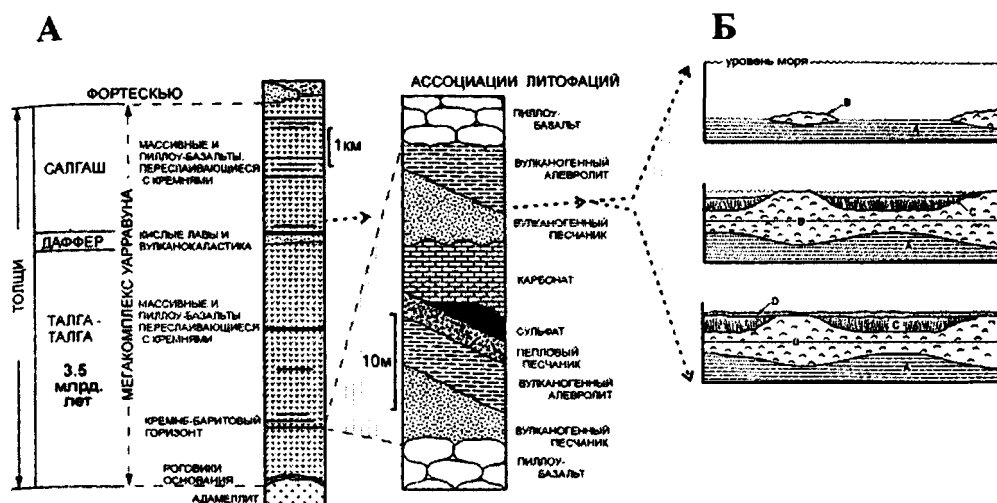


Рис. 6.4. Представительные разрезы сульфатсодержащих толщ раннего докембрия [Eriksson et al., 1997]

А. Стратиграфия поднятия Норт-Пол, блок Пилбара, Австралия. Б. Эволюция литогенеза кремней Стрелли Пул, толща Салгаш: А – скрыто-водорослевые ламиниты; В – строматолиты с прослоями кремней; С – гипс, псевдоморфозы сохранились в светлых кремнях; D – песчаные отложения

кремни с ленточными псевдоморфозами по гипсу и горизонты кварцевых обломочных пород. В углублявшемся, а затем обмелевшем бассейне последовательно формировались: 1) подводные ламиниты и строматолиты; 2) в условиях периодического осушения накапливались строматолиты, карбонатные ламиниты, черные и светлые полосчатые кремни, эвапориты и внутриформационные обломочные отложения; 3) субаэральные золовые пески, эвапориты и прослои повторно растворенных эвапоритов [Eriksson et al., 1997] (рис. 6.4Б).

В палеопротерозое сульфатные эвапориты достаточно широко распространены в Австралии, Канаде и Южной Америке начиная с 2.2 млрд. лет [Pirajno et al., 2002] и вплоть до 1.69 млрд. лет [Windley, 1999].

Красноцветные терригенные отложения (в широком определении), в которых оксидный железистый пигмент образует рубашки на обломочных зернах, заполняет поры или рассеян в глинистом матриксе, тесно ассоциированы с полосчатой железорудной формацией и мафическими вулканитами в палеопротерозое; 2.3–2.1 млрд. лет назад они образовались при диагенезе в окислительных условиях [Windley, 1999]. В конце палеопротерозоя, 1.9 млрд. лет назад, известны собственно красноцветные аридные отложения с гематитовыми рубашками, ассоциированные с гипергенными гематитовыми рудами и латеритными корами выветривания.

Коры выветривания на гранитах и мафических вулканитах зеленокаменных поясов известны начиная с 2.4–2.2 млрд. лет (супергруппа Гурон, Канада; Трансвааль и Грикваленд, Южная Африка)(обзор в [Windley, 1999]).

Фосфориты (урансодержащие) накапливались совместно с граувакками, карбонатными глинами и доломитами 1.95–1.85 млрд. лет назад в составе группы Анимики (Канада). Тиллиты, предположительно водно-ледниковые отложения, широко распространены начиная с 2.5 млрд. лет назад и приурочены к определенным возрастным эпохам.

6.2. Пример: палеофациальные реконструкции зеленокаменного пояса

Известно немало детальных реконструкций седиментации в древнейших бассейнах, избежавших воздействия глубокого метаморфизма. В качестве характерного примера можно рассмотреть отложения вулканогенно-осадочного комплекса Индин-Лейк, входящего в нижнюю часть разреза супергруппы Йеллоунайф провинции Слейв Канадского щита. Здесь, в условиях предгорного бассейна (форланд), в интервале 2.7–2.63 млрд. лет назад, сформировался сложный осадочно-вулканогенный разрез. Составляющими этого разреза являются массивные и подушечные толеитовые базальты, фельзические вулканиты, сопровождаемые пирокластикой и синэруптивными обломочными потоками, пеперайты (смесь неконсолидированного осадка с жидкой магмой при ее внедрении). Эти выводы сделаны на основании исследований переслаивающихся силикластических фаций, изотопных и геохимических характеристик и сохранившихся зерен циркона.

В основании залегают обогащенные кварцем обломочные породы, образовавшиеся в результате размыва кор выветривания кристаллического фундамента, на котором откладывались отложения всего этого комплекса. Палеофациальные исследования позволяют представить весьма детальную картину обстановок седиментации [Pehrsson, 2002].

В режиме островной дуги происходили подводные щитовые излияния базальтов и внедрения гипабиссальных габбро, среди которых локально появлялись аппараты центрального типа, продуцировавшие фельзические вулканиты. Основные вулканиты изливались на умеренной глубине. Фельзические вулканиты формировали мелководные центры на базальтовых покровах. Из этих центров в бассейн поступали вулканический дебрис и осадочные гравитационные потоки (рис. 6.5А). Затем отложение разнообразных по составу мафических, средних и фельзических вулканитов происходило в умеренно-глубинной обстановке. Стратовулканы возникали иногда на образованиях предыдущего этапа (рис. 6.5Б). Позднее накопление осадочных пород и фельзических вулканитов происходило

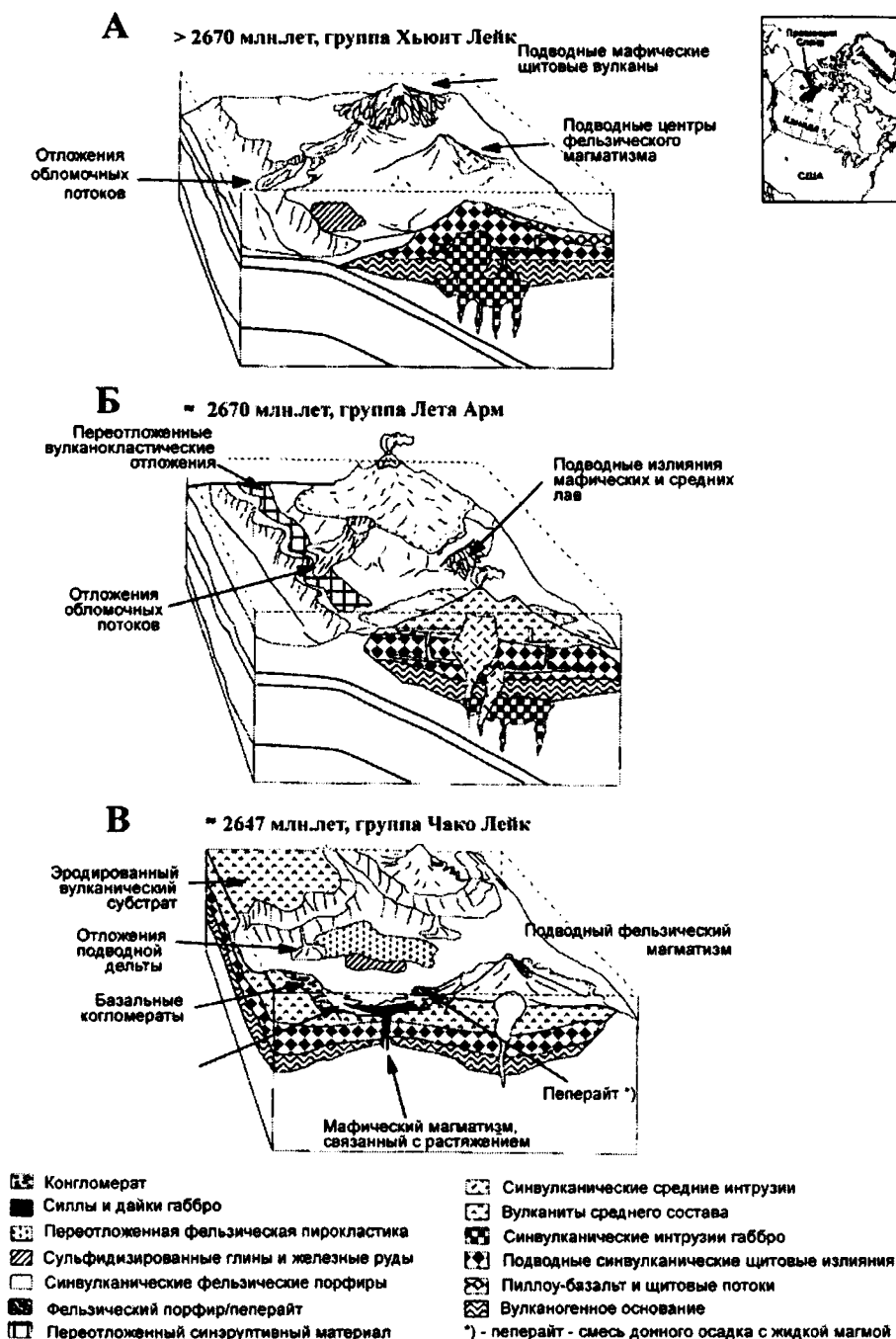


Рис. 6.5. Модель осадконакопления архейской супергруппы Йеллоунайф, Канада [Pehrsson, 2002]

А, Б, В – последовательные стадии накопления пород островодужного комплекса Индин-Лейк

в условиях окраинного прогиба. Источниками обломочного материала служили дуга второго этапа и более древняя сиалическая кора (рис. 6.5В).

С переходом к режиму сжатия и началом формирования синколлизионного бассейна, после перерыва, отмеченного несогласием, начали накапливаться конгломераты, градационно-слоистые алевролиты, поступающие в составе гравитационных потоков в глубокий морской бассейн. Закрытие этого синколлизионного бассейна при общем орогенном сжатии в провинции Слейв окончательно сформировало структуру данного комплекса.

6.3. Полосчатые железорудные формации

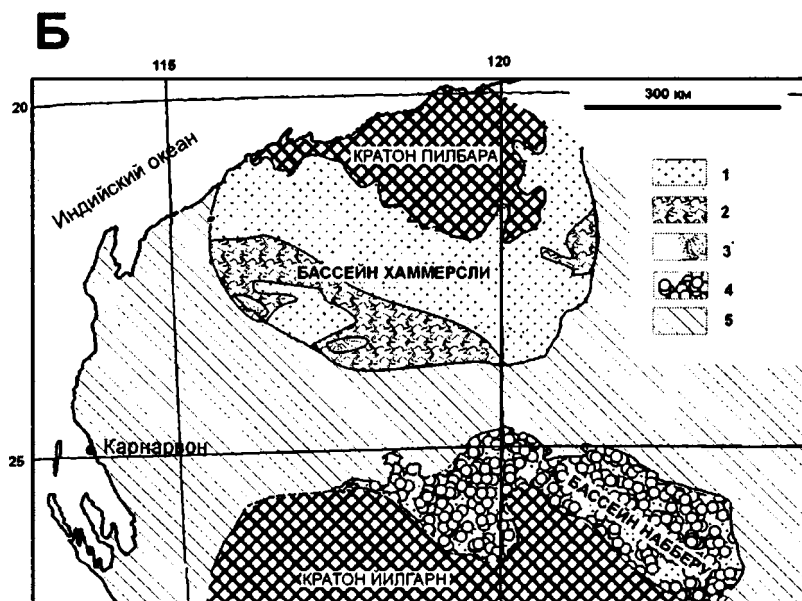
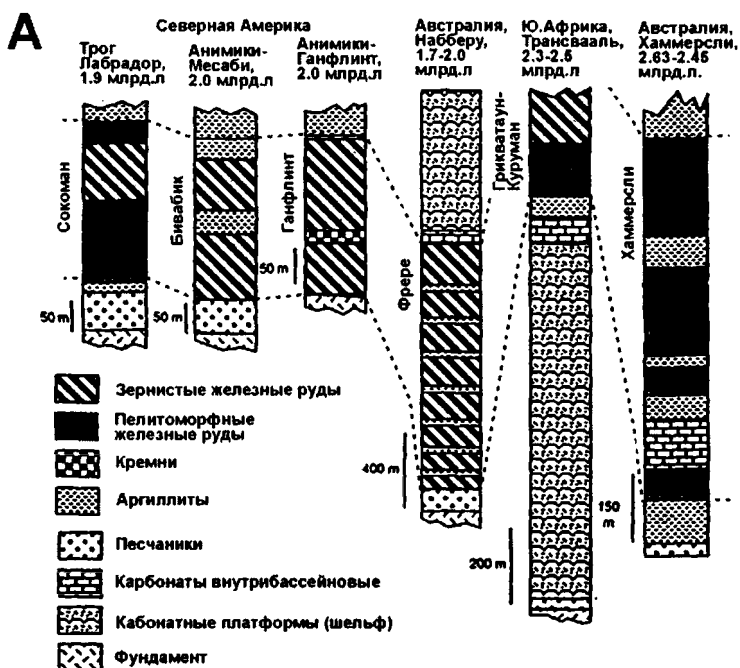
Полосчатые железорудные формации (ПЖФ) являются специфической чертой раннедокембрийских осадочных бассейнов. Они присутствуют в архее, но наибольшее их распространение приходится на палеопротерозой. В архее полосчатые железорудные формации ассоциируют с вулканитами (тип Алгома), тогда как в палеопротерозойских железорудных разрезах участвуют доломиты, кварциты, железистые аргиллиты, полосчатые железные руды, углеродистые сланцы и аргиллиты (тип Сьюперитор).

Выделяется два типа полосчатых железных руд: 1) зернистые железные руды – грубополосчатые, состоящие из яшмовых округлых пеллоидных обособлений, нередко с внутренними трещинами синерезиса и межзернового кремня; 2) пелитоморфные железные руды – тонкополосчатые, состоящие из магнетита (гематита), кремня, сидерита (анкерита) и железистых слоистых силикатов [Trendall, 2002] (рис. 6.6А). Накопление начинается с маломощных песчаных пород, нередко залегающих непосредственно на кристаллическом основании. Внутри железоруд-

Рис. 6.6. Геология полосчатой железорудной формации раннего докембрия (примеры)

А. Стратиграфические соотношения полосчатых железных руд и вмещающих отложений [Trendall et al., 2004; Simonson, Hassler, 1996]. Б. Геологическая схема расположения железорудных палеобассейнов в Западной Австралии [Hall, Goode, 1978; Trendall et al., 2004]. 1–3 – палеобассейн Хаммерсли, Супергруппа Брюс, площадь 150 тыс. км², возраст 2.8–2.2 млрд. лет: 1 – группа Фортескью, с несогласием залегает на архейских гранит-зеленокаменных породах кратона Пилбара, включает мафические и фельзитические лавы, присутствуют осадки, мощность 7.5 км; 2 – группа Хаммерсли, согласно перекрывает предыдущую, содержит полосчатые железные руды (360 м), преобладают эпикластические осадки (граувакки в понимании В.Д. Шутова [1975]), пелиты, присутствуют пирокластиты и карбонаты, общая мощность 2.5 км, датировки от 2.78 млрд. лет внизу до 2.45 млрд. лет вверх; 3 – группа Туре-Крик, эпикластические осадки варьирующей мощности; 4 – палеобассейн Набберу, группа Ерахиди, несогласно перекрывает архейские гранит-зеленокаменные породы кратона Йилгарн; циклические отложения, включающие высокостарые кварцевые и аркозовые песчаники, полосчатые железные руды пеллоидной структуры с шамозитом и анкеритом (формация Фрере, 1300 м), строматолитовые доломиты, общая мощность 6 км, возраст в интервале 1.7–2.0 млрд. лет; 5 – протерозойские отложения, возраст <2.2 млрд. лет

ной формации залегают слои кремней, аргиллитов и карбонатов. Карбонаты по своему генезису могут принадлежать как шельфовым карбонатным платформам, так и донным бассейновым карбонатам. Разрез завершается аргиллитами или



шельфовыми карбонатами. Показательны примеры из Западной Австралии, где железорудный палеобассейн Хамерсли занимает более 150000 кв. км (рис. 6.6Б).

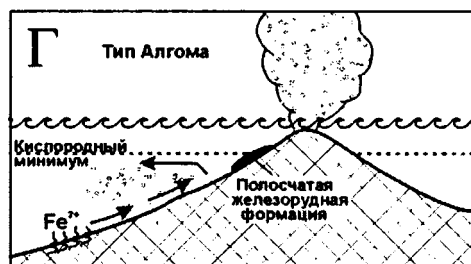
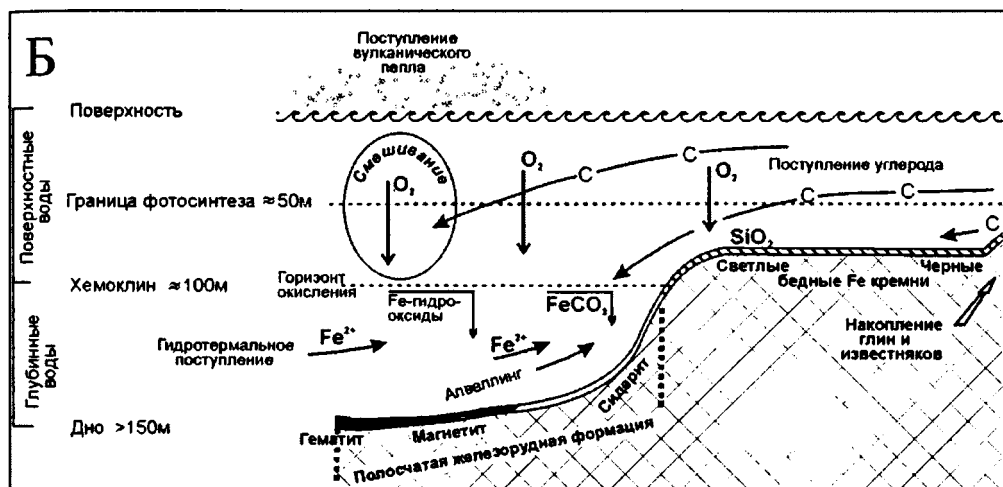
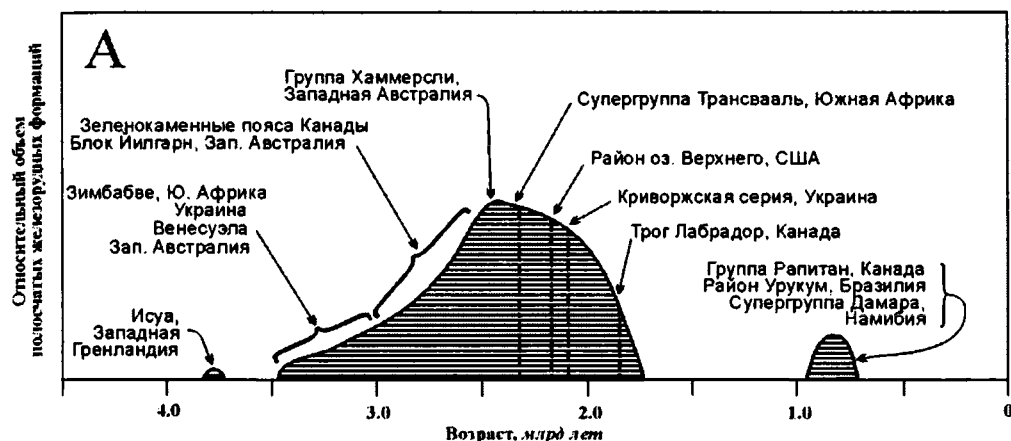
Полосчатую железорудную формацию образует тонкое чередование прослоев оксидов железа, гематита и магнетита (50% мас.), и кремня (50% мас.), нередко в ассоциации с сидеритами и сульфидами [Trendall, 2002]. Они редко содержат обломочный материал. Как в архее, так и в палеопротерозое полосчатая железорудная формация обнаруживает отчетливую положительную аномалию европия и отрицательную аномалию церия [Bolhar et al., 2005]. В современной обстановке подобные параметры могут быть обусловлены составом вод океана на глубине 100 м с примесью 0.1% гидротермального флюида, поступающего в воду, например, в окрестностях Восточно-Тихоокеанского хребта. Такая модель наиболее приемлема для объяснения накопления полосчатой железорудной формации. Она указывает на химическое осаждение железа в раннем докембрии из растворов, представлявших смесь морской воды с добавкой гидротермального флюида (обзор в [Windley, 1999]). Поступление гидротермального железистого компонента достигло максимума в палеопротерозое в таких регионах, как Сьюперииор (Канада), Бразилия, Африка, Австралия, Воронежский кристаллический массив, Украинский щит и другие. Затем приток железистого компонента снижался и прекратился уже в неопротерозое, <1.0 млрд. лет назад [Klein, Beukes, 1994] (рис.6.7А). Предполагается [Cloud, 1973], что морская вода постепенно освобождалась от растворимых двухвалентных оксидов железа за счет их окисления до нерастворимых трехвалентных форм, вследствие повышения содержания кислорода в атмосфере в связи с возросшей биологической активностью.

Фациальные различия позволяют предположительно различить образование формации в условиях трансгрессии и регрессии океана. Дело в том, что нередко ассоциированные с железорудными отложениями строматолитовые известняки и углеродистые глины обнаруживают распределение редкоземельных элементов, соответствующее мелководно-морским, поверхностным водам с добавлением терригенной примеси. Тонкослоистая железорудная формация, напротив, подобна глубинным морским водам с примесью гидротермального компонента без добавки терригенного материала. При трансгрессии зона фотосинтеза находится

Рис. 6.7. Геологические и геохимические особенности формирования докембрийских полосчатых железорудных формаций [Klein, Beukes, 1994], с дополнениями

А. Диаграмма изменения относительных объемов докембрийских полосчатых железорудных формаций в истории Земли (в сравнении с формацией Хаммерсли, где объем железорудной формации является максимальным). Б. Схема обстановки осадконакопления железорудной формации и ассоциированных литофаций на стадии трансгрессии в морской системе со стратифицированной водной колонной. Зона фотосинтеза существенно выше дна шельфа, что обуславливает отложение различных железорудных фаций и кремней. В, Г. Схемы обстановок осадконакопления: В – на пассивной окраине, тип оз. Верхнего, архей; Г – в условиях островной дуги, тип Алгома, палеопротерозой [Windley, 1999]

выше дна, поступление углерода невелико, а кислорода — значительно. Железо из гидротермального источника поступает в окислительную обстановку и выпадет в виде гематита и магнетита (рис. 6.7Б). Напротив, в условиях регрессии на мелководном шельфе зона фотосинтеза достигает дна и обуславливает образование строматолитовых карбонатов. Отсюда значительное количество органики смывается вниз, в воды над континентальным склоном. Часть ее окисляется и образует



глинистые карбонаты на склоне, а у его подножья остаток, не успевший окислиться, встречается с поднимающимися из глубин растворами железа и образует скопления сульфидов [Klein, Beukes, 1994].

В палеопротерозое полосчатые железорудные формации типа Сьюпериор формировалась в результате апвеллинга донных вод, а железо осаждалось в зоне мелководья, выше пикноклина, где происходит резкое изменение плотности воды с глубиной (рис. 6.7В). В архее, 3.2–2.6 млрд. лет назад, формации типа Алгома ассоциированы с островными дугами в зеленокаменных поясах (рис. 6.7Г).

В древнейших осадочных отложениях Исуа (Гренландия) ПЖФ накапливалась 3.8–3.6 млрд. лет назад. Данные по редким землям, изотопии Nd и Fe в железистых прослоях указывают на гидротермальное происхождение Fe-компонента. Железорудные отложения пространственно и по времени ассоциированы с бонинитами и пикритами, указывающими на интраокеаническую островодужную или преддуговую обстановку их накопления. Предполагается, что высокотемпературные гидротермальные изменения океанической коры способствовали образованию растворов с большим содержанием Fe и последующей разгрузке этих растворов в морскую воду, что приводило к образованию ПЖФ [Polat, Frei, 2005].

Полосчатые железорудные формации представляют собой специфический режим осадконакопления в докембрии, который не повторялся в более поздней геологической истории. Можно предполагать, что значительный выброс железа в гидротермах, типа черных курильщиков океанического вулканизма, был связан с выносом железа из мантии в связи с завершением общего перераспределения этого элемента на ранних стадиях геологической эволюции Земли. Об этом косвенно свидетельствует сопоставление разновозрастных коматиитов и пикритов, в которых отношение Fe/Ti в архее составляло 8–70, а в фанерозое только 3–20 [Condie, 2001].

6.4. Пример: седиментация и коллизионный метаморфизм турбидитов аккреционной призмы Куэтико, Северо-Американский кратон

Аккреционные призмы субдукционных обстановок наиболее отчетливо реконструируются среди мезо- и неархейских комплексов, однако возможно их присутствие и среди более древних образований (см. например [Komiyu et al., 1999]). Многочисленные линейные пояса осадочных пород внутри древних орогенов, скорее всего, являются синвулканическими (островодужными и другими осадками), однако значительная часть их, при низкой доле вулканитов, вероятно, является аккреционными призмами, которые пока недостаточно изучены. Наиболее наглядны проявления, связанные с коллизией картонов. К числу таковых относятся складчатый пояс Куэтико и расположенные на его продолжении к севе-

ро-востоку пояса Опатика и Опинака Северо-Американского кратона. Вдоль этих поясов сочленяются субпровинция (составной террейн, супертеррейн) Вабигун и пододвинутые с юго-востока на северо-запад (в современной структуре) субпровинции Вава и Абитиб, образуя единую архейскую тектоническую провинцию Сьюпериор (рис. 6.8А). Таким образом, пояс вместе с его продолжениями образует центральный шов провинции, который, вероятно, прямо связан с ее аккрецией из супертеррейнов и закрытием океана.

Полоса метаседиментогенных складчатых поясов, Куэтико, Опатика и Опинака, превышает по длине ~1800 км (в современной структуре) и предположительно представляет собой протяженную аккреционную призму. Собственно пояс Куэтико, при ширине 70 км и более, простирается на расстояние ~1200 км.

Аккреционная призма Куэтико была сложена преимущественно кварц-содержащими турбидитными граувакками проксимальных фаций и олистостромовыми прослоями (меланж). Олистолиты, размером до 400 м по простиранию, сложены коматинитами, ультрамафитовыми кластолитами и другими магматическими породами. Эти блоки сползали с надвигавшегося гранит-зеленокаменного супертеррейна Вабигун (рис. 6.8Б). В настоящее время эти отложения метаморфизованы в амфиболитовой фации [Valli et al., 2004].

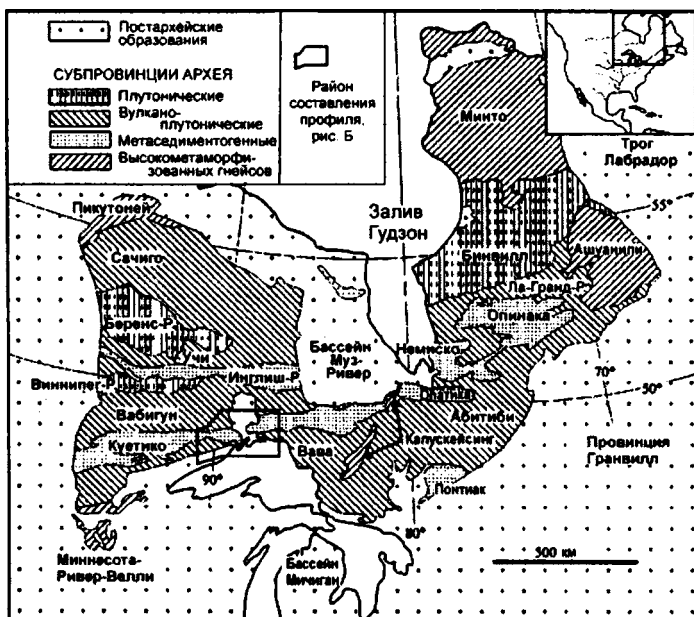
Осадконакопление в пределах пояса Куэтико началось 2698 млн. лет назад, почти одновременно (при оценках времени в миллионах лет) с метаморфизмом, протекавшим по схеме изотермической декомпрессии (метаморфизм нагрузки) [Valli et al., 2004] (рис. 6.8В). Декомпрессия и охлаждение начались 2667 млн. лет назад, т.е. длительность всего процесса (накопления аккреционной призмы и метаморфизма) не превышала ~30 млн. лет. В осадочную призму внедрились тоналиты (2696 млн. лет), карбонатно-щелочные комплексы (2680 млн. лет) и граниты (2670–2650 млн. лет).

Обломочный материал, поступавший с юга, захоронялся, погружаясь до глубин ~20 км при быстром поддвиге. На заключительном этапе добавочное сжатие призмы было вызвано поддвигом с юго-востока гранит-зеленокаменного супертеррейна Вава. Установленный градиент температур метаморфизма, равный 30°C/км, значительно выше, чем в современных аналогах – аккреционных призмах (10°C/км) [Valli et al., 2004], что объясняется повышенным тепловым потоком в архее. Высоким градиентом, по-видимому, обусловлено также и отсутствие в раннем докембрии глаукофансланцевого метаморфизма, который обычен в аккреционных призмах фанерозоя.

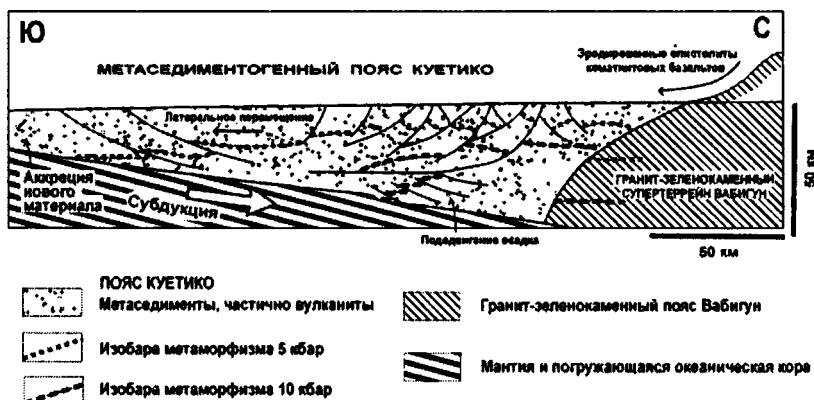
6.5. Выводы

Архейские зеленокаменные пояса, не претерпевшие глубокого метаморфизма, уже 3.8 млрд. лет назад включали осадочные породы и их ассоциации с вулканами, которые не обнаруживают заметных систематических отличий от соответ-

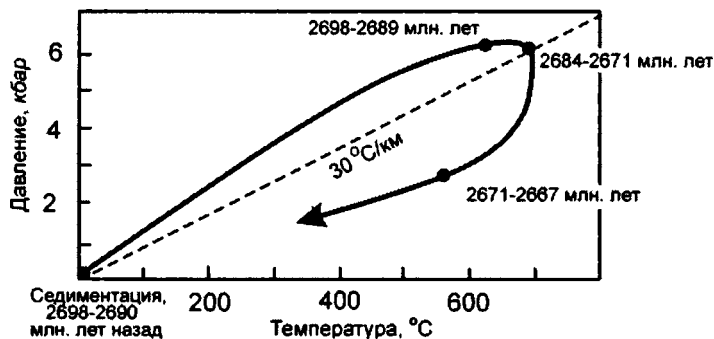
А



Б



В



ствующих фанерозойских аналогов. Исключение составляют только отложения полосчатой железорудной формации. Наиболее древние осадки с возрастом 3.8 млрд. лет, вероятно, включают незначительную примесь метеоритного материала, поступавшего на последней стадии гигантской метеоритной бомбардировки 4.0–3.8 млрд. лет назад.

С точки зрения седиментационного анализа зеленокаменные пояса можно рассматривать в качестве глобально распространенных вулканогенно-осадочных бассейнов раннего докембрия, которые достаточно представительны для характеристики процессов осадконакопления в интервале времени 1.6–3.5 млрд. лет назад. Когда отложения зеленокаменного пояса архейского возраста залегают непосредственно на древнем сиалическом основании, наблюдаются угловое несогласие и разрыв. В этих случаях базальные слои содержат конгломераты, полевошпатовые песчаники, кварцевые арениты, строматолитовые карбонатные отложения, аргиллиты, прослои оксидных и сульфидных железных руд и, иногда, коры выветривания.

Установлено, что фрагменты раннедокембрийской океанической коры (офиолиты), надвигаясь на сиалическую кору, перекрывали пенеблены, маркированные кварцевыми аренитами, конгломератами, корами выветривания. Надвиговые соотношения океаническая кора–континент соответствуют наблюдаемым в фанерозое, и их можно рассматривать как прямое доказательство фанеротипных соотношений континент–океан в раннем докембрии.

Раннедокембрийские сульфатные отложения накапливались в обстановке эвапоритизации, в том числе и 3.5 млрд. лет назад. В палеопротерозое появляются краснокварцевые и фосфориты.

Петрологические и изотопно-геохронологические исследования позволяют создавать объемно-возрастные модели петрогенезиса раннедокембрийских вулканогенно-осадочных комплексов, различать вулканы щитового и центрального типа, различные синэруптивные обломочные потоки, пеперайты и другие элементы осадочно-вулканогенного литогенеза. Многочисленные модели, составленные для раннего докембрия, не встречают противоречий при сопоставлении с фанерозойскими моделями.

Специфической чертой раннедокембрийского литогенеза является широкое распространение полосчатых железорудных формаций, отсутствующих в позднем докембрии и фанерозое. Однако условия их осадконакопления достаточно достоверно объясняются в рамках представлений о фанерозойской окраинно-океанической седиментации (поступление в бассейн кислорода, углерода, накопление

Рис. 6.8. Архейская аккреционная призма Куэтико [Valli et al., 2004]

А. Положение пояса Куэтико в структуре тектонической провинции Сьюперии Канадского щита. Б. Геодинамическая модель эволюции аккреционной призмы Куэтико. В. Диаграмма эволюции условий метаморфизма аккреционной призмы Куэтико во времени

кремней у континентального подножья, отложение карбонатов на мелководном шельфе и др.). В этих условиях причиной поступления гигантских объемов оксидов железа, вероятно, является обильное поступление Fe^{2+} из гидротермальных источников, типа черных курильщиков, что, возможно, связано с особенностями дифференциации вещества планеты на ранних стадиях геологической эволюции и не повторялось в дальнейшей истории.

Аккреционные осадочные призмы в субдукционной обстановке известны в неоархее, однако не исключено их присутствие и в более древних комплексах. Они формировались при более высоком геотермальном градиенте, чем в фанерозое, по-видимому, из-за более высоких температур на поверхности мантии в архее, следствием чего предположительно является и отсутствие глаукофанового метаморфизма в это время.

Таким образом, сопоставление раннедокембрийских процессов седиментогенеза с фанерозойскими позволяет выделить две отличительных особенности: повышенный геотермальный градиент вследствие более высоких температур на поверхности мантии и аномально большое поступление железа из вулканогенных флюидов в океанические бассейны, предположительно, связанное с завершением процесса глобального перераспределения железа на ранних стадиях геологической эволюции.

7. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОЯСА И КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОЛЛИЗИЯ

Метаморфические ареалы раннего докембрия широко распространены на всех континентах. Они представляют собой выход на поверхность глубоко метаморфизованных толщ, залегающих обычно в средней или нижней коре (рис. 7.1). Для объяснения причин повышения температур и давлений, необходимого для реализации процессов регионального метаморфизма, используется ряд моделей, из которых наиболее широко применимыми представляются две [Percival, 1994].

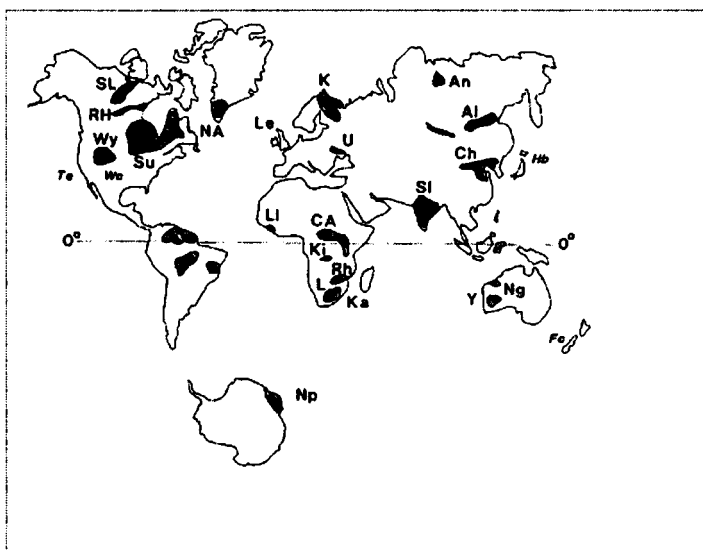


Рис. 7.1. Глобальное распределение глубокометаморфизованных провинций раннего докембрия [Condie, 1981; Goodwin, 1996; Percival, 1994]

An – Анабарский щит, Al – Алданский щит, CA – Центрально-Африканский кратон, Ch – Китайский кратон, K – Кольская провинция, Ka – кратон Каапваль, Ki – кратон Касаи, L – пояс Лимпопо, Le – комплекс Льюизиан, Li – Либерийский кратон, NA – Северо-Американский кратон, Ng – гнейсовый комплекс Нарриер, Np – комплекс Напьер, RH – провинция Рей-Хирн, Rh – Родезийский кратон, SI – Южно-Индийский кратон, SL – провинция Слейв, Su – провинция Сьюперииор, U – Украинский щит, Wy – провинция Вайоминг, Y – кратон Йилгарн. Фанерозойские глубокометаморфизованные провинции: Fc – комплекс Фьордланд, Hb – пояс Хидаки, Te – комплекс Техачапи, We – метаморфический комплекс Уотерман

В изложении этого автора, приведенном ниже, опущены локальные типы метаморфизма (глаукофансланцевый и др.), а также многочисленные петрологические детали, что делает изложение доступным широкому кругу читателей. Заинтересованный читатель может найти всестороннее изложение практической петрологии метаморфизма в специальной публикации Подкомиссии по систематике метаморфических пород КСП МСГН [Fettes, Desmons, 2007].

7.1. Два типа регионального метаморфизма

Метаморфизм в условиях коллизии континент–континент и в обстановке островной дуги

Когда одна из столкнувшихся плит затягивается на значительную глубину (рис. 7.2А), в этой погруженной сиалической плите сначала повышается давление вследствие надвигания верхней плиты и образования коллизионного горного сооружения, затем растет температура, вследствие термальной релаксации, и выплавляются анатектические гранитоиды. Завершается процесс снижением давления при снятии нагрузки верхних частей коры коллизионной призмы, например, вследствие их эрозии (модельные термодинамические расчеты в [England, Thompson, 1984]). Характерным признаком такого течения процесса является Р-Т-тренд “по часовой стрелке” (рис. 7.2В). Обычно это метаморфизм высоких давлений, который по положению нисходящей ветви тренда относится к категории *изотермального подъема (декомпрессии)*.

Вокруг поступающих из мантии базальтовых магм, при их кристаллизации в нижней коре, образуются ореолы гранулитового метаморфизма и парциального плавления. Выплавливающиеся гранитоидные магмы поднимаются и кристаллизуются как чарнокитовые и гранитные плутоны (рис. 7.2Б). Подобные процессы также могут быть вызваны базальтовым андерплэйтингом, который нередко связан с коллапсом коллизионной призмы. При этом из мантии поступает базальтовый расплав и растекается в нижней коре в виде многочисленных силлов, вызывая разогрев, метаморфизм и частичное плавление. По мере поступления и затвердевания базальтовых магм, кора утолщается и давление повышается.

Другой возможный механизм связан с утонением коры, например при рифтинге, когда термальная граница кора-мантия перемещается вверх, происходит быстрый разогрев и метаморфизм пород коры. Такие процессы завершаются *изобарическим охлаждением*. Они обычно представлены категорией метаморфизма высоких температур. Для них характерен Р-Т-тренд “против часовой стрелки” [Percival, 1994] (см. рис. 7.2В).

Распространение, Р–Т параметры и длительность процессов метаморфизма разных типов

Статистические обобщения показывают, что рассмотренные выше два типа метаморфизма достаточно отчетливо различаются в различных регио-

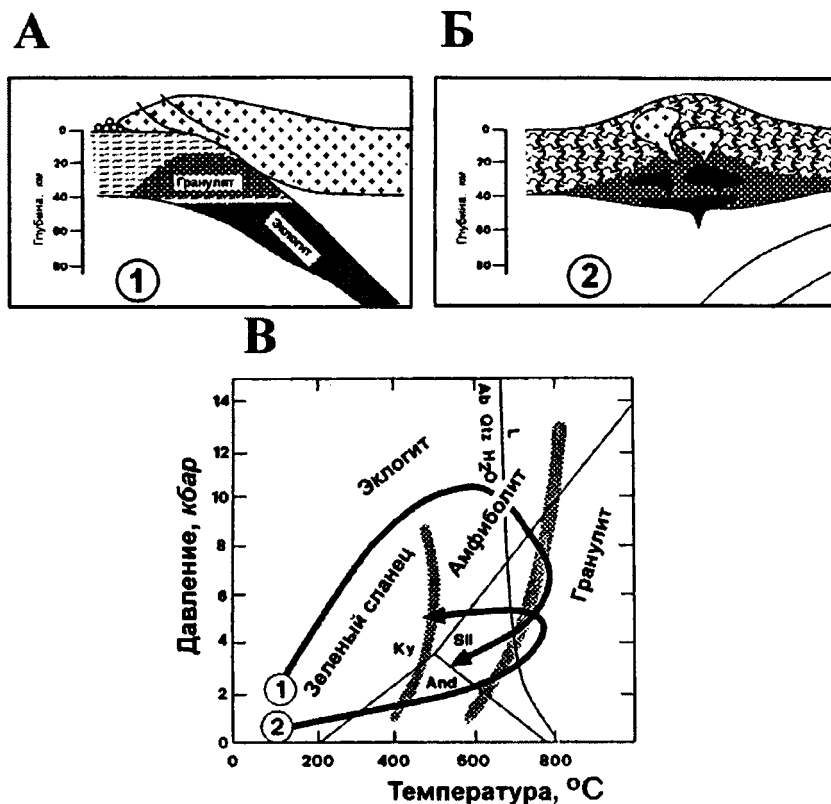


Рис. 7.2. Геологические условия и термодинамические параметры регионального метаморфизма [Percival, 1994]

А, Б – два крайних типа тектонической обстановки образования глубоко метаморфизованных пород, преимущественно гранулитов: А – коллизия континент-континент, когда внизу коллизии растет давление и происходит саморазогрев (режим 1, цифра в кружке); Б – активная островная дуга, когда вокруг внедряющихся из мантийного клина базальтовых магм (черное) возникают ореолы гранулитового метаморфизма, выплавляются и отделяются гранитоидные магмы, образуя чарнокитовые и гранитные плутоны (режим 2). В – схема условий метаморфизма, показывающая тренды его эволюции в координатах давление-температура-время (Р–Т–t) для пород основного состава зеленый сланец–амфиболит–гранулит–эклогит, а также солидус гранитной выплавки при избытке воды: $Ab-Qtz-H_2O/L$. Ку – кианит, Sill – силлиманит, And – андалузит, Ab – альбит, Qtz – кварц, L – расплав. Цифры 1 и 2 соответственно режимы изотермальной декомпрессии (подъема) и изобарического охлаждения, соответствуют показанным на рисунке А, Б

нах мира (рис. 7.3). Режим изотермального подъема (декомпрессии) проявлен в гранулитовых комплексах различных регионов Мира: пояса Лимпопо на юге Африки; южной Индии; ареалов Приц-Бей и Рейнер (Антарктида); гор Мусгрейв (Австралия). Изобарическому охлаждению подверглись гранули-

В изложении этого автора, приведенном ниже, опущены локальные типы метаморфизма (глаукофансланцевый и др.), а также многочисленные петрологические детали, что делает изложение доступным широкому кругу читателей. Заинтересованный читатель может найти всестороннее изложение практической петрологии метаморфизма в специальной публикации Подкомиссии по систематике метаморфических пород КСП МСГН [Fettes, Desmons, 2007].

7.1. Два типа регионального метаморфизма

Метаморфизм в условиях коллизии континент–континент и в обстановке островной дуги

Когда одна из столкнувшихся плит затягивается на значительную глубину (рис. 7.2А), в этой погруженной сиалической плите сначала повышается давление вследствие надвигания верхней плиты и образования коллизионного горного сооружения, затем растет температура, вследствие термальной релаксации, и выплавляются анатектические гранитоиды. Завершается процесс снижением давления при снятии нагрузки верхних частей коры коллизионной призмы, например, вследствие их эрозии (модельные термодинамические расчеты в [England, Thompson, 1984]). Характерным признаком такого течения процесса является Р-Т-т-тренд “по часовой стрелке” (рис. 7.2В). Обычно это метаморфизм высоких давлений, который по положению нисходящей ветви тренда относится к категории *изотермального подъема (декомпрессии)*.

Вокруг поступающих из мантии базальтовых магм, при их кристаллизации в нижней коре, образуются ореолы гранулитового метаморфизма и парциального плавления. Выплавливающиеся гранитоидные магмы поднимаются и кристаллизуются как чарнокитовые и гранитные плутоны (рис. 7.2Б). Подобные процессы также могут быть вызваны базальтовым андерплэйтингом, который нередко связан с коллапсом коллизионной призмы. При этом из мантии поступает базальтовый расплав и растекается в нижней коре в виде многочисленных силлов, вызывая разогрев, метаморфизм и частичное плавление. По мере поступления и затвердевания базальтовых магм, кора утолщается и давление повышается.

Другой возможный механизм связан с утонением коры, например при рифтинге, когда термальная граница кора-мантия перемещается вверх, происходит быстрый разогрев и метаморфизм пород коры. Такие процессы завершаются *изобарическим охлаждением*. Они обычно представлены категорией метаморфизма высоких температур. Для них характерен Р-Т-т-тренд “против часовой стрелки” [Percival, 1994] (см. рис. 7.2В).

Распространение, Р–Т параметры и длительность процессов метаморфизма разных типов

Статистические обобщения показывают, что рассмотренные выше два типа метаморфизма достаточно отчетливо различаются в различных регио-

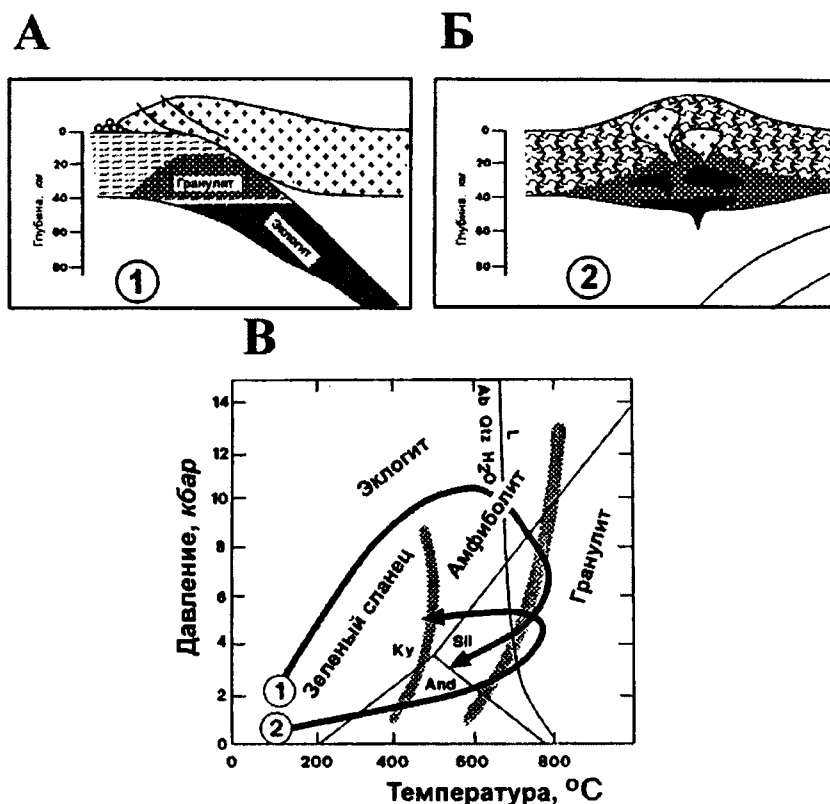


Рис. 7.2. Геологические условия и термодинамические параметры регионального метаморфизма [Percival, 1994]

А, Б – два крайних типа тектонической обстановки образования глубоко метаморфизованных пород, преимущественно гранулитов: А – коллизия континент-континент, когда внизу коллизийной призмы растет давление и происходит саморазогрев (режим 1, цифра в кружке); Б – активная островная дуга, когда вокруг внедряющихся из мантийного клина базальтовых магм (черное) возникают ореолы гранулитового метаморфизма, выплавляются и отделяются гранитоидные магмы, образуя чарнокитовые и гранитные плутоны (режим 2). В – схема условий метаморфизма, показывающая тренды его эволюции в координатах давление-температура-время (Р–Т–t) для пород основного состава зеленый сланец–амфиболит–гранулит–эклогит, а также солидус гранитной выплавки при избытке воды: Ab–Qtz–H₂O/L. Ку – кyanит, Sill – силлиманит, And – андалузит, Ab – альбит, Qtz – кварц, L – расплав. Цифры 1 и 2 соответственно режимы изотермальной декомпрессии (подъема) и изобарического охлаждения, соответствуют показанным на рисунке А, Б

нах мира (рис. 7.3). Режим изотермального подъема (декомпрессии) проявлен в гранулитовых комплексах различных регионов Мира: пояса Лимпопо на юге Африки; южной Индии; ареалов Приц-Бей и Рейнер (Антарктида); гор Мусгрейв (Австралия). Изобарическому охлаждению подверглись гранули-

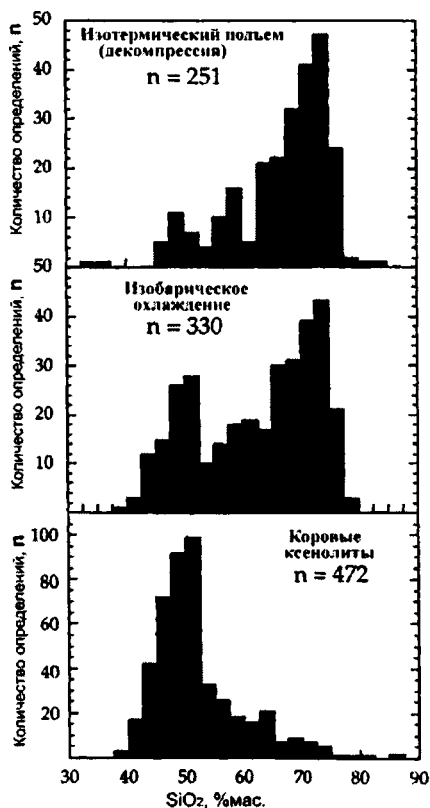


Рис. 7.3. Гистограмма SiO₂ – частотность проявлений разных режимов метаморфизма [Rudnick, Fountain, 1995]

ты зон Пикунитоней (Канада), Скуриан (Шотландия), Напиер (Антарктида), комплекса Фурура (Танзания), зоны Ивреа (Альпы), гор Адирондак (северная Америка) [Rudnick, Fountain, 1995]. Ксенолиты пород коры, захваченные кимберлитами и молодыми щелочными изверженными породами, обычно метаморфизованы в гранулитовой фации. Однако по составу они оказываются более мафическими, чем обнаженные на дневной поверхности гранулитовые комплексы. Такое различие может иметь несколько причин. Наиболее предпочтительна гипотеза базальтового подслаивания (андерплейтинга).

Параметры метаморфизма в режиме изотермальной декомпрессии (высоких давлений) достигают давления 6–12 кбар и температуры 750–900°C (архей южной Индии, комплекс Льюизиян в Шотландии, пояс Лимпопо и др.), предположительно в обстановке континентальной коллизии. В режиме изотермальной декомпрессии температуры могут быть и более высокими, до 1000°C (архей западной

Гренландии, комплекс Напиер, провинция Сьюпериор и др.), что объясняется разогревом при утонении коры во время коллапса коллизийной призмы [Harley, 1989; Mezger, 1992; Windley, 1999].

Несмотря на очевидное пространственное разделение типов, многие регионы глубокого метаморфизма локально обнаруживают признаки совмещения обоих типов трендов. Так, например, в коллизийных системах на первом этапе идет метаморфизм, завершающийся изотермальной декомпрессией, а при коллапсе этого горного сооружения может произойти базальтовый андерплейтинг, и тогда реализуется метаморфизм изобарического охлаждения.

Континентальная коллизия

В современных коллизийных призмах (Кавказ, Гималаи) граниты выплавляются из гранулитов на глубинах ~30 км и затем всплывают до достижения плотностного (изостатического) равновесия с окружающими породами, расплаваясь в верхней коре слоем мощностью около 10 км, который широко распространен и выведен на поверхность на щитах в виде гнейсово-купольных ареалов [Розен, Федоровский, 2001]. В то же время гранулитовые комплексы, помимо поясов, нередко занимают огромные площади, до 300 тыс. кв. км, к которым относятся Анабарский [Розен, 2003] и Алданский [Глебовицкий, 1996] щиты, блок Минто на Северо-Американском кратоне [Percival, 1994] и ряд других. Такие крупные ареалы формировались в несколько этапов и чрезвычайно длительное время. В частности, на Анабарском щите при систематическом изотопном датировании с помощью Sm-Nd и Rb-Sr методов по минералам и валовым составам [Розен и др. 2006a], а также U-Pb метода по циркону [Розен и др., 2006б], устанавливается, что метаморфизм проходил в три этапа в интервале времени 2.2–1.6 млрд. лет, то есть в течение 600 млн. лет. Такие крупные высокометаморфизованные ареалы обычно обнаруживают все признаки коллизийных систем, но гранитный (гнейсово-купольный) слой коры здесь отсутствует полностью, как на Анабарском щите, или, по крайней мере, частично – как на Алданском щите. Очевидно, что выплавленный коллизийный гранит был размыт при эрозии коллизийного горного сооружения.

Литостатическое давление в 10 кбар внутри коллизийных призм указывает на глубины метаморфизма примерно в 35 км. Сегодня эти архейские породы залегают на дневной (эрозионной) поверхности континентальной коры, мощность которой составляет 30–40 км. Параметры гранулитового метаморфизма при наблюдаемом составе пород указывают на то, что уже в архее мощность сиалической коры континентов составляла ~40 км, а в коллизийных призмах соответствовала мощности современной коллизийной системы Гималаев, составляющей по разным оценкам 75–80 км.

Колоссальные объемы гранитоидов верхней коры гранулитовых областей раннего докембрия, по-видимому, тогда же и размытых, обеспечили поступление на океанские шельфы гигантского количества терригенного материала, который,

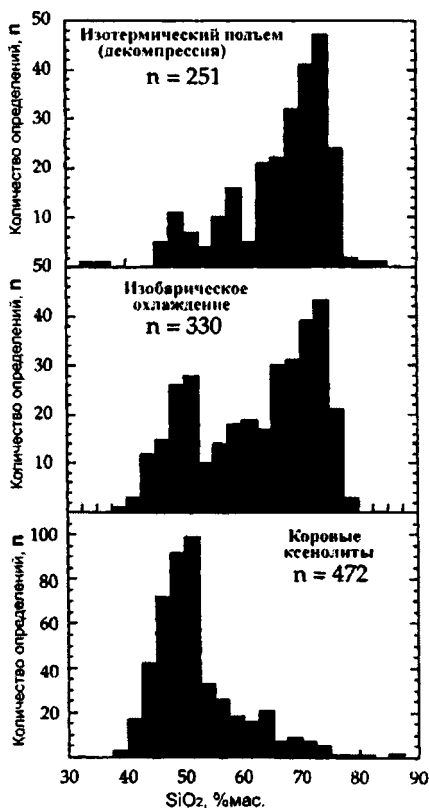


Рис. 7.3. Гистограмма SiO₂ – частотность проявлений разных режимов метаморфизма [Rudnick, Fountain, 1995]

ты зон Пикунитоней (Канада), Скуриан (Шотландия), Напиер (Антарктида), комплекса Фурура (Танзания), зоны Ивреа (Альпы), гор Адирондак (северная Америка) [Rudnick, Fountain, 1995]. Ксенолиты пород коры, захваченные кимберлитами и молодыми щелочными изверженными породами, обычно метаморфизованы в гранулитовой фации. Однако по составу они оказываются более мафическими, чем обнаженные на дневной поверхности гранулитовые комплексы. Такое различие может иметь несколько причин. Наиболее предпочтительна гипотеза базальтового подслаивания (андерплейтинга).

Параметры метаморфизма в режиме изотермальной декомпрессии (высоких давлений) достигают давления 6–12 кбар и температуры 750–900°C (архей южной Индии, комплекс Льюизиан в Шотландии, пояс Лимпопо и др.), предположительно в обстановке континентальной коллизии. В режиме изотермальной декомпрессии температуры могут быть и более высокими, до 1000°C (архей западной

Гренландии, комплекс Напиер, провинция Сьюпериор и др.), что объясняется разогревом при утонении коры во время коллапса коллизийной призмы [Harley, 1989; Mezger, 1992; Windley, 1999].

Несмотря на очевидное пространственное разделение типов, многие регионы глубокого метаморфизма локально обнаруживают признаки совмещения обоих типов трендов. Так, например, в коллизийных системах на первом этапе идет метаморфизм, завершающийся изотермальной декомпрессией, а при коллапсе этого горного сооружения может произойти базальтовый андерплейтинг, и тогда реализуется метаморфизм изобарического охлаждения.

Континентальная коллизия

В современных коллизийных призмах (Кавказ, Гималаи) граниты выплавляются из гранулитов на глубинах ~30 км и затем всплывают до достижения плотностного (изостатического) равновесия с окружающими породами, расплаваясь в верхней коре слоем мощностью около 10 км, который широко распространен и выведен на поверхность на щитах в виде гнейсово-купольных ареалов [Розен, Федоровский, 2001]. В то же время гранулитовые комплексы, помимо поясов, нередко занимают огромные площади, до 300 тыс. кв. км, к которым относятся Анабарский [Розен, 2003] и Алданский [Глебовицкий, 1996] щиты, блок Минто на Северо-Американском кратоне [Percival, 1994] и ряд других. Такие крупные ареалы формировались в несколько этапов и чрезвычайно длительное время. В частности, на Анабарском щите при систематическом изотопном датировании с помощью Sm-Nd и Rb-Sr методов по минералам и валовым составам [Розен и др. 2006a], а также U-Pb метода по циркону [Розен и др., 2006b], устанавливается, что метаморфизм проходил в три этапа в интервале времени 2.2–1.6 млрд. лет, то есть в течение 600 млн. лет. Такие крупные высокометаморфизованные ареалы обычно обнаруживают все признаки коллизийных систем, но гранитный (гнейсово-купольный) слой коры здесь отсутствует полностью, как на Анабарском щите, или, по крайней мере, частично – как на Алданском щите. Очевидно, что выплавленный коллизийный гранит был размыт при эрозии коллизийного горного сооружения.

Литостатическое давление в 10 кбар внутри коллизийных призм указывает на глубины метаморфизма примерно в 35 км. Сегодня эти архейские породы залегают на дневной (эрозионной) поверхности континентальной коры, мощность которой составляет 30–40 км. Параметры гранулитового метаморфизма при наблюдаемом составе пород указывают на то, что уже в архее мощность сиалической коры континентов составляла ~40 км, а в коллизийных призмах соответствовала мощности современной коллизийной системы Гималаев, составляющей по разным оценкам 75–80 км.

Колоссальные объемы гранитоидов верхней коры гранулитовых областей раннего докембрия, по-видимому, тогда же и размытых, обеспечили поступление на океанские шельфы гигантского количества терригенного материала, который,

вследствие процесса рециклирования, составил значительную часть осадочных чехлов древних, а, возможно, и фанерозойских, платформ.

***Метаморфические пояса и отторженцы нижней коры,
выдвинутые в верхнюю кору***

Ареалы метаморфических пород, выходящие на поверхность, обычно относят к тектонической категории метаморфических поясов, что не всегда верно, поскольку существуют нелинейные области развития высокометаморфизованных пород. Кроме того, когда происходит сжатие и раскол континента, эти комплексы выходят по надвигам на поверхность в виде полос – фрагментов нижней коры. Зачастую такие полосы неправомерно отождествляются со складчатыми поясами, поскольку на самом деле они представляют собой тектонические отторженцы. Примером может служить зона Капускейсиг Канадского щита.

Собственно метаморфические пояса представляют собой коллизионные системы, подвергшиеся глубокой эрозии. В этом случае на поверхность выходят метаморфические комплексы сутур, по которым произошло столкновение сиалических блоков коры и внутри которых оказались зажаты террейны, первоначально находившиеся между этими блоками. Таков метаморфический пояс Лимпопо, представляющий собой зону столкновения двух картонов в южной Африке.

В целом можно сказать, что среди линейных (поясовых) проявлений метаморфизма различаются тектонические отторженцы и коллизионные пояса.

**7.2. Примеры линейных проявлений метаморфизма:
зона Капускейсиг, Канада,
и пояс Лимпопо, южная Африка**

Линейный тектонический отторженец – зона Капускейсиг, Канада

Линейный тектонический отторженец метаморфических пород нижней коры образует зону Капускейсиг на Северо-Американском кратоне [Percival et al., 1992; Percival, 1994]. Вследствие сжатия кратона с северо-востока на юго-запад, около 2600 млн. лет назад, образовался раскол и произошло надвигание коровых блоков. При этом гнейсовый террейн Вава был надвинут на гранит-зеленокаменный террейн Абитиби (рис. 7.4). На дневной поверхности эти террейны представлены гранит-зеленокаменными ассоциациями, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. В результате надвига по расколу возникло горное сооружение, после размыва которого на поверхность тектонически были выведены гранулитовые комплексы нижней коры, слагающие зону Капускейсиг. Они включают разнообразные метабазиты, анортозиты и парагнейсы, метаморфизованные в гранулитовой фации, которые первоначально – в ненарушенном разрезе коры – располагались на глубинах более 20 км. Выше залегают породы верхней

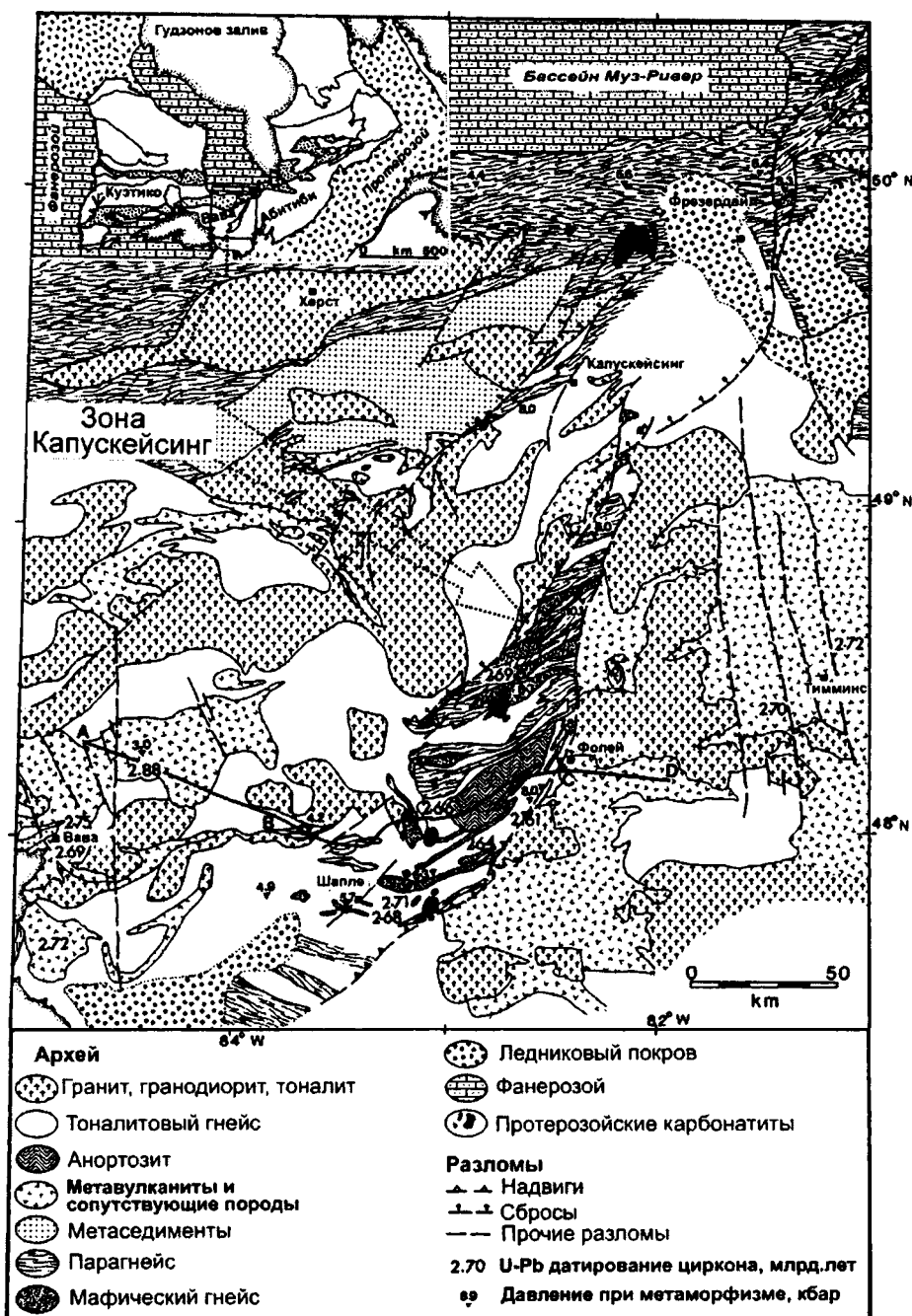


Рис. 7.4. Геологическая карта центральной части провинции Сьюпериор, положение и строение зоны Капускейсинг (Канадский щит) [Percival et al., 1992]

ABCD – линия геофизического профиля

коры – метавулканыты, тоналитовые гнейсы, граниты и гранодиориты, соответствующие амфиболитовой фации (рис. 7.5А).

Измеренные свойства вещества коры в зависимости от глубины залегания (плотность, скорость продольных сейсмических волн, теплогенерация, типы пород) представляют уникальную возможность интерпретации геофизических данных по другим кратонам (рис. 7.5Б). При таких интерпретациях не меньшую ценность представляет реконструкция соотношений наблюдаемых пород коры на разных глубинах (рис. 7.5В).

Таким образом, в результате сдавливания Северо-Американского кратона возник разлом с большой надвиговой составляющей. На поверхность вышла крупная гранулитовая линейная область, длина которой превышает 400 км, при ширине до 50 км. Эта область представляет собой линейный тектонический отторженец гранулитовых пород нижней коры.

Метаморфический пояс Лимпопо, южная Африка

Пояс Лимпопо на юге Африки является классическим примером коллизионной палеосистемы, которую будет корректно называть метаморфическим поясом (рис. 7.6). Подобных поясов описано достаточно много (обзор в [Лобковский и др., 2004]), например, детально изучен Гранулитовый пояс Кольского полуострова [Глебовицкий и др., 1996]; такие пояса различаются в деталях, но главные черты наиболее отчетливо выявлены в пределах пояса Лимпопо.

Пояс расположен между гранит-зеленокаменными кратонами Каапваль и Зимбабве, в которых породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Когда на их края накладывались окраинные зоны коллизионного пояса, метаморфизм достигал гранулитовой фации (обзор в [Windley, 1999]).

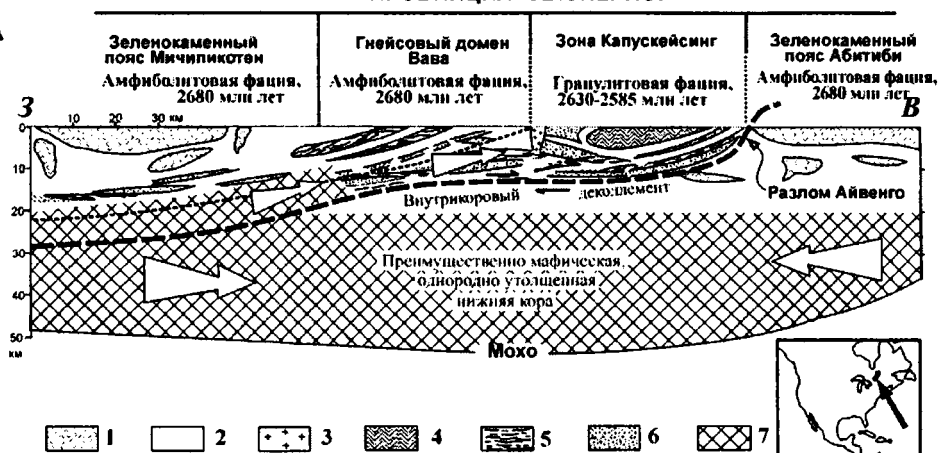
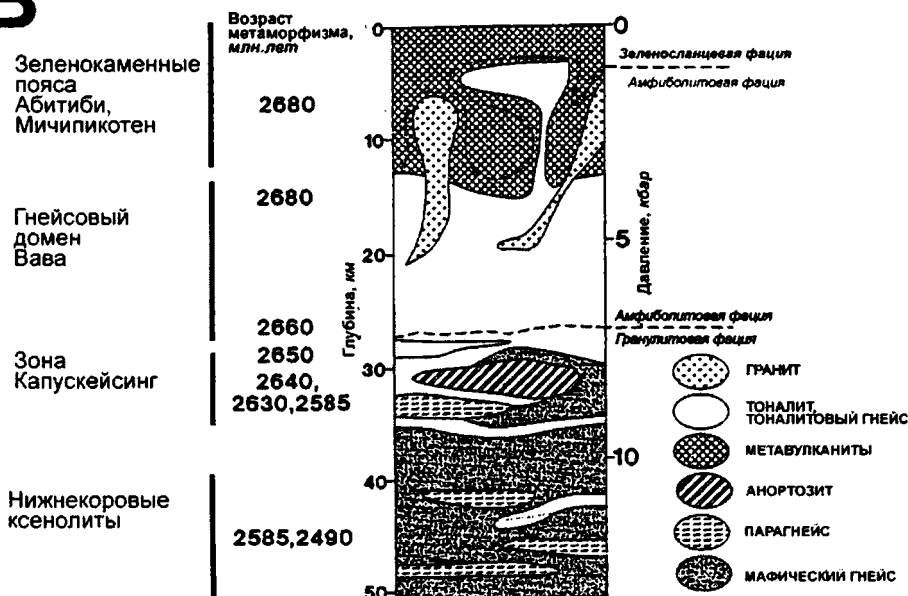
Центральная зона пояса сложена парагнейсами, с прослоями кварцитов и мраморов, с геохимическими признаками сноса терригенного материала со зрелого континента [Boryta, Condie, 1990]. Присутствуют прослои толеитовых метабазальтов (амфиболитов). Значительные площади заняты блоками древней коры, включающими гранодиориты супрасубдукционного типа с возрастом до 3.8 млрд. лет, которые интродуцированы расслоенными ультрамафитами 3.27 млрд. лет назад.

Рис. 7.5. Вертикальный разрез земной коры в районе зоны Капускейсинг [Percival et al., 1992]

А. Геолого-геофизический профиль (по линии ABCD, см. рис. 7.4): 1 – метавулканыты и сопутствующие породы; 2 – тоналитовый гнейс; 3 – гранит, гранодиорит, тоналит; 4 – анортозит; 5 – парагнейс; 6 – мафический гнейс; 7 – породы нижней коры, нерасчлененные. На картограмме положение профиля в Северной Америке, стрелкой показано положение профиля. Б. Модель, отражающая измеренные физические свойства различных уровней коры. В. Петрологическая колонка земной коры, показывающая изотопный возраст пород коры, их соотношения и условия метаморфизма

A

ПРОВИНЦИЯ СЬЮПЕРИОР

**Б****В**

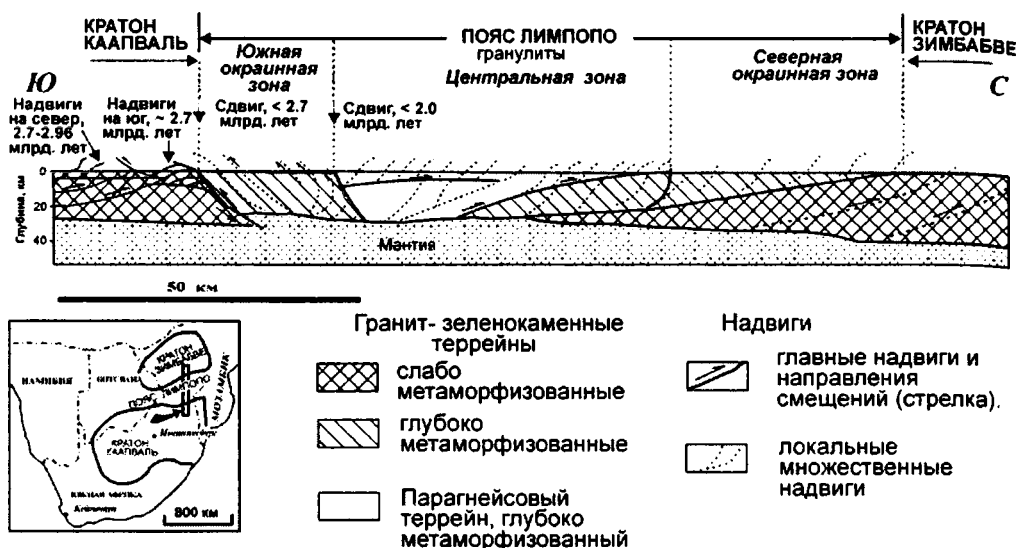


Рис. 7.6. Профиль коллизионного пояса Лимпопо, южная Африка [Windley, 1999], с изменениями. На картограмме стрелка указывает положение профиля

Ранний гранулитовый метаморфизм происходил 2.87–2.65 млрд. лет назад и, вероятно, был вызван базальтовым андерплейтингом. Он относится к типу метаморфизма высоких температур и низких давлений, развивавшемуся в режиме изобарического охлаждения [Holzer et al., 1998]. Позднее, 2.05–1.95 млрд. лет назад, в результате коллизии кратонов Каапваль и Зимбабве произошел поздний гранулитовый метаморфизм высоких давлений (типа изотермического подъема), и сформировалась общая надвиговая структура Гималайского плана; мощность коры тогда достигала, по крайней мере, 65 км [Treloar et al., 1992; Holzer et al., 1998]. По-видимому, в Центральной зоне между столкнувшимися кратонами были зажаты осадки, базальты и древние блоки пассивной окраины или чехла микроконтинента.

7.3. Выводы

Уже в неогархее континентальная кора имела мощность, типичную для фанерозоя, и участвовала в коллизионных процессах, которые сопровождалась горообразованием и ареальным (региональным) метаморфизмом. При этом метаморфизм протекал в фанеротипных параметрах. Пенепленизация горных сооружений определила огромные объемы эродированного силикластического материала, поступавшего в конечные водоемы стока и подвергавшегося, очевидно, рециклированию.

8. СУПЕРКОНТИНЕНТЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Последний суперконтинент Пангея образовался ~0.3 млрд. лет назад и объединил обломки двух предшественников, Лавразии и Гондваны, с возрастом ~0.5 млрд. лет, что устанавливается по палеогеографическим, палеобиологическим, палеомагнитным и другим данным [Хаин, 2001; Rogers et al., 1995; Rogers, 1996]. Таких данных по раннему докембрию (3.8–1.8 млрд. лет) пока не существует, однако ряд геолого-петрологических, изотопно-геохронологических и палеомагнитных данных, появившихся в последнее время, указывает на возможное существование суперконтинентов в это время. “Аккреция Лаврентии в раннем протерозое сопоставима с аккрецией Евразии в фанерозое” [Hoffman, 1988].

8.1. Эпохи образования суперконтинентов

Раннедокембрийский фундамент крупных современных континентов, по-видимому, сформировался за счет аккреции (слипания, амальгамации) мелких сиалических блоков коры (микроконтинентов, террейнов) при их столкновении (коллизии). Универсальным инструментом выявления аккреции являются вещественные признаки коллизии – деформации сжатия, ареальный метаморфизм и сопровождающие его анатектические гранитоиды. Эти признаки обусловлены процессами надвигания пластин коры, когда образуются коллизионные орогены. После их эрозии на возникшем пенеплене накапливаются полого залегающие карбонатно-терригенные чехлы. После распада суперконтинента эти толщи фрагментируются и обнаруживаются на разных континентах.

По-видимому, массовая амальгамация коры и образование суперконтинентов фиксируется также и эпохами надвигания офиолитов на палеоконтиненты 1–1.5, 1.8–2.3, 2.5–2.7 и ~3.4 млрд. лет назад [Chiarenzelli, Moores, 2004]. Повторное образование суперконтинентов предполагает их распад. Прямым признаком распада являются мафитовые дайки и рифтогенез, свидетельствующие о растяжении и разрыве коры, а косвенным – пространственное разобщение блоков, которые когда-то были единым континентом [Ernst, Bleeker, 2007]. Предполагается, что, поскольку образовавшиеся в результате такого распада фрагменты входят в последующие суперконтиненты, то в более поздних суперконтинентах заключены

фрагменты более ранних. Например, первозданный континент Ур в таком понимании существовал в интервале 3.0–0.2 млрд. лет [Rogers, 1996].

Коллизионные события, датированные в 2.7 и 1.9 млрд. лет, сопровождаются глобальным подъемом уровня моря, пиком распространения строматолитов и значительным изменением геохимии океана [Eriksson et al., 2004]. Показательно, что, после образования суперконтинента Кенорленд около 2.7 млрд. лет назад наступил относительный покой в интервале времени 2.6–2.4 млрд. лет назад, а затем между 2.4 млрд. лет и 2.2 млрд. лет произошла фрагментация суперконтинента, сопровождаемая развитием рифтов и широким распространением осадконакопления на пассивных окраинах [Windley, 1999; Mints, Konilov, 2004].

8.2. Палеопротерозойский суперконтинент

В палеопротерозое глобальное аккреционное событие выявлено на всех древних кратонах благодаря широкому распространению коллизионных гранитоидов с возрастом около 1.9 млрд. лет. Возникший гипотетический суперконтинент получил название Лаврентия [Hoffman, 1988] или Пангея-1 [Хаин, 2001]. Он предположительно объединил континентальные блоки, составлявшие около 80% от современной коры. К Северо-Американскому кратону 2.0–1.7 млрд. лет назад присоединилась северная группа кратонов (в современной структуре), а южная была аккретирована в интервале времени 2.2–1.8 млрд. лет назад. Эпоха аккреции была длительной, она сопровождалась сближенными во времени событиями с пароксизмами гранитообразования 2.15, 1.9, 1.8–1.75 и 1.7–1.65 млрд. лет назад [Condie, 1998]. В совокупности с аккреционными магматическими орогенами Балтики и юга Канадского щита, которые непосредственно продлевают историю этого суперконтинента, его существование продолжалось вплоть до 1.3 млрд. лет назад. В целом этот палеопротерозойский суперконтинент получил название Колумбия [Zhao et al., 2004] или Нуна [Ernst, Bleeker, 2007]. Разделение датировок на группы реально может отражать локальные перерывы в продолжительном коллизионном процессе, когда сжатие временно прерывается. Тогда, вследствие изменения реологических свойств коры и/или постилающей мантии, наступает коллапс (обвал) горного сооружения, причем длительность цикла сжатие–коллапс составляет не менее 60 млн. лет, как, например, в южной Финляндии [Nironen et al., 2000].

Первые палеомагнитные исследования палеопротерозойских гранитоидов были проведены на юге Сибирского кратона, и реконструкции показали вероятность его сочленения с Северо-Американским 1.8 млрд. лет назад [Диденко и др., 2003]. Возрастная и пространственная корреляция коллизионных и аккреционных орогенов позволила провести глобальную реконструкцию структуры Колумбии, изложенную в работе [Zhao et al., 2004].

8.3. Неоархейский суперконтинент

В неоархее выделяются три сближенных во времени события, имевшие место 2.95, 2.7 и 2.6–2.5 млрд. лет назад [Condie, 1998]. Это этап, наиболее отчетливо выраженный в событиях, происходивших ~2.7 млрд. лет назад, проявлен широко и отмечен на всех континентах. Разброс значений, по-видимому, также отражает длительность эволюции коллизионных сутур. Образовавшийся суперконтинент получил название Кенорленд (см. обзор [Eriksson et al., 2004]) или Пангея-0 [Хаин, 2001]. В его состав предположительно вошло ~20% объема современной континентальной коры. Этому предшествовало образование крупных изверженных провинций и подъем мантийных плюмов с новообразованием континентальной коры, а затем 2.7–2.5 млрд. лет назад – надвигание офиолитов и глобальное извержение коматиитов (2705 млн. лет) [Eriksson et al., 2004]. Когда горные сооружения были эродированы, на суперконтиненте образовались пенеплены, перекрытые, в частности, однородными флювиально-дельтовыми отложениями с возрастом ~2.0 млрд. лет [Rogers, 1996]. Сейчас они разобщены по разным континентам и находятся, например, в пределах Западной Африки и в Южной Америке [Ledru et al., 1994].

8.4. Супреконтиненты и мантийная конвекция

Сама возможность образования этих гигантов вытекает из пониженной плотности и повышенной тугоплавкости литосферы древних континентов (литосферных килей), порождающей их плавучесть [Трубицын, 2000] и, соответственно – устойчивости в геологической истории. Причины периодичности получили свое объяснение в предположении о смене режимов мантийной конвекции [Stein, Hofmann, 1994; Condie, 1998]. Предполагается, что при общемантийной конвекции образуется одна конвективная ячейка, действие которой приводит к скоплению всех коровых сиалических масс в точке нисходящего потока, то есть к возникновению суперконтинента. Вследствие более интенсивного прогрева под корой суперконтинента равновесие в одноячейковой конвективной системе нарушается. Возникает многоячейковая конвекция, протекающая отдельно в нижней и верхней мантии. В конечном счете, это приводит к распаду суперконтинента и реализации механизма тектоники отдельных литосферных плит. Вследствие субдупирования вещество океанической коры накапливается в основании верхней мантии вплоть до достижения критического объема. Тогда происходит обвал в нижнюю мантию, накопленного вещества и восстанавливается одноячейковая общемантийная конвекция. Гипотеза встречает ряд мотивированных возражений, рассмотренных в работе [Condie, 2000]. Высказаны и предположения о возможности существования древнейшего суперконтинента в мезоархее (~3.3 млрд.

фрагменты более ранних. Например, первозданный континент Ур в таком понимании существовал в интервале 3.0–0.2 млрд. лет [Rogers, 1996].

Коллизионные события, датированные в 2.7 и 1.9 млрд. лет, сопровождаются глобальным подъемом уровня моря, пиком распространения строматолитов и значительным изменением геохимии океана [Eriksson et al., 2004]. Показательно, что, после образования суперконтинента Кенорленд около 2.7 млрд. лет назад наступил относительный покой в интервале времени 2.6–2.4 млрд. лет назад, а затем между 2.4 млрд. лет и 2.2 млрд. лет произошла фрагментация суперконтинента, сопровождаемая развитием рифтов и широким распространением осадконакопления на пассивных окраинах [Windley, 1999; Mints, Konilov, 2004].

8.2. Палеопротерозойский суперконтинент

В палеопротерозое глобальное аккреционное событие выявлено на всех древних кратонах благодаря широкому распространению коллизионных гранитоидов с возрастом около 1.9 млрд. лет. Возникший гипотетический суперконтинент получил название Лаврентия [Hoffman, 1988] или Пангея-1 [Хаин, 2001]. Он предположительно объединил континентальные блоки, составлявшие около 80% от современной коры. К Северо-Американскому кратону 2.0–1.7 млрд. лет назад присоединилась северная группа кратонов (в современной структуре), а южная была аккретирована в интервале времени 2.2–1.8 млрд. лет назад. Эпоха аккреции была длительной, она сопровождалась сближенными во времени событиями с пароксизмами гранитообразования 2.15, 1.9, 1.8–1.75 и 1.7–1.65 млрд. лет назад [Condie, 1998]. В совокупности с аккреционными магматическими орогенами Балтики и юга Канадского щита, которые непосредственно продлевают историю этого суперконтинента, его существование продолжалось вплоть до 1.3 млрд. лет назад. В целом этот палеопротерозойский суперконтинент получил название Колумбия [Zhao et al., 2004] или Нуна [Ernst, Bleeker, 2007]. Разделение датировок на группы реально может отражать локальные перерывы в продолжительном коллизионном процессе, когда сжатие временно прерывается. Тогда, вследствие изменения реологических свойств коры и/или постилающей мантии, наступает коллапс (обвал) горного сооружения, причем длительность цикла сжатие–коллапс составляет не менее 60 млн. лет, как, например, в южной Финляндии [Nironen et al., 2000].

Первые палеомагнитные исследования палеопротерозойских гранитоидов были проведены на юге Сибирского кратона, и реконструкции показали вероятность его сочленения с Северо-Американским 1.8 млрд. лет назад [Диденко и др., 2003]. Возрастная и пространственная корреляция коллизионных и аккреционных орогенов позволила провести глобальную реконструкцию структуры Колумбии, изложенную в работе [Zhao et al., 2004].

8.3. Неоархейский суперконтинент

В неоархее выделяются три сближенных во времени события, имевшие место 2.95, 2.7 и 2.6–2.5 млрд. лет назад [Condie, 1998]. Это этап, наиболее отчетливо выраженный в событиях, происходивших ~2.7 млрд. лет назад, проявлен широко и отмечен на всех континентах. Разброс значений, по-видимому, также отражает длительность эволюции коллизионных сутур. Образовавшийся суперконтинент получил название Кенорленд (см. обзор [Eriksson et al., 2004]) или Пангея-0 [Хаин, 2001]. В его состав предположительно вошло ~20% объема современной континентальной коры. Этому предшествовало образование крупных изверженных провинций и подъем мантийных плюмов с новообразованием континентальной коры, а затем 2.7–2.5 млрд. лет назад – надвигание офиолитов и глобальное извержение коматиитов (2705 млн. лет) [Eriksson et al., 2004]. Когда горные сооружения были эродированы, на суперконтиненте образовались пенеплены, перекрытые, в частности, однородными флювиально-дельтовыми отложениями с возрастом ~2.0 млрд. лет [Rogers, 1996]. Сейчас они разобщены по разным континентам и находятся, например, в пределах Западной Африки и в Южной Америке [Ledru et al., 1994].

8.4. Супреконтиненты и мантийная конвекция

Сама возможность образования этих гигантов вытекает из пониженной плотности и повышенной тугоплавкости литосферы древних континентов (литосферных килей), порождающей их плавучесть [Трубицын, 2000] и, соответственно – устойчивости в геологической истории. Причины периодичности получили свое объяснение в предположении о смене режимов мантийной конвекции [Stein, Hofmann, 1994; Condie, 1998]. Предполагается, что при общемантийной конвекции образуется одна конвективная ячейка, действие которой приводит к скоплению всех коровых сиалических масс в точке нисходящего потока, то есть к возникновению суперконтинента. Вследствие более интенсивного прогрева под корой суперконтинента равновесие в одноячейковой конвективной системе нарушается. Возникает многоячейковая конвекция, протекающая раздельно в нижней и верхней мантии. В конечном счете, это приводит к распаду суперконтинента и реализации механизма тектоники отдельных литосферных плит. Вследствие субдупирования вещество океанической коры накапливается в основании верхней мантии вплоть до достижения критического объема. Тогда происходит обвал в нижнюю мантию, накопленного вещества и восстанавливается одноячейковая общемантийная конвекция. Гипотеза встречает ряд мотивированных возражений, рассмотренных в работе [Condie, 2000]. Высказаны и предположения о возможности существования древнейшего суперконтинента в мезоархее (~3.3 млрд.

лет), возникшего сразу после первого интенсивного накопления континентальной коры ~3.6–3.5 млрд. лет назад [Zegers et al., 1998].

8.5. Пример: супреконтинент Колумбия, 2.0–1.3 млрд. лет назад; его отражение в Анабарской коллизионной системе

Древние кратоны, выходящие поверхность (щиты) и перекрытые чехлом (платформы), представляют собой мозаику аккретированных палеоконтинентов (микроконтинентов) (например, [Hoffman, 1988]), превращенных в тектонические блоки (террейны и составные террейны, супертеррейны – провинции), ограниченные зонами столкновения – сутурами или коллизионными швами. Коллизионные системы раннего докембрия формировались как горные сооружения Гималайского или Альпийского типа [Розен, Федоровский, 2001]. В определенные этапы геологической истории докембрия коллизионные процессы проявлялись глобально (повсеместно), и тогда предположительно все сиалические массы сбились в один общий агрегат – суперконтинент. При этом процесс коллизионного столкновения, торошения и сжатия террейнов должен функционировать непрерывно во время существования суперконтинента, а на поверхности последнего, вероятно, будет происходить накопление осадочных (платформенных) чехлов. Чрезвычайно длительное проявление сжатия коры установлено в пределах Анабарской коллизионной системы.

Возраст вещества террейнов Сибирского кратона и перекрывающих их складчатых поясов по многочисленным, но разрозненным определениям составляет 3.4–2.3 млрд. лет. Гранулитовый метаморфизм в террейнах по Sm-Nd минеральным изохронам, включающим гранат, пироксены, плагиоклаз и валовый состав плагиогнейсов и метамафитов, датирован в 1.8–1.9 млрд. лет. Те же значения получены U-Pb методом по цирконам из мигматитов, гранитоидов и чарнокитов, локализованных в коллизионных зонах (обзор в [Розен и др., 2006а,б]). Совпадение датировок гранитов и гранулитов указывает на общий разогрев коллизионной призмы по модели [England, Thompson, 1984].

Анабарская коллизионная система состоит из гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов, образующих Анабарскую и Оленекскую провинции. Здесь, в дополнение к ранее известным возрастным данным по Анабарскому щиту [Розен и др., 2002], были датированы образцы коровых включений в кимберлитах и кернах скважин с глубин 2–4 км (рис. 8.1), включающие преимущественно гранулитовые метамафиты. Выполнено 105 изотопных определений [Розен и др., 2006а,б]. Sm-Nd методом получены модельные значения $T(Nd)_{DM}$ возраста субстрата в 3.2–2.4 млрд. лет и минеральные изохроны возраста метаморфизма в интервале 2.20–1.63 млрд. лет [Розен и др., 2006а], подтвержденные U-Pb ме-

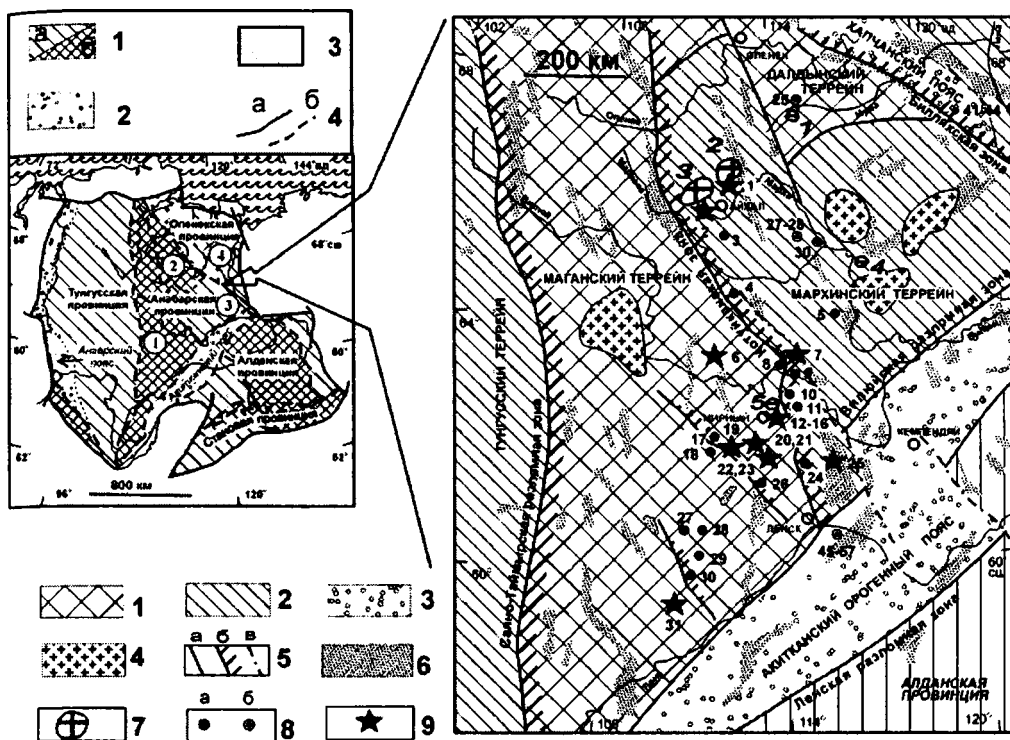


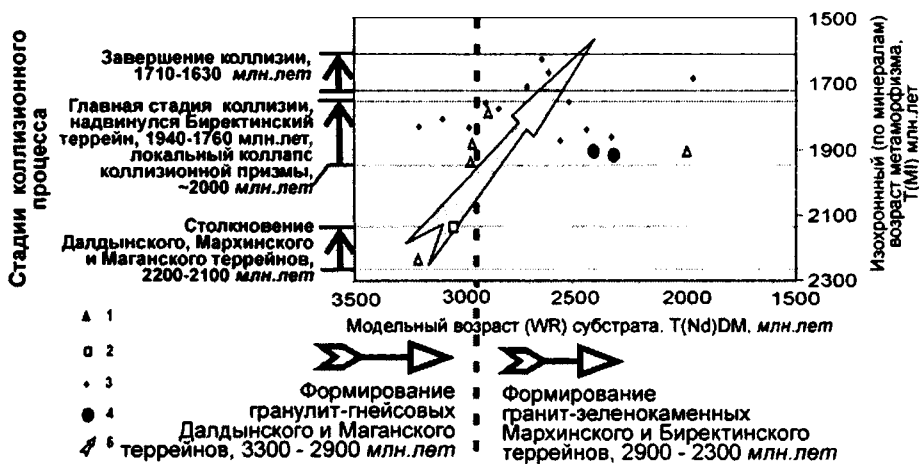
Рис. 8.1. Схема геологического строения фундамента Восточно-Сибирской платформы и расположения опробованных скважин и кимберлитовых полей [Розен и др., 2006а]

1 – гранулит-гнейсовые террейны; 2 – гранит-зеленокаменные террейны; 3 – метаморфизованные вулканиты, осадки, гранитоиды складчатых поясов; 4 – гранитные батолиты [Карта метаморфических ... 1987]; 5 – разломы: а – раннепротерозойские сутуры, б – то же, надвиги с наклоном на СВ, в – фанерозойские сдвиги; 6 – положительные аномалии магнитного поля ΔT_a , более +5 мЭ [Литвинова и др., 1978], отражающие структуру фундамента; 7 – кимберлитовые поля, в которых опробованы коровые ксенолиты: 1 – Муна, 2 – Далдын, 3 – Алаakit, 4 – Накын, 5 – Мирный; 8 – скважины и их номера (а) [Розен и др., 2002]; номера отдельных образцов из скважин (б) [Смелов и др., 1998]; 9 – скважины, в керне которых проведены изотопно-геохронологические исследования [Розен и др., 2006а, б].

На тектонической схеме (слева) – структура Сибирского кратона [Розен и др., 2002]: 1 – архейские террейны, 3.5–2.5 млрд. лет; а – гранит-зеленокаменные, б – гранулит-гнейсовые; 2 – палеопротерозойские складчатые пояса, 2.4–2.0 млрд. лет; 3 – обнаженные площади; 4 – разломные зоны: а – ограничения кратона; б – сутуры в пределах кратона. Цифры в кружках – террейны: 1 – Маганский, 2 – Далдынский, 3 – Мархинский, 4 – Биректинский

тодом по цирконам [Розен и др., 2006б]. Единичные значения $T(Nd)_{DM}(2st)$ около 2.0 млрд. лет указывают на позднее внедрение мафитов и даек долеритов, что, вероятно, могло быть связанным с локальным коллапсом системы (рис. 8.2). Интервал значений Rb-Sr минеральных изохрон [Розен и др., 2006а] отклоняется в

А. Sm-Nd метод



Б. Rb-Sr метод

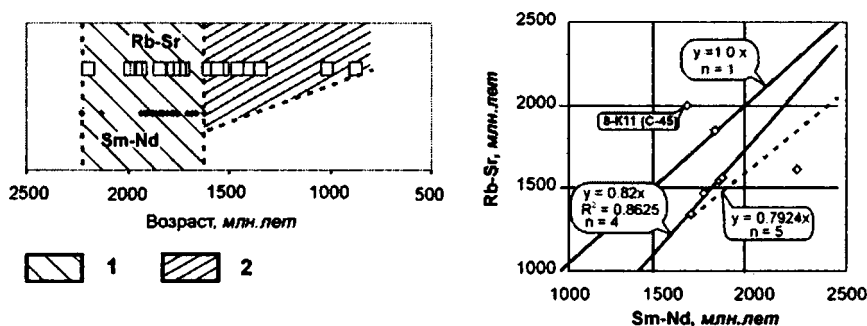


Рис. 8.2. Возраст процессов формирования и метаморфизма Анабарской коллизионной призмы [Розен и др., 2006a]

А. 1–4 – террейны, из которых отобраны пробы: 1 – Далдынский, 2 – Маганский, 3 – Мархинский, 4 – Биректинский; 5 – возрастной тренд коллизионного метаморфизма. Б. 1 – область совпадений с данными Sm-Nd метода, 2 – область уменьшенных значений, полученных Rb-Sr методом

сторону более молодых значений, до 1.3 млрд. лет назад, вследствие более низких температур (около 300°C) закрытия Rb-Sr системы. При датировании одного и того же образца обоими методами Rb-Sr значения возраста составляют примерно 0.8 от Sm-Nd значений. Это свидетельствует о запаздывании закрытия изотопной Rb-Sr системы примерно на 300 млн. лет и характеризует время охлаждения коллизионной призмы, продлившегося вплоть до 1.3 млрд. лет назад.

В геологической истории первым был, по-видимому, суперконтинент Кенорленд, или Пангея-0, 2.7 млрд. лет назад, вторым – Лаврентия [Hoffman, 1988] или

Пангея-1 в интервале 2.0–1.8 млрд. лет назад (обзор в [Хаин; 2001; Zhao et al., 2004]). В формировании палеопротерозойского суперконтинента были задействованы почти все коллизионные орогены того времени, однако процесс аккреции, по-видимому, был более длительным. Оказалось, что в совокупности с аккреционными магматическими орогенами Балтики и юга Канадского щита, которые непосредственно продлевают историю этого суперконтинента, его существование продолжалось, вероятно, вплоть до 1.3 млрд. лет назад. Этот суперконтинент, существовавший 2.0–1.3 млрд. лет назад, получил название Колумбия [Zhao et al., 2004] (рис. 8.3).

Анабарская коллизионная система, расположенная предположительно на окраине этого суперконтинента, отражает сжатие, однородно направленное к его центру, в интервале времени 2.2–1.6 млрд. лет назад. Присутствие суперконтинента, неподвижного по отношению к погружающейся ячейке (полоидальная, центростремительная конвекция) вызывает тангенциальные силы (тороидальная, кольцевая конвекция), которые частично расщепляют континент вследствие сдвиговых деформаций при вращении плиты. Это ассоциированное вращение вызывает левосторонние сдвиги, проявленные в синхронных рапакиви-гранитных формациях как небольшие зоны рассланцевания, иногда залеченные поздними гранитными интрузиями [Vigneresse, 2005] (рис. 8.4).

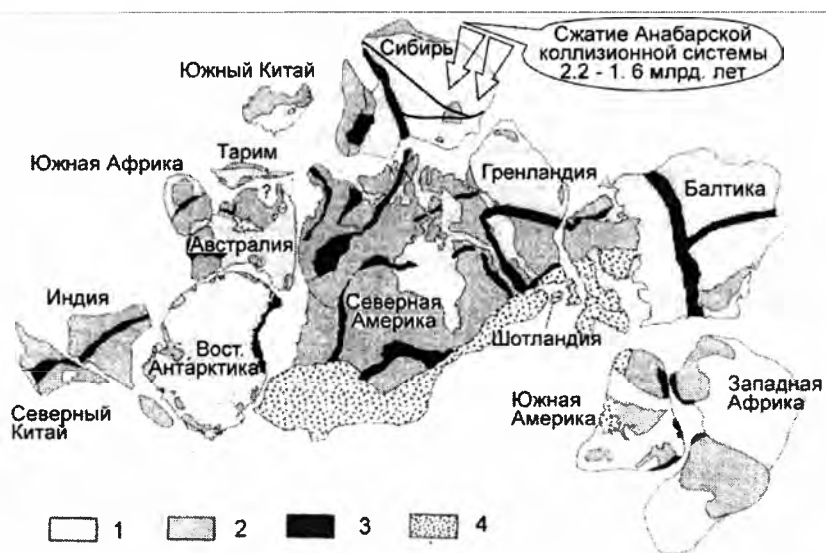


Рис. 8.3. Реконструкция палеопротерозойского суперконтинента Колумбия [Zhao et al., 2004] и положение в нем Анабарской коллизионной системы

1, 2 – архейский и палеопротерозойский фундамент: 1 – погребенный под фанерозоем или под континентальными льдами, 2 – обнаженный; 3 – коллизионные орогены, 2.1–1.8 млрд. лет; 4 – аккреционные орогены, 1.8–1.3 млрд. лет

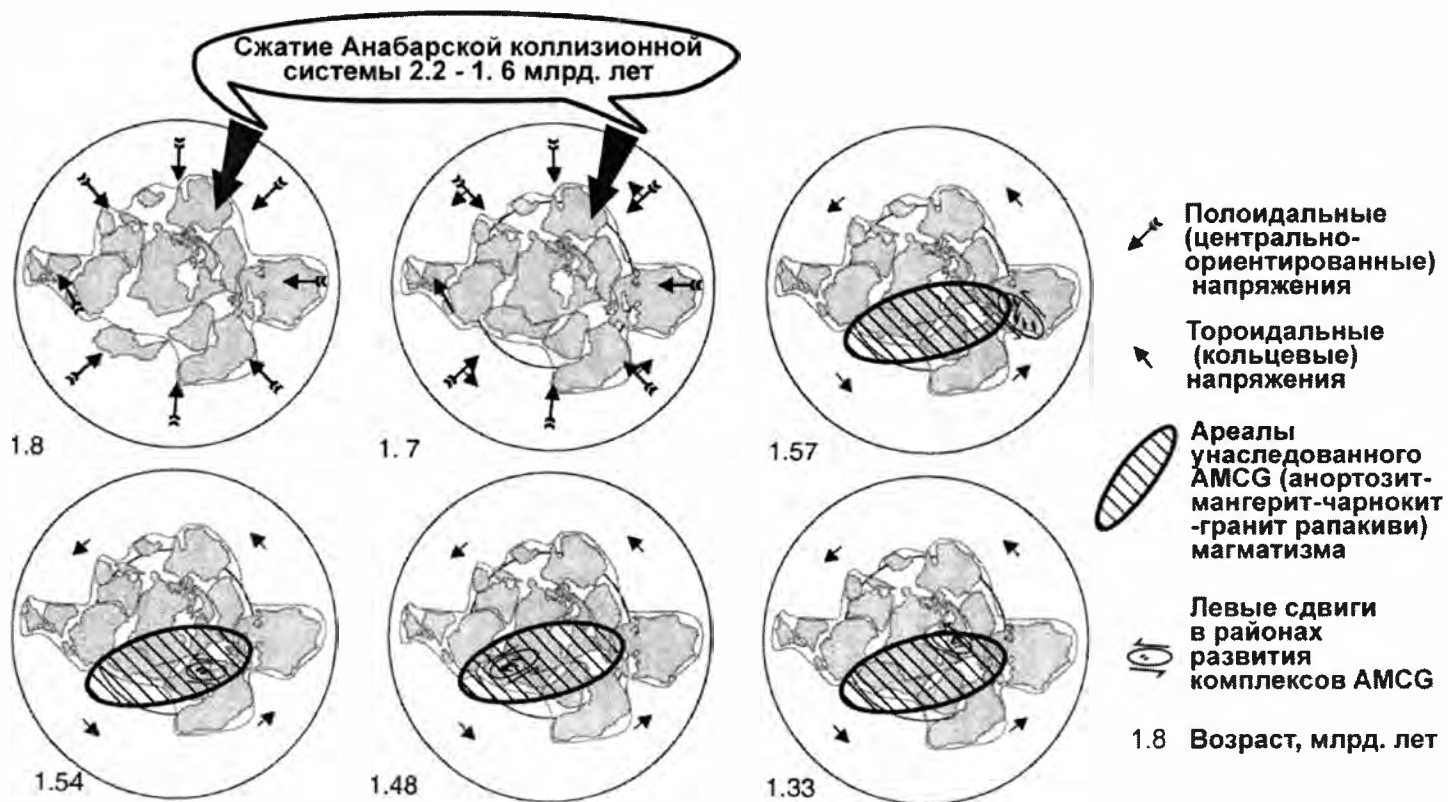


Рис. 8.4. Поля деформаций вокруг суперконтинента Колумбия во второй половине его эволюции [Vigneresse, 2005]

Длительное сжатие определяло компактность суперконтинента и высокое стояние континентальной коры в его пределах. Установленная длительность коллизионного сжатия (600 млн. лет) является максимальной из известных в настоящее время для коллизионных систем. В частности, проявленный 1.92–1.81 млрд. лет назад в южной Финляндии один из наиболее длительных циклов, включающий сжатие–коллапс–повторное сжатие, имеет общую продолжительность около 100 млн. лет [Nironen et al., 2000]. Выявленная на Анабаре длительность сжатия сопоставима с продолжительностью существования фанерозойских платформ. По-видимому, суперконтинент Колумбия представлял собой достаточно устойчивое континентальное сооружение, подпиравшееся с краев ориентированными под него зонами субдукции. Полученные данные указывают на высокую и длительную стабильность коры ранних суперконтинентов, и, в частности, суперконтинента Колумбия, сопоставимую с устойчивостью фанерозойских платформ.

Сибирский кратон, вместе с Якутской кимберлитовой провинцией, оказывается реликтовым обломком суперконтинента Колумбия. Учитывая, что литосферный киль Якутской кимберлитовой провинции датируется по возрасту алмазов в 3.5–2.9 млрд. лет, можно предположить, что в аккреции суперконтинента коровые террейны участвовали вместе с фрагментами их килей.

8.6. Выводы

Наблюдаемые свойства коры и литосферной мантии, как и мобильность литосферных плит, с определенной очевидностью проявляются, по крайней мере, с неоархея. Эти свойства обеспечили в раннем докембрии возможность формирования *суперконтинентов* дважды, примерно 2.7 и 1.9 млрд. лет назад.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Краткие выводы, заключающие каждый из разделов настоящей книги, делают здесь излишними их повторение. Поэтому остановимся лишь на выделении той общей тенденции в геодинамических процессах раннего докембрия, которая вытекает из рассмотренного выше материала.

Успехи в развитии геологии раннего докембрия последних 10–15 лет привели к пересмотру широко распространенных представлений о кардинальных различиях в геодинамических стилях развития в раннем докембрии и неогее. Действительно, недавние открытия архейских офиолитов, бонинитовых серий и эклогитов, ранее считавшихся образованиями, присущими только плейт-тектонической, пост-архейской стадии тектонического развития Земли, недавно обнаружены и в архее. Сейчас стало понятным, что быстрое “отсутствие” офиолитов и эклогитов в архее связано не с различиями в тектонических режимах раннего докембрия и фанерозоя, а с проблемой их идентификации в сложноскладчатых и метаморфизованных комплексах, где условия сохранности породных ассоциаций несравнимы с таковыми в малоглубинных и поверхностных комплексах складчатых поясов фанерозоя.

Изложенный выше материал позволяет выделить общий эволюционный тренд в развитии геодинамических процессов от раннедокембрийской до фанерозойской истории, обусловленный параметрами векового охлаждения Земли. Формационные и петрогенетические характеристики архейских надсубдукционных офиолитовых комплексов обнаруживают заметную схожесть с постархейскими аналогами, показывая, что температурные режимы плавления верхних горизонтов мантии не превышали таковые в фанерозое более чем на 100°C. Это находится в соответствии с параметрическими моделями адиабатического плавления верхней мантии, согласно которым в архее должна была формироваться океаническая кора мощностью 20–25 км [Sleep, Windley, 1982]. Нами здесь впервые были приведены независимые доказательства этих теоретических расчетов, основанные на анализе эволюции анортозитов в истории Земли.

Напротив, температурные условия на глубинных уровнях архейской мантии, питавшие коматиитовый плюмовый вулканизм, превышали температуры фанерозойских мантийных плюмов на 250–300°C. Подобные различия в температурах плавления поднимающихся к основанию океанической литосферы мантийных плюмов приводили к тому, что в архее формировались океанические плато с

мощность коры, достигавшей 60–65 км, тогда как мощность коры современных океанических плато не превышает 40 км.

Несмотря на значимость мантийно-плюмовых процессов в геодинамике раннего докембрия, отраженную распространенностью продуктов высокотемпературного коматиитового вулканизма, образование подавляющего объема ранней континентальной коры было связано, по-видимому, все же с зонами конвергенции плит. В соответствии с реконструируемыми параметрами состояния верхней мантии, субдукционные процессы в архее отличались в целом более пологими траекториями погружения плит, которые локально проявляются и в современных конвергентных границах. Наоборот, зоны фанеротипной крутой субдукции в архее, по-видимому, имели только ограниченное развитие, что свидетельствует о градиентности термальных режимов, имевших место в тектоносфере Земли уже начиная с эоархея.

Еще одна важная тенденция в эволюции тектонических процессов заключается в прогрессивном увеличении объема континентальной коры от эоархея до палеопротерозоя. Отчетливые признаки энсиалического тектогенеза и связанного с ним внесубдукционного магматизма фиксируются только начиная с неоархея, периода, когда на Земле возникли относительно крупные континентальные массы. На палеопротерозой, по-видимому, приходится пик корового роста, который не мог не оказать влияния на дальнейшую эволюцию тектонических процессов, поскольку объем континентальных масс является одним из главных факторов в тектонике плит [Трубицын, 1998].

В проявлениях геодинамики раннего докембрия наблюдаются заметные временные различия и признаки направленной эволюции. Ранняя кора преимущественно сложена тоналит-трондьемитовыми гранитоидами, выплавленными преимущественно из субдуцировавших плит, что возможно в условиях пологой субдукции при повышенных температурах в мантии. Такой механизм формирования континентальной коры в основном завершил свою “работу” к концу архея. Выплавление коматиитовых расплавов из поднимающихся плюмов приводило к глубокой деплетации верхней мантии после удаления этих расплавов в кору. Результатом этого явилось формирование литосферных килей под древними кратонами, сложенными архейскими террейнами. В дальнейшей истории образование килей не выявлено, что предположительно обусловлено снижением температуры верхней мантии и на кровле плюмов. Анортозиты эволюционировали от порфирового типа в архее, связанного напрямую с коматиит-базальтовыми лавами, через массивный тип в палеопротерозое к ассоциации с гранитами рапакиви, исчезнув в фанерозое. Предположительно снижение температуры верхней мантии препятствовало длительному стоянию базальтовых расплавов в основании коры, необходимому для фракционного всплывания плагиоклаза. Аккреционные (осадочные) призмы в метаморфических условиях континентальной коллизии обнаруживают повышенный геотермический градиент. В архее отсутствуют анорогенные, внутриплитные А-граниты, которые в фанерозе связаны с горячими точками. Эти из-

менения имеют направленный, эволюционный характер. Они удовлетворительно объясняются снижением температуры мантии, и в том числе, на кровле мантийных плюмов. Широкое проявление полосчатой железорудной формации почти исключительно в конце раннего докембрия связано с повышенным выносом железа при океаническом вулканизме. Возможно, это вызвано завершившимся перераспределением железа в мантии на ранних этапах геологической истории.

Представляется вполне вероятным, что практически единственным фактором, определявшим отмеченные изменения геологических процессов, является снижение температуры верхней мантии.

С другой стороны, можно выделить присущие фанерозою геодинамические проявления, которые прослеживаются без заметных изменений в раннем докембрии. Относительно проявлений океанических базальтовых плато, офиолитов, островных дуг и эклогитов сказано выше. Осадочные чехлы некоторых стабильных кратонов накапливались начиная с 3.5 млрд. лет назад, а в интервале времени 3.0–1.8 млрд. лет назад они формировались непрерывно и унаследованно, как и на классических платформах фанерозоя. Следовательно, уже в палеоархее формировалась континентальная кора в собственном смысле слова, стабильность которой обеспечивала развитие осадочных бассейнов. Проявления архейских алмазонасных кимберлитов свидетельствуют о развитии литосферного кия под кратонами начиная уже с архея. Первичные континентальные (сиалические) массы – микроконтиненты, протоконтиненты, террейны – аккретировались в процессе массовой коллизии, сопровождаемой надвиганием, коллизионным метаморфизмом и выплавлением гранитоидов, образуя кратоны, сохранившиеся частично донине. Выплавленные гранитоиды поднимались вверх и формировали гранитный слой (сиалическую верхнюю кору). Другие метаморфиты коллизионной призмы, и в том числе мафические реститы, нередко вместе с базальтоидами андерплейтинга, образовали мафическую нижнюю кору. В некоторые эпохи раннего докембрия, ~2,7 и ~1.9 млрд. лет назад, аккреция происходила глобально. Это приводило к образованию суперконтинентов типа фанерозойской Пангеи. Периодичность возникновения суперконтинентов предположительно является следствием смены одноячейстой конвекции в однослойной мантии (континенты собираются вместе в точке нисходящего потока мантийной ячейки) на многоячейстую в двухслойной мантии, когда суперконтинент распадается на отдельные фрагменты (плиты), которые перемещаются независимо друг от друга. Затем процесс повторяется.

ЛИТЕРАТУРА

- Анисимова И.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст и геодинамическое положение архейских зеленокаменных поясов западной части Алданского щита // *Архейская геология и геодинамика*. СПб.: ИГГД, 2005. С. 23–27.
- Анортозиты Земли и Луны / М.С. Марков, О.А. Богатилов (ред.)* М.: Наука. 1984, 272 с.
- Бибилова Е.В., Самсонов А.В., Щипанский А.А. и др.* Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 3. С. 289–320.
- Бибилова Е.В., Туркина О.М., Кирилова Т.Л., Фугзан М.М.* Древние плагиогнейсы Олотского блока Шарыжалгайского массива: изотопная геохронология // *Геохимия*. 2006. Т. 44. № 3. С. 310–316.
- Богатилов О.А.* Анортозиты. М.: Наука. 1979, 232 с.
- Бреданова Н.В., Мигдисов А.А.* Каапвальский кратон, Южная Африка / Ю.Г. Леонов (ред.). Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М.: Научный мир, 2006. С. 125–141.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.* Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // *Геология и геофизика*. 2003. Т.44. № 12. С. 1321–1338.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В., Конилов А.Н.* Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // *Петрология*. 2004. № 6. С. 609 - 631.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др.* Возраст и геодинамическая интерпретация Китайского гранитоидного комплекса (юг Сибирского кратона) // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 11. С. 1121–1133.
- Глебовицкий В.А.* Геологические и физико-химические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии // *Геотектоника*. 1996. №5. С.27–42.
- Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др.* Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // *Геотектоника*. 1996. №1. С.63–75.
- Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибилова Е.В. и др.* Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирско-

- го кратона и геодинамические следствия // Доклады АН. 2003. Т. 390. № 3. С. 368–373.
- Жариков В.А., Ходоревская Л.И. Плавление амфиболитов: Т-Р-зависимость состава парциальных расплавов // Доклады АН. 1993. Т. 330. № 2. С. 249–251.
- Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В. Sm-Nd датирование и геохимия вулканитов Олондинского зеленокаменного пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 2. С. 39–49.
- Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Тектоника и алмазоносный магматизм. Воронеж: Воронежский ун-т. 2004. 282 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992, 192 с.
- Карта метаморфических и гранитных формаций СССР, м-б 1:10000000. Ред. Хорева Б.Я. Картфабрика ВСЕГЕИ, Ленинград, 1987.
- Каулина Т.В., Апанасевич Е.А., Савченко Е.Э. и др. Архейские эклогиты Беломорского пояса: результаты U-Pb и Sm-Nd датирования граната и U-Th-Pb (SHRIMP) датирования циркона // Труды научн. конф. "Геология и минералогия Кольского региона". Апатиты: КНЦ, 2007. С. 229–233.
- Кирил В.И., Дук В.Л. Режимы эндогенного породообразования и стадии эволюции раннедокембрийской литосферы Витимо-Алданского щита / Эндогенные режимы земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. С. 217–235.
- Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н. Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа // Геотектоника. 2001. № 4. С. 3–21.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Салникова Е.Б. и др. Возрастные ограничения формирования высоко метаморфизованных супракрустальных комплексов Алданского щита / Земная кора и мантия. Иркутск: ИЗК, 1995. Т. 2. С. 58–57.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Салникова Е.Б. и др. Sm-Nd изотопная систематика курумканской подсерии иенгской серии Алданского щита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 3–10.
- Котов А.Б. Ограничения на геодинамические модели образования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дисс. ... док. геол.-минер. наук. СПб.: ИГГД, 2003. 78 с.
- Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Казанский В.И. и др. Возрастные ограничения главных структур центральной части Алданского щита // Доклады АН. 2005. Т. 404. № 6. С. 798–801.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Салникова Е.В. и др. Возраст и стадии формирования континентальной коры Центрально-Алданского гранулит-гнейсового террейна: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 87–97.
- Котов А.Б., Морозова И.М., Салникова Е.В. и др. Раннепротерозойские гранитоиды северо-запада Алданской гранулит-гнейсовой провинции: U-Pb и Sm-Nd датирование // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 2. С. 15–21.

- Литвинова Т.П., Шмиярова Н.П., Ермошко Л.В. Карта аномального магнитного поля СССР и соседних территорий, м-б 1:10000000 / Картфабрика Аэрогеология, Ленинград. 1978.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004, 612 с.
- Ломизе М.Г. Базальтовые дайки и разрастание земной коры в Восточной Исландии // Геотектоника. 1976. № 2. С. 57–72.
- Манаков А.В. Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1999. 58 с.
- Милькевич Р.И., Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А. и др. Толейтовый и известково-щелочной магматизм в северной части Тикшозерского зеленокаменного пояса: геохимические признаки субдукционной обстановки // Геохимия. 2003. № 12. С. 1262–1274.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С. Геохимия метавулканогенно-осадочных и гранитоидных пород Онотского зеленокаменного пояса // Геохимия. 2001. Т. 39. № 1. С. 27–44.
- Перфильев А.С., Ахметьев М.А., Гептнер А.Р. и др. Третичные базальты Исландии и проблема спрединга / Ю.М. Пушаровский, А.А. Пейве (ред). Твердая кора океанов (проект “Литос”). М.: Наука. 1987. С. 102–113.
- Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002, 359 с.
- Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Н. и др. Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990, 172 с.
- Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Петрология основных-ультраосновных метавулканитов и связанных с ними пород Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит // Петрология. 1993. Т. 1. № 3. С. 306 – 344.
- Рачков В.С. Зоны глубинных разломов / М.С. Марков (ред) // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. С. 146–176.
- Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1–19.
- Розен О.М. Ранний докембрий Восточно-Сибирской платформы // Mineralogical Journal (Ukraine). 2004. Т. 26, № 3. С. 75–87.
- Розен О.М., Бибикова Е.В., Журавлев Д.З. Возраст и модель образования ранней коры Анабарского щита / Состав и возраст древней земной коры. М.: Наука, 1991. С. 199–224.
- Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–180.
- Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской кол-

- лизионной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006а. Т. 14, № 6. С. 3–24.
- Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др. Состав и возраст нижней коры северо-востока Сибирской платформы: изучение ксенолитов в кимберлитах и кернов глубоких скважин // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2006б. № 4. С. 18–28.
- Розен О.М., Манаков А.В., Суворов В.Д. Коллизионная система северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного кила // Геотектоника. 2005. № 6. С. 1–26.
- Розен О.М., Серенко В.П., Спецрус З.В. и др. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры (по данным изучения керна скважин и включений в кимберлитах) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 3–26.
- Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионное гранитообразование и расслоение земной коры. М.: Научный Мир, 2001, 186 с.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Белятский Б.В. и др. U-Pb возраст гранитоидов в зоне сочленения Олекминского и Алданского гранулит-гнейсовых террейнов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 101–109.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные границы высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Щарыжалгайского поднятия Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Материалы 2-й конференции по изотопной геохронологии в решении проблем геодинамики и рудообразования. СПб.: ИГГД, 2003. С. 453–455.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Немчин А.А. и др. Возраст Тунгурчаканского плутона (Олекминский гранит-зеленокаменный террейн, Алданский щит) // Доклады АН. 1993. Т. 331. № 3. С. 356–358.
- Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 3. С. 3–11.
- Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005, 230 с.
- Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А. и др. Основные этапы развития докембрийского органического мира: сообщение 1. Архей и ранний протерозой // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–39.
- Смелов А.П., Зедгенизов В.Ф., Тимофеев В.Ф. Алдано-Сатновой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). М.: Интерпериодика, 2001. С. 81–104.
- Смелов А.П., Ковач В.П., Габышев В.Д. и др. Тектоническое строение и возраст фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона // Отечеств. геология. 1998. № 6. С. 6–10.

- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ. 1991, 446 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988, 384 с.
- Толковый словарь английских геологических терминов. МПР РФ, МЦГК Геокарт, 2002, pdf.
- Томиленко А.А.* Флюидный режим минералообразования при высоких и умеренных давлениях в континентальной литосфере, определенный на основании изучения флюидных включений. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Иркутск, Институт Земной коры, 2006, 33 с.
- Трубицын В.П.* Роль плавающих континентов в глобальной тектонике Земли // Физика Земли. 1998. № 1. С. 3–10.
- Трубицын В.П.* Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 3–41.
- Туркина О.М.* Амфибол-плагиогнейсовый комплекс Онотского блока Шарыжалгайского поднятия: изотопно-геохимические данные о раннеархейской эволюции континентальной коры // Доклады АН. 2004. Т. 399А. № 9. С. 1296–1300.
- Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 605 с.
- Ходоревская Л.И.* Экспериментальное исследование гранитообразования по породам основного состава. Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006. 40 с.
- Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др.* О возрасте древнейших формаций Сутамского блока // Доклады АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 526–529.
- Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975, 109 с.
- Щипанский А.А.* Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2005, 63 с.
- Щипанский А.А., Бабарина И.И., Крылов К.А. и др.* Древнейшие офиолиты на Земле: позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ириногорской структуры Северокарельского зеленокаменного пояса // Доклады АН. 2001. Т. 377. № 3. С. 376–380.
- Щипанский А.А., Коншов А.Н.* Геодинамика формирования ранней архейской континентальной коры: горячие мантийные плюмы, холодная литосфера? // Материалы XL тектонического совещания “Фундаментальные проблемы геотектоники”. Т. 2. М.: ГЕОС, 2007. С. 382–385.
- Щипанский А.А., Коншов А.Н., Минц М.В. и др.* Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров // “Тектоника земной коры и мантии”. Т.2. М.: ГЕОС, 2005. С. 389–392.

- Щитанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М. и др. Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии – архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? // Доклады АН. 1999. Т. 365. № 6. С. 817–820.
- Abbott D.H. Plumes and hotspots as sources of greenstone belts // *Lithos*. 1996. V. 37. P. 113–127.
- Abbott D.H., Burgess L., Longhi J., Smith W.H.F. An empirical thermal history of the Earth's upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1994a, V. 99. P. 13835–13850.
- Abbot D., Drury R., Smith W.H.F. Flat to steep transition in subduction style // *Geology*. 1994b. V. 22. P. 937–940.
- Abbott D.H., Hagstrum J.T. Strategies for finding the record of Early Precambrian impact events palaeogeophysics / P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu (eds). *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Elsevier, Amsterdam, 2004. P. 45–62.
- Abbott D.H., Hoffman S.E. Archean plate tectonic revisited 1: Heat flow, spreading rate, and the age of subducting oceanic lithosphere and their effects on the origin and evolution of continents // *Tectonics*. 1984. V. 3. P. 429 – 448.
- Anderson J.L. The origin of A-type Proterozoic magmatism a model of mantle and crustal overturn // *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 1987, V. 19. P. 571.
- Anderson D., Bass J. Mineralogy and composition of the upper mantle // *Geoph. Res. Lett.* 1984. V. 11. P. 237–240.
- Appel P.W.U., Rollinson H.R., Touret J.L.R. Remnants of an Early Archaean (>3.75 Ga) sea-floor, hydrothermal system in the Isua Greenstone belt . *Precambrian Research*. 2001. V. 112. P. 27– 49.
- Arndt N.T., Albarude F., Nisbet E.G. Mafic and Ultramafic Magmatism / M. de Wit., L.D. Ashwal (eds). *Greenstone Belts* . Oxford Monographs on Geology and Geophysics. 1997. V. 35. P. 233–254.
- Ashwal L.D. Anorthosites. Springer-Verlag: Berlin. 1993. 422 p.
- Ashwal L.D., Myers J.S. Archean anorthosites / K.C. Condie (ed). *Archean Crustal Evolution. Developments in Precambrian geology*. Elsevier, Amsterdam, 1994. V. 11. P. 315–355.
- Baadsgaard H., Nutman A.P., Samsonov A.V. Geochronology of the Olondo greenstone belt . Abstr. ICOG-7, Canberra, Australia, 1990. P. 6.
- Barbosa J., Martin H., Peucat J.-J. Palaeoproterozoic dome-forming structures related to granulite-facies metamorphism, Jequií block, Bahia, Brazil: petrogenetic approaches // *Precambrian Research*. 2004. V. 135. P. 105–131.
- Barker F. Trondhjemites: Definitions, environment and hypothesis of origin // *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. F. Barker (ed). Amsterdam: Elsevier. 1979. P. 1–12.
- Barker F., Arth J.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suites // *Geology*. 1976. V. 4. P. 596–600.

- Barker F., Wones D.R., Sharp W.N., Desborough G.A.* The Pikes Peak batholith, Colorado front range, and a model for the origin of the gabbro–anorthosite–syenite–potassic granite suite // *Precambrian. Research.* 1975. V. 2. P. 97–160.
- Barley M.E.* Volcanic, sedimentary and tectonostratigraphic environments of the ~3.46 Ga Warrawoona Megasequence: a review // *Precambrian Research.* 1993. V. 60. P. 47–67.
- Barley M.E.* The Pilbara Craton / M. de Wit, L.D. Ashwal (eds). *Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics.* 1997. V. 35. P. 657–664.
- Barth M.G., Foley S.F., Horn I.* Partial melting in Archean subduction zones: constraints from experimentally determined trace element partition coefficients between eclogitic minerals and tonalitic melts under upper mantle conditions // *Precambrian Research.* 2002. V. 113 P. 323–340.
- Bickle M.J.* Heat loss from the Earth: a constraint on Archean tectonics from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 40. P. 301–315.
- Bickle M.J.* Implication of melting for stabilisation of the lithosphere and heat loss in the Archean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 80. P. 314–324.
- Bickle M.J., Nisbet E.G., Martin A.* Archean greenstone belts are not oceanic crust // *J. Geology.* 1994. V. 102. P. 121–138.
- Bjurnerud M.J., Austrheim H.* Inhibited eclogite formation: The key to the rapid growth of strong and buoyant Archean continental crust // *Geology.* 2004. V. 32. P. 765–768.
- Bleeker W.* The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // *Lithos.* 2003. V. 71. P. 99–134.
- Blichert-Toft J., Albarude F., Rosing M. et al.* The Nd and Hf isotopic evolution of the mantle through the Archean. Results from the Isua supracrustals, West Greenland, and from the Birimian terranes of West Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V. 63. P. 3901–3914.
- Boak J.L., Dymek R.F.* Metamorphism of the ca. 3800 Ma supracrustal rocks at Isua, West Greenland: implications for early Archean crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 155–176.
- Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Buryanov V.B. et al.* The 1.80–1.74 Ga gabbro–anorthosite–rapakivi Korosten Pluton in the Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of deep structure // *Tectonophysics.* 2004. V. 381. P. 5–27.
- Boily M., Dion C.* Geochemistry of boninite-type volcanic rocks in the Frotet-Evand greenstone belt, Opatica subprovince, Quebec: implications for the evolution of Archean greenstone belts // *Precambrian Research.* 2002. V. 115. P. 349–371.
- Bolhar R., Van Kranendonk M.J., Kamber B.S.* A trace element study of siderite–jasper banded iron formation in the 3.45 Ga Warrawoona Group, Pilbara Craton Formation from hydrothermal fluids and shallow seawater // *Precambrian Research.* 2005. V. 137. P. 93–114.

- Boryta M., Condie K.C. Geochemistry and origin of the Archean Beit Bridge complex, Limpopo Belt, South Africa // J. Geol. Soc. London. 1990. V. 147. P. 229–239.
- Bott M.H.P. Deep structure, evolution and origin of the Icelandic transverse ridge / L. Kristjansson (ed). Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area. Dordrecht: Riedel, 1974. P. 33–48.
- Boyd F.R., Gurney J.J., Richardson S.H. Evidence for a 150–200 km thick Archean lithosphere from diamond inclusion thermobarometry // Nature. 1985. V. 315. P. 387–389.
- Brandt G., de Wit M.J. The Kaapvaal Craton // Greenstone Belts. M. de Wit, L.D. Ashwal (eds). Oxford Monographs on Geology and Geophysics. 1997. V. 35. P. 581–607.
- Calvert A.J., Ludden J.N. Archean continental assembly in the southeastern Superior province of Canada // Tectonics. 1999. V. 18. P. 412–429.
- Cameron W.E. Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus. Contrib. Mineral. Petrol. 1985, v. 89, p. 239–255.
- Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts. Nature, 1979. V. 280. P. 550–553.
- 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. V. 339. P. 697–699.
- Carlson R.L., Christensen N.I., Moore R.P. Anomalous crustal structures in oceanic basins: continental fragments and oceanic plateaus // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 51. P. 171–180.
- Caro G., Bourdon B., Birck J.-L., Moorbath S. ^{146}Sm – ^{142}Nd evidence from Isua metamorphosed sediments for early differentiation of the Earth's mantle // Nature. 2003. V. 423. P. 428–431.
- Cates N.L., Mojzsis S.J. Eoarchean crust is not that rare: Widespread pre-3750 Ma supracrustal rocks from the Nuvvuagittuq supracrustal belt, northern Quebec // Eos Trans. AGU Fall Meet. Suppl. Abstract. 2006. v. 87(52). P. V11D-0615.
- Chase C.G., Patchett P.J. Stored mafic-ultramafic crust and early Archean mantle depletion // Earth. Planet. Sci. Lett. 1988. V. 91. P. 66–72.
- Chiarenzelli J.R., Moores E.M. Precambrian Ophiolites / P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu (eds). The Precambrian Earth: Times and Events. Elsevier, Amsterdam, 2004. P. 213–217.
- Chown E.H., Daigneault R., Mueller W., Mortensen J. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec // Can. J. Earth Sci. 1992. V. 29. P. 2211 – 2225.
- Christensen N.I., Salisbury M.H. Structure and composition of the lower oceanic crust // Rev. Geophys. 1975. V. 13. P. 57–86.
- Christensen N.I., Smewing J.D. Geology and seismic structure of the northern section of the Oman ophiolite // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 2545–2555.
- Cloud P. Paleocological significance of the banded iron-formation // Economic Geology. 1973. V. 68. P. 1135–1143.

- Coleman R.G.* The diversity of ophiolites // *Geol. Mijnbouw*. 1984. V. 63. P. 141–150.
- Compston W., Williams I.S., Campbell I.H., Gresham J.J.* Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norriesman greenstones // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 76. P. 299–311.
- Condie K.C.* Archean Greenstone Belts. Elsevier, Amsterdam, 1981, 434 p.
- Condie K.C.* Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 163. P. 97–108.
- Condie K.C.* Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions // *Tectonophysics*. 2000. V. 322. P. 153–162.
- Condie K.C.* Mantle Plumes and their Record in Earth History. Cambridge University Press: Cambridge, 2001, 306 p.
- Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos* 2005. V. 79. P. 491–504.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.J.* The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 97. P. 256–267.
- Conrad C.P., Hager B.H.* The thermal evolution of an Earth with strong subduction zones // *Geophys. Res. Lett.* 1999. V. 26. P. 3041–3044.
- Corcoran P.L., Mueller W.U., Kusky T.M.* Inferred ophiolites in the Archean Slave Craton / T. Kusky (ed), *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 2004. P. 363–404.
- Corfu F.* The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology // *Econom. Geol.* 1993. V. 88. P. 1323–1340.
- Corfu F.* U-Pb age, setting and tectonic significance of the anorthosite- mangerite charnockite- granite suite, Lofoten-Vesterelen, Norway // *J. Petrol.* 2004. V. 45. P. 1799–1819.
- Corfu F., Krogh T.E., Kwork Y.Y., Jensen L.S.* U-Pb zircon geochronology in the southeastern Abitibi greenstone belt, Superior province // *Can. J. Earth Sci.* 1989. V. 26. P. 1747–1763.
- Corrigan D., Hanmer S.* Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: A product of convective thinning of the lithosphere? // *Geology*. 1997. V. 25. P. 61–64.
- Cousens B.L.* Geochemistry of the Archean Kam Group, Yellowknife greenstone belt, Slave Province, Canada // *J. Geology*. 2000. V. 108. P. 181–197.
- Cousens B.L., Chiarelli, J.R., Aspler L.B.* An unusual Palaeoproterozoic magmatic event, the ultrapotassic Christopher Island Formation, Baker Lake Group, Nunavut, Canada: Archean mantle metasomatism and Palaeoproterozoic mantle reactivation / P.G. Eriksson, W. Altermann D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu (eds). *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Elsevier, Amsterdam, 2004. P. 183–201.

- Crawford A.J., Fallon T.J., Green D.H.* Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites / A.J. Crawford (ed), Boninites. Unwin Hyman, London, 1989. P. 2–44.
- Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J.* A-type granites revisited: assessment of a residual –source model // *Geology*. 1991. V. 19. P. 163–166.
- Crow C., Condie K.C.* Geochemistry and origin of early Proterozoic volcanic rocks from the Transvaal and Soutpansberg successions, South Africa // *Precambrian Research*. 1990. V. 47. P. 17–26.
- Dann J.C.* Early Proterozoic ophiolite, central Arizona // *Geology*. 1991. V. 19. P. 590–593.
- Davies G.F.* On the emergence of plate tectonics // *Geology*. 1992. V. 20. P. 963–966.
- Davies G.F.* Conjectures on the thermal and tectonic evolution of the Earth // *Lithos*. 1993. V. 30. P. 281–289.
- de Ronde C.E.J., de Wit M.J.* Tectonic history of the Barberton greenstone belt, South Africa: 490 millions years of Archean crustal evolution // *Tectonics*. 1994. V. 13. P. 983–1005.
- de Wit M.J.* Archean greenstone belt tectonism and basin development: some insights from Barberton and Pietersburg greenstone belts, Kaapvaal Craton, South Africa // *J. African Earth Sci.* 1991. V. 13. P. 45–63.
- de Wit M.J.* On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? // *Precambrian Research*. 1998. V. 91. P. 181–226.
- de Wit M.J.* Archean greenstone belts do contain fragments of ophiolites / T. Kusky (ed), *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 2004. P. 599–614.
- de Wit M.J., Ashwal L.D., (eds).* Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics. 1997. V. 35, 809 p.
- de Wit M. J., Ashwal L.D.* Convergence towards divergent models of greenstone belts / M. de Wit, L.D. Ashwal (eds). Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics. V.35. 1997. P. X–XII.
- 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 // *J. African Earth Sciences*. 1987. V. 6. P. 681–730.
- de Wit M., Tinker J.* Crustal structures across the central Kaapvaal craton from deep-seismic reflection data // *S. Afr. J. Geol.* 2004. V. 107. P. 185–206.
- Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*. 1990. V. 347. P. 662–665.
- Desroches J.-P., Hubert C., Ludden J.H., Pilote P.* Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada // *Geology*. 1993. V. 21. P. 451–454.
- Dobretsov N.N., Popov N.V., Smelov A.P., Bogomolova N.M., Moscovchenko N.I., Barton Jr. J.M.* The Aldan-Stanovik Shield / M. de Wit, L.D. Ashwal (eds), Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics. 1997. V. 35. P. 710–725.

- Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K.* Petrogenesis of slab derived tonalite-dacite adakite magmas // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*. 1996. V. 58. P. 205–215.
- Eby G.N.* The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*. 1990. V. 261. P. 115–134.
- Elliott B.A., Rõmu O.T., Nironen M.* Mineral chemistry constraints on the evolution of the 1.88–1.87 Ga post-kinematic granite plutons in the Central Finland Granitoid Complex // *Lithos* 1998. V. 45. P. 109–129.
- Emslie R.F., Hamilton M.A., Thüriault R.J.* Petrogenesis of a Mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite complex: isotopic and chemical evidence from the Nain plutonic suite // *J. Geology*. 1994. V. 102. P. 639–558.
- England P., Bickle M.* Continental thermal and tectonic regimes during the Archean // *J. Geology*. 1984. V. 92. P. 353–367.
- England P.C., Thompson B.* Pressure – temperature – time paths of regional metamorphism // *J. Petrology*. 1984. V. 25. P. 894–955.
- Eriksson P.G., Catuneanu O., Nelson D.R. et al.* Towards a synthesis / P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu. (eds). *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Elsevier, Amsterdam, 2004. P. 739–71
- Eriksson K.A., Donaldson J.A.* Basinal and shelf sedimentation in relation to the Archean – Proterozoic boundary // *Precambrian Research*. 1986. V. 33. P. 103–121.
- Eriksson K.A., Fedo C.M.* Archean syn-rift and stable shield sedimentary successions / K.C. Condie (ed). *Archean crustal evolution*. Elsevier: Amsterdam. 1994. P. 171–204.
- Eriksson K. A., Krapez B., Fralick P W.* Sedimentological aspects / M. de Wit, L.D. Ashwal (eds). *Greenstone Belts*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics. V.35. 1997. P. 33–54.
- Ernst R.E.* Mafic-Ultramafic Large Igneous Provinces (LIPs): Importance of the Pre-Mesozoic record // *Episodes*. 2007. V. 30. P. 108–114.
- Ernst R.E., Bleeker W.* Status of the global LIP (large igneous province) bar-code record and implications for reconstruction of supercontinents since the Archean / *Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny: Abstracts of the International Symposium*. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS. 2007. P. 18–21.
- Ernst R.E., Buchan K.L., Campbell I. H.* Frontiers in Large Igneous Province research // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 271–297.
- Fettes D., Desmons J., eds.* *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, New York. 2007, 244 p.
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taylor R.N.* Thermal and chemical structure of the Iceland plume // *Earth Planet. Sci.Lett.* 1997. V.153. P.197–208.
- Foley S., Tiepolo M., Vannucci R.* Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones // *Nature*. 2002. V. 417. P. 837–840.

- Foulger G.R., Du Z., Julian B.R.* Iceland-type crust // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 155. P. 567–590.
- Frimmel H.E.* Archaean atmospheric evolution: evidence from the Witwatersrand gold fields, South Africa // *Earth-Science Reviews*. 2005. V. 70. P.1–46.
- Fripp R.E.P., Jones M.G.* Sheeted intrusions and peridotite-gabbro assemblages in the Yilgarn Craton, Western Australia: Elements of Archaean ophiolites / M. de Wit, L.D. Ashwal (eds). *Greenstone Belts . Oxford Monographs on Geology and Geophysics*. 1997. V. 35. P. 421–437.
- Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D.* Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia. *Precambrian Research*. 1998. V. 89. P. 1–23.
- Furnes H., de Wit M., Staudigel H., Rosing M., Muenhlenbachs K.* A vestige of Earth's oldest ophiolite // *Science*. 2007. V. 315. P. 1704–1707.
- Galer S.J.G., Goldstein S.L.* Early mantle differentiation and its thermal consequences // *Geochem. Cosmoch. Acta*. 1991. V. 55. P. 227–239.
- Galer S.J.G., Mezger K.* Metamorphism, denudation and sea level in the Archean and cooling of the Earth. *Precambrian Research*. 1998. V. 92. P. 389–412.
- Glebovitsky V.A., Nikitina L.P., Khiltova V.Ya., Ovchinnikov N.O.* The thermal regimes of the upper mantle beneath Precambrian and Phanerozoic structures up to the thermobarometry data of mantle xenoliths // *Lithos*. 2004. V. 74. P. 1–20.
- Glossary of geology, 4-th edition. Bailey S.W. et al., American Geological Institute, 1997, pdf.
- Goodwin, A.M.* Principles of Precambrian Geology. London: Academic Press. 1996, 327 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al.* A new geological time scale, with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*. 2004. V. 27. P. 83–100.
- Grandstaff D.E., Edelman M.J., Foster R.W., Zbinden E., Kimberley M.M.* Chemistry and mineralogy of precambrian paleosols at the base of the Dominion and Pongola groups (Transvaal, South Africa) // *Precambrian Research*. 1986. V. 32. P. 97–131.
- Green J.C.* Proterozoic rifts / K.C. Condie (ed). *Proterozoic Crustal Evolution*. Elsevier: Amsterdam, 1992. P. 97–149.
- Gudmundsson A.* Emplacement of dikes, sills and crustal magma chambers at divergent plate boundaries // *Tectonophysics*. 1990. V. 176. P. 257–275.
- Hacker B.R., Peacock S.M., Abers G.A., Holloway S.D.* Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducted slabs linked to metamorphic dehydration reactions? // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 107. doi: 1029/2001JB001129.
- Hall W.D.M., Goode A.D.T.* The early Proterozoic Nabberu basin and associated iron formations of Western Australia // *Precambrian Research*. 1978. V. 7. P. 129–184.
- Hanmer S., Greene D.C.* A modern structural regime in the early Archean (~3.64 Ga); Isua greenstone belt, southern West Greenland // *Tectonophysics*. 2002. V. 346. P. 201–222.

- Hanson R.E., Gose W.A., Crowley J.L. et al. Paleoproterozoic intraplate magmatism and basin development on the Kaapvaal Craton: Age, paleomagnetism and geochemistry of ~1.93 to ~1.87 Ga post-Waterberg dolerites // *S. Afr. J. Geol.* 2004. V. 107. P. 233–254.
- Harley S.L. The origins of granulites: a metamorphic perspective // *Geol. Mag.* 1989. V. 126. P. 215–247.
- Harper G.D. Dismembered Archean ophiolite in the southeastern Wind River Mountains, Wyoming – Remnants of Archean oceanic crust / M. de Wit, L. Ashwal (eds), Workshop on tectonic evolution of greenstone belts. LPI Tech. Rep. 86-010. Houston, Texas, 1986, P. 108–110.
- Harper G.D. Dismembered Archean ophiolite, Wind River Mountains, Wyoming (USA) // *Ophioliti.* 1985. V. 10. P. 297–306.
- Helmstaedt H., Padgham W.A., Brophy J.A. Multiple dikes in Lower Kam Group, Yellowknife greenstone belt: evidence for Archean sea-floor spreading? // *Geology.* 1986. V. 14. P. 562–566.
- Herzberg C., O'Hara M.J. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age // *J. Petrology.* 2002. V. 43. P. 1857–1883.
- Hoffman P.F. United plates of America // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1988a. V. 16. P. 543–603.
- Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle continental crust and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988b. V. 90. P. 297–314.
- Hofmann A.W. Early evolution of continents // *Science.* 1997. V. 275. P. 498–499.
- Hoffman P.F., Ranalli G. Archean oceanic flake tectonics // *Geophys. Res. Lett.* 1988. V. 15. P. 1077–1080.
- Holzer, L., Frei, R., Barton, J.M., Jr. Unraveling the record of successive high grade events in the Central Zone of the Limpopo belt using Pb single phase dating of metamorphic minerals. *Precambrian Research.* 1998. V. 87. P. 87–115.
- Huson R., Kusky T. Geochemical and petrographical characteristics of the Archean Dongwanzi ophiolite complex and related rocks // *Abstr. GSA Ann. Meet.* 2002. Pap. No. 163-6.
- Isozaki Y., Maruyama S., Kimura G. Middle Archaean (3.1 Ga) Clearville accretionary complex in northwestern Pilbara Block, W. Australia / *Am. Geophys. Union.* 1991. Fall Meeting Abstr. EOS. 1991. P. 542.
- Jackson S.L., Cruden A.R. Formation of the Abitibi greenstone belt by arc-trench migration // *Geology.* 1995. V. 23. P. 471–474.
- Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavitseva G. Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust // *Geochim Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. P. 5191–5207.
- Jahn B.-M., Gruau G., Capdevila R., Cornichet J., Nemchin A., Pidgeon R., Rudnik V.A. Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constraints // *Precambrian Research.* 1998. V. 91. P. 333–363.

- Jordan T.H.* Composition and development of the continental tectosphere // *Nature*. 1978. V. 274. P. 544–548.
- Kamo S.L., Reimold W.U., Krogh T.E., Colliston W.P.* A 2.023 Ga age for the Vredefort impact event and a first report of shock metamorphosed zircons in pseudotachylitic breccias and Granophyre // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 144. P. 369–387.
- Kerr A.C.* Oceanic Plateaus / H. Holland, K. Turekian (eds). *Treatise on Geochemistry*. V. 3. Elsevier, Amsterdam, 2003. P. 537–565.
- Kerrick R., Wyman D., Bleeker W.* Boninite series: low Ti-tholeiite associations from the 2.7 Ga Abitibi greenstone belt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 303–316.
- King J., Helmstaed H.* The Slave Province, North-West Territories, Canada / M. de Wit, L.D. Ashwal (eds). *Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics*. 1997. V. 35. P. 459–479.
- King S.D.* Archean cratons and mantle dynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005 V. 234. P. 1–14.
- Klein C., Beukes N.J.* Proterozoic iron-formations / K.C. Condie (ed). *Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam. 1994. P. 383–418.
- Komiya, T. Maruyama S., Masuda T. et al.* Plate tectonics at 3.8–3.7 Ga: Field evidence from the Isua accretionary complex, Southern West Greenland // *J. Geology*. 1999. V 107. P. 515–554.
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Volodichev O.I.* Petrology of eclogites of the Belomorian Province / 32nd IGC. Florence 2004, Abstr. Part.1. P. 108.
- Kontinen A.T.* An Early Proterozoic ophiolite – The Jormua ophiolite mafic-ultramafic complex // *Precambrian Research*. 1987. V. 35. P. 313–341.
- Korenaga J.* Energetics of mantle convection and the fate of fossil heat // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. P. 1437–1440.
- Kositcin N., Krapez B.* Relationship between detrital zircon age-spectra and the tectonic evolution of the Late Archaean Witwatersrand Basin, South Africa // *Precambrian Research*. 2004. V. 129. P. 141–168.
- Krapez B.* Sequence stratigraphy of the Archaean supracrustal belts of the Pilbara Block, Western Australia // *Precambrian Research*. 1993. V. 60. P.1–45.
- Kröner A.* Evolution of the Archean continental crust // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1985. V. 13. P. 49–77.
- Kröner A., Tegtmeier A.* Gneiss-greenstone relationships in the Ancient Gneiss Complex of southwestern Swaziland, southern Africa, and implication for early crustal evolution // *Precambrian Research*. 1994. V. 67. P. 109–139.
- Kumar G.R.R.* Mechanism of arrested charnockite formation at Nemmara, Palghat region, southern India // *Lithos*. 2004. V. 75. P. 331–358.
- Kushiro I.* Viscosity, density, and structure of silicate melts at high pressures, and their petrological applications / R.B. Hargraves (ed). *Physics of magmatic processes*. Princeton Univ. Press, Princeton, 1980. P. 93–120.
- Kushiro I., Fujii T.* Floatation of plagioclase in magma at high pressures and its bearing on the origin of anorthosite // *Proc. Japan Acad. Ser. B*. 1977. V. 53. P. 262–266.

- Kusky T.M.* Evidence for Archean ocean opening and closure in the Slave Province // *Tectonics*. 1990. V. 9. P. 820–841.
- Kusky T.M.* Introduction / T. Kusky (ed). *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 2004. P. 1–34.
- Kusky, T.M., Li, J.H.* Is the Dongwanzi Complex an Archean Ophiolite? Reply // *Science*. 2002. V. 295. P. 923a.
- Kusky T.M., Li J., Glass A., Huang X.N.* Origin and emplacement of Archean ophiolites of the Central Ophiolite Belt, North China Craton // *Kusky T.M. (ed). Precambrian Ophiolites and related rocks*. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 223–274.
- Kusky T.M., Li J.H., Tucker R.D.* The Archean Dongwanzi ophiolite complex, North China Craton: 2.505-Billion-Year-Old oceanic crust and mantle // *Science*. 2001. V. 292. P.1142–1145.
- Kusky T.M., Polat A.* Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins, and stabilisation of Archean cratons // *Tectonophysics*. 1999. V. 305. P. 43–73.
- Lahaye Y., Arndt N., Byerly G. et al.* The influence of alteration on the trace element and Nd isotopic compositions of komatiites // *Chem. Geol.* 1995. V. 126. P. 43–64.
- Ledru P., Johan V., Millesi J.P., Tegye M.* Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2.0 Ga continent involving circum-Atlantic provinces // *Precambrian Research*. 1994. V. 69. P. 169–191.
- Li J., Kusky T.M., Huang X.* Archean podiform chromites and mantle tectonites in ophiolitic mélange, North China Craton // *GSA Today*. 2002. V. 12. P. 4–11.
- Li J., Kusky T., Niu X., Jun F., Polat A.* Neoarchean massive sulfide of Wutai mountain, North China: A black smoker chimney and mound complex within 2.50 Ga-old oceanic crust / T. Kusky (ed). *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 2004. P. 339–362.
- Liu Y.-H., Yang H.-J., Shau Y.-H., Meng F., Zhang J., Yang J., Xu Z., Yu S.-C.* Compositions of high Fe-Ti eclogites from the Sulu UHP metamorphic terrane, China: HFSE decoupling and protolith characteristics // *Chem. Geol.* 2007. V. 239. P. 64–82.
- Lister G., Forster M.* The nature of orogenesis / 32-nd IGC. Abstr. Florence, Italy. 2004. P. 49.
- Lopez S., Castro A.* Determination of the fluid-absent solidus and supersolidus phase relationships of MORB-derived amphibolites in the range 4-14 Kbar // *Amer Mineral.* 2000. V. 86. P. 1396–403.
- Lowe D.R.* Accretionary history of the Archean Barberton Greenstone Belt (3.55–3.22 Ga), southern Africa // *Geology*. 1994a. V. 22. P. 1099–1102.
- Lowe D.R.* Archean greenstone-related sedimentary rocks / K.C. Condie (ed). *Archean Crustal Evolution*, Elsevier, Amsterdam. 1994b. P.121–170.
- Manikyamba C., Naqvi S.M., Subba Rao D.V. et al.* Boninites from the Neoarchean Gadwal greenstone belt, Eastern Dharwar Craton, India: Implications for Archean subduction processes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 230. P. 65–83.
- Marquart G., Schmeling H.* Modelling crustal accretion above the Iceland plume / *EGS. Geophys. Res. Abst.* 2003. V. 5. 06772.

- Martin H.* Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas // *Geology*. 1986. V. 14. P. 753–756.
- Martin H.* The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust, comparison with modern processes. *Lithos*. 1993. V. 30. P. 373–388.
- Martin H.* The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust / K.C. Condie (ed). *Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, 1994. P.205–259.
- Martin H.* Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*. 1999. V. 46. P. 411–429.
- Martin H., Moyen J.-F.* Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth // *Geology*. 2002. V. 30. P. 319–322.
- McCourt S.* The crustal architecture of the Kaapvaal crustal block, South Africa, between 3.5 and 2.0 Ga, A synopsis // *Mineral. Deposita*. 1995. V. 30. P. 89–97.
- McKenzie D., Bickle M.J.* The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrology*. 1988. V. 29. P. 625–629.
- McKenzie D.P., Weiss N.O.* Speculation on the thermal and tectonic history of the earth // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1975. V. 42. P. 131–174.
- Mezger K.* Temporal evolution of regional granulite terranes: implications for the formation of lowermost continental crust / D.M. Foutain, R.J. Arculus, R.W. Kay (eds). *The Continental Lower Crust*. Elsevier, Amsterdam, 1992. P. 447–478.
- Mints M.V., Konilov A.N.* Geodynamic crustal evolution and long-lived supercontinents during the palaeoproterozoic: evidence from granulite-gneiss belts, collisional and accretionary orogens / P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu (eds). *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Elsevier, Amsterdam. 2004. P. 223–240.
- Moizsis S.J. Harrison T.M., Pidgeon R.T.* Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 MYR ago // *Nature*. 2001. V. 409. P. 179–181.
- Muller A., Appel P., Mezger K., Schenk V.* Evidence for a 2 Ga subduction zone: Eclogites in the Usagaran belt of Tanzania // *Geology*. 1995. V. 23. P. 1067–1070.
- Moorbath S., O'Nions R.K., Pankust R.J.* Early Archaean age for the Isua Iron Formation, West Greenland // *Nature*. 1973. V. 245. P. 138–139.
- Moorbath S., Whitehouse M.J., Kamber B.S.* Extreme Nd-isotope heterogeneity in the early Archaean – fact or fiction? Case histories from northern Canada and West Greenland // *Chem. Geol.* 1997. V. 135. P. 213–231.
- Moore M., Davis D.W., Robb L.J. et al.* Archean rapakivi granite-anorthosite-rhyolite complex in the Witwatersrand basin hinterland, southern Africa // *Geology*. 1993. V. 21. P. 1031–1034.
- Moore E.M.* The Proterozoic ophiolite problem, continental emergence, and Venus connection // *Science*. 1986. V. 234. P. 65–68.
- Moore E.M.* Pre-1 Ga (pre-Rodinian) ophiolites: Their tectonic and environmental implications // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2002. V. 114. P. 80–95.

- Moser D.E., Flowers R.M., Hart R.J. Birth of the Kaapvaal tectosphere 3.08 billion years ago // *Science*. 2001. V. 291. P. 465–468.
- Moyen J.-F., Stevens G. Experimental constraints on TTG petrogenesis: Implications for Archean geodynamics / Benn K., Mareschal J.-C. Condie K. (eds). *Archean Geodynamics and Environments* // AGU Monograph Series. 2006. V. 164. P. 149–175.
- Moyen J.-F., Stevens G., Kisters A.F.M., Belcher R.W. TTG plutons of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa / M.J. van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett (eds). *Earth's Oldest Rocks*. Elsevier, Amsterdam. 2007. P. 437–483.
- Mueller W.U., Corcoran P.L. Volcanic and sedimentary processes operating on a marginal continental arc: evidence from the Archean Raquette Lake Formation, Slave Province, Canada // *Sedim. Geol.* 2001. V. 140–141. P. 169–204.
- Mueller W. U., Corcoran P. L., Donaldson A. Sedimentology of a tide- and wave-influenced high-energy Archean coastline: the Jackson Lake Formation, Slave Province, Canada // *Spec. Publ. Intern. Assoc. Sediment.* 2002. V. 33. P. 153–182.
- Myers J.S. Protoliths of the 3.8–3.7 Ga Isua greenstone belt, West Greenland // *Precambrian Research*. 2001. V. 105. P. 129–141.
- Myers J.S., Swagers C. The Yilgarn Craton / M. de Wit, L.D. Ashwal (eds). *Greenstone Belts*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics. 1997. V. 35. P. 640–674.
- Myson B.O., Griffin W.L. Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite. *Amer. Mineral.* 1973. V. 58. P. 60–63.
- Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons from Salma eclogites, Kola Peninsula, Russia. Part 2 / GEMOC Report IMP-2005/1/GGEMOC, 2005, 48 p.
- Nelson D.R. Compilation of SHRIMP U-Pb zircon geochronology data, 1994 // *Geol. Surv. W. Australia. Record* 1995. V. 3. P. 28–43.
- Nelson D.R., Trendall A.F., Altermann W. Chronological correlations between the Pilbara and Kaapvaal cratons // *Precambrian Research*. 1999. V. 97. P. 165–189.
- Nemchin A.A., Pidgeon R.T., Whitehouse M.J. Re-evaluation of the origin and evolution of > 4.2 Ga zircons from the Jack Hills metasedimentary rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 244. P. 218–233.
- Newton R. C. An overview of charnockite // *Precambrian Research*. 1992. V. 55. P. 399–405.
- Nijman W., de Vries S.T. Early Archaean Crustal Collapse Structures and Sedimentary Basin Dynamics / P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu (eds). *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Elsevier, Amsterdam. 2004. P. 139–155.
- Nironen M., Elliott B.A., Rõmõ O.T. 1.88–1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence // *Lithos*. 2000. V. 53. P. 37–58.
- Nisbet E.G., Fowler C.M.R. Model for Archaean plate tectonics // *Geology*. 1983. V. 11. P. 376–379.

- Nutman A.P., Bennett V.C., Friend C.R.L., Norman M.D.* Meta-igneous (non-gneissic) tonalites and quartz-diorites from an extensive ca. 3800 Ma terrain south of the Isua supracrustal belt, southern West Greenland: constraints on early crust formation // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999a. V. 137. P. 364–388.
- Nutman A.P., Chernyshev I. V., Baadsgaard H., Smelov A. P.* The Aldan shield of Siberia, USSR: The age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // *Precambrian Research.* 1992. V. 54. P. 195–209.
- Nutman A.P., Friend C.R.L., Bennett V.C.* Review of the oldest (4400–3600 Ma) geological and mineralogical record: Glimpses of the beginning // *Episodes.* 2001. V. 24. P. 93–101.
- Nutman A.P., Friend C.R.L., Bennett V.C.* Evidence for 3650–3600 Ma assembly of the northern end of the Itsak Gneiss Complex, Greenland: implication for early Archean tectonics // *Tectonics.* 2002. DOI: 10.1029.2000TC001203.
- Nutman A.P., Kalsbeek F., Marker M. et al.* U–Pb zircon ages of Kangbmiut dykes and detrital zircons in metasediments in the Palaeoproterozoic Nagsugtoqidian Orogen (West Greenland). Clues to the pre-collisional history of the orogen // *Precambrian Research.* 1999b. V. 93. P. 87–104.
- Nutman A.P., McGregor V.R., Friend C.R.L. et al.* The Itsak Gneiss Complex of southern West Greenland; the world's most extensive record of early crustal evolution (3900–3600 Ma) // *Precambrian Research.* 1996. V. 78. P. 1–39.
- Ohta H., Maruyama S., Takahashi E. et al.* Field occurrence, geochemistry and petrogenesis of the Archean Mid-Oceanic Ridge Basalts (AMORBs) of the Clearverville area, Pilbara Craton, Western Australia // *Lithos.* V. 37. P. 199–221.
- Ohtani E.* Majorite fractionation and genesis of komatiites in the deep mantle // *Precambrian Research.* 1990. V. 48 P.195–202.
- Oxburg E.R., Parmentier E.M.* Compositional density stratification in oceanic lithosphere – causes and consequences // *J. Geol. Soc. London.* 1977. V. 133. P. 343–355.
- Parsons B.A., Sclater J.G.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82. P. 803–827.
- Patchett P.J.* Isotopic studies of Proterozoic crustal growth and evolution / K.C. Condie (ed). *Proterozoic Crustal Evolution.* Elsevier: Amsterdam, 1992. P. 481–508.
- Peacock S., Wang K.* Seismic consequences of warm versus cool subduction: examples from Southwest and Northeast Japan // *Science.* 1999. V. 286. P. 937–939.
- Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B., Taylor L.A., Carlson R.W., Sobolev N.V.* Archean Re–Os age for Siberian eclogites and constraints on Archean tectonics // *Nature.* 1995. V. 374. P. 711– 713.
- Pehrsson S J.* The 2.7–2.63 Ga Indin Lake supracrustal belt: an Archaean marginal basin-foredeep succession preserved in the western Slave Province, Canada // *Spec. Publ. Inter. Assoc. Sediment.* 2002. V. 33. P.123–152.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H.* Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua ophiolite, northeastern Finland // *J. Petrology.* 1996. V. 37. P. 359–381.

- Percival J.A.* Archean high-grade metamorphism / K.C. Condie (ed). Archean Crustal Evolution. Elsevier: Amsterdam, 1994. P. 357–410.
- Percival J.A., Fountain D.M., Salisbury M.H.* Exposed crustal cross sections as windows on the lower crust / D.M. Fountain, R.J. Arculus, R.W. Kay (eds). The Continental Lower Crust. Elsevier: Amsterdam, 1992. P. 317–362.
- Pirajno F., Grey K.* Chert in the Palaeoproterozoic Bartle Member, Killara Formation, Yerrida Basin, Western Australia: a rift-related playa lake and thermal spring environment? *Precambrian Research* 2002 v. 113, p 169–192
- Polat A., Frei R.* The origin of early Archean banded iron formation and of continental crust, Isua, southern Western Greenland // *Precambrian Research*. 2005. V. 138. P. 151–175.
- Polat A., Hofmann A.W.* Alteration and geochemical patterns in the 3.7 – 3.8 Ga Isua greenstone belt // *Precambrian Research*. 2003. V. 126. P. 197–218.
- Polat A., Hofmann A.W., Appel P.W.U.* Geochemical diversity in volcanic rocks of the > 3.7 Ga Isua greenstone belt, southern West Greenland: implications for mantle composition and geodynamic processes / P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu (eds). The Precambrian Earth: Tempos and Events. Elsevier, Amsterdam, 2004. P. 74 –88.
- Polat A., Hofmann A.W., Rosing M.T.* Boninite-like volcanic rocks in the 3.7-3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth // *Chem. Geol.* 2002. V. 184. P. 231–254.
- Polat A., Kerrich R.* Geodynamic processes, continental growth, and mantle evolution recorded in late Archean greenstone belts, of the Southern Superior Province, Canada // *Precambrian Research*. 2001a. V. 112. P. 5–25.
- Polat A., Kerrich R.* Magmesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late-Archean Wawa greenstone belt, Superior Province, Canada: implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001b. V. 141. P. 36–52.
- Pollat A., Kusky T.M., Li J., Fryer B., Kerrich R., Patrick K.* Geochemistry of Neoproterozoic (ca. 2.55–2.50 Ga) volcanic and ophiolitic rocks in the Wutaishan greenstone belt, central orogenic belt, North China craton: Implications for geodynamic setting and continental growth // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2005. V. 117. P. 1387–1399.
- Pollack H.N.* Thermal characteristics of the Archean / M. de Wit and L.D. Ashwal (eds). Greenstone Belts . Oxford Monograph on Geology and Geophysics. 1997. V. 35. P. 223–232.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.* Timing of Early Proterozoic magmatism along the Southern margin of the Siberian Craton (Kitoy area) // *Trans. Royal. Edinburg Earth Sci.* 2004. V. 136. V. 95. P. 353–388.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.* Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean

- and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Research*. 2005. V.136. P. 353–368.
- Poujol M., Anhaeusser C.R.* The Johannesburg Dome, South Africa: new single zircon U–Pb isotopic evidence for early Archaean granite–greenstone development within the central Kaapvaal Craton // *Precambrian Research*. 2001. V. 108. P.139–157.
- Prouteau G., Scaillet B., Pichavant M., Maury R.C.* Fluid-present melting of oceanic crust in subduction zones // *Geology*. 1999. V. 27. P. 1111–1114.
- Puchtel I.S.* 3.0 Ga Olondo greenstone belt in the Aldan Shield, E. Siberia / T. Kusky (ed). *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Amsterdam, Elsevier. 2004. P. 405–423.
- Puchtel I.S., Brügmann G.E., Hofmann A.W.* ¹⁸⁷Os-enriched domain in an Archean mantle plume: evidence from 2.8 Ga komatiites of the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 186. P. 513–526.
- Puchtel I.S., Hofmann 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 // *Geoch. Cosmoch. Acta*. 1999. V. 63. P. 3579–3595.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al.* Oceanic plateau for continental crustal growth in the Archean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, Nw Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 155, p. 57–74.
- Puchtel I.S., Zhuravlev D.Z.* Petrology and geochemistry of early and later Archean komatiites from Olekma granite-greenstone terrane /. 28th IGC., Washington, DC, Abstracts. 1989. V. 2. P. 643–644.
- Puchtel I.S., Zhuravlev D.Z., Samsonov A.V., Arndt N.T.* Petrology and geochemistry of metamorphosed komatiites and basalts from the Tungurcha greenstone belt, Aldan shield. *Precambrian Research*. 1993. V. 62. P. 399–417.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D.* Growth of early continental crust by partial melting of eclogite // *Nature*. 2003. V. 425. P. 605–609.
- Rapp R.P., Watson E.B.* Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrology*. 1995. V. 36. P. 891–931.
- Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F.* Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trochilites and tonalites // *Precambrian Research*. 1991. V. 51. P. 1–25.
- Reyerson F.J., Watson E.B.* Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 86. P. 225–239.
- Richards D., Marty B., Chaussidon M., Arndt N.* Helium isotopic evidence for a lower mantle component in depleted Archean komatiite // *Science*. 1996. V. 273. P. 93–95.
- Richardson S.H., Gurney J.J., Erlank A.J., Harris J.W.* Origin of diamonds in old enriched mantle // *Nature*. 1984. V. 310. P. 198–202.
- Richter F.M.* Models for the Archean thermal regime// *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 73. P. 350–360.

- Richter F.M.* Thermal evolution of the Earth / L.Ashwal, K.Burke, M. de Wit, G.Wells (eds). Workshop on the Earth as a Planet. // LPI Technical Report 86-08, 1986. P. 24–25.
- Richet P., Lejeune A.M., Holtz F., Roux J.* Water and the viscosity of andesite melts // *Chem. Geol.* 1994. V.128. P. 185–197.
- Robb L.J., Meyer F.M.* The Witwatersrand basin, South Africa: geological framework and mineralization processes // *Ore Geol. Reviews.* 1995. V. 10. P. 67–94.
- Rogers J.J.W.* A history of continents in the past three billion years // *J. Geology.* 1996. V. 104. P. 91–107.
- Rogers J.J. W., Unrug R., Sultan M.* Tectonic assembly of Gondwana // *J. Geodynamics.* 1995. V. 19. P. 1–34.
- Rollinson H.R., Tarney J.* Adakites – the key to understanding LILE depletion in granulites // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 61–81.
- Rosen O. M.* Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic supercontinent // *Russian Journal Earth Sciences.* 2002. V. 4. P. 103–119.
- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.* Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment / K.C. Condie (ed). *Archean Crustal Evolution.* Elsevier, Amsterdam, 1994. P. 411–459
- Rosen O.M., Turkina O.M.* The oldest rock assemblages of the Siberian Craton / M.J. van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett (eds). *Earth's Oldest Rocks.* Elsevier, Amsterdam, 2007. P. 495–541.
- Rosing M.T., Bridgwater D., Thomsen H.S.* Earliest part of Earth's stratigraphic record: A reappraisal of the 3.7 Ga Isua (Greenland) supracrustal sequence // *Geology.* 1996. V. 24. P. 43–46.
- Rudnick R.L., Barth M., Horn I., McDonough W.F.* Rutile-bearing refractory eclogites: missing link between continents and depleted mantle // *Science.* 2000. V. 287. P. 278–281.
- Rudnick, R.L. Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics.* 1995. V. 33. P. 267–309.
- Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V. et al.* The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic settings of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 83–106.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.* Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoir: trace element constraints // *J. Petrology.* (Special lithosphere issue). 1988. P. 415–445.
- Sawyer E.W.* Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: significance of diatexites // *J. Petrology.* 1998. V. 39. P. 1147–1167.
- Sawyer E.W., Benn K.* Structure of high-grade Opatika belt and adjacent low-grade Abitibi subprovince, Canada: an Archean mountain front // *J. Structural. Geol.* 1993. V.15. P. 1443–1458.

- Schoenberg R., Kamber B.S., Collerson K.D., Moorbath S.* Tungsten isotope evidence from 3.8-Gy metamorphosed sediments for early meteorite bombardment of the Earth // *Nature*. 2002. V. 418. P. 403–405.
- Scott C.R., Mueller W.U., Pilote P.* Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi greenstone belt, Val d'Or, Canada // *Precambrian Research*. 2002. V. 115. P. 223–260.
- Scott D.J., Helmstaedt H., Bickle M.J.* Purtunique ophiolite, Cape Smith belt, northern Quebec, Canada: A reconstructed section of Early Proterozoic oceanic crust // *Geology*. 1992. V. 20. P. 173–176.
- Searle, M.P., Windley, B.F., Coward, M.P. et al.* The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1987. Vol. 98. P. 678–701.
- Sen C., Dunn T.* Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 to 2.0 Gpa: Implications for the origin of adakites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 117. P. 394–409.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A.* Phanerozoic analogues of Archean oceanic basement fragments: Altaid ophiolites and ophiolites / T. Kusky (ed). *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Amsterdam, Elsevier, 2004, P. 675–726.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. P. 299–307.
- Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V. et al.* 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia / T. Kusky (ed). *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Amsterdam, Elsevier, 2004. P. 424–486.
- Simonson B.M., Hassler S.W.* Was the deposition of large Precambrian iron formations linked to major marine transgressions? // *J. Geology*. 1996. V. 104. P. 665–676.
- Skjerlie K. P., Johnston A. D.* Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures implications for the generation of anorogenic granites // *J. Petrology*. 1993. V. 34. P. 785–815.
- Skjerlie K.P., Patito Douce A.E.* The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 Gpa; Implication for melting in thickened continental crust and for subduction-zone processes // *J. Petrology*. 2002. V. 43. P. 291–314.
- Sleep N.H.* Archean plate tectonics: what can be learned from continental geology? // *Can. J. Earth Sci.* 1992. V. 29. P. 2066–2071.
- Sleep N.H., Windley B.F.* Archean plate tectonics: constraints and inferences // *J. Geology*. 1982. V. 90. P. 363–379.
- Smithies R.H.* The Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogues of Cenozoic adakite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 182. P. 115–125.
- Stein M., Hofmann A. W.* Mantle plumes and episodic crustal growth // *Nature*. 1994. V. 372. P. 63–68.
- Sugitani K., Mimura K., Suzuki K., Nagamine K., Sugisaki R.* Stratigraphy and sedimentary petrology of an Archean volcanic sedimentary succession at Mt.

- Goldsworthy in the Pilbara Block, Western Australia: implications of evaporite (nahcolite) and barite deposition // *Precambrian Research*. 2003. V. 120. P. 55–79.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A.D. Saunders, M.J. Norry (eds). *Magmatism in the Ocean Basins* // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Sylvester P.J. Archean granite plutons / K.C. Condie (ed). *Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam. 1994. P. 261–314.
- Sylvester P.J., Harper G.D., Byerly G.R., Thurston P.S. Volcanic aspects / M. de Wit, L.D. Ashwal (eds). *Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics*. 1997. V. 35. P. 55–90.
- Tarney J., Dalziel I.W.D., de Wit M.J. Marginal basin “Rocas Verdes” complex from S. Chile: A model for Archean greenstone belt formation / B. Windley (ed). *The Early History of the Earth*. London: Wiley, 1976. P. 131–146.
- Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell, 1985, 312 p.
- Thurston P.C., Chivers K.M. Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada // *Precambrian Research*. 1990. V. 46. P. 21–58.
- Tinker J.H., de Wit M.J., Royden H. Old, strong continental lithosphere with weak Archean margin at ~1.8 Ga, Kaapvaal Craton, South Africa // *S. Afr. J. Geol.* 2004. V. 107. P. 255–260.
- Tredoux M., de Wit M.J., Hart R. et al. Platinum group elements in a 3.5 Ga nickel-iron occurrence: Possible evidence of a deep mantle origin // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. No. B1. P. 795–813.
- Treloar P. J., Coward M. P., Harris N.B.W. Himalayan-Tibetan analogies for the evolution of the Zimbabwe Craton and Limpopo Belt // *Precambrian Research*. 1992. V. 55. P. 571–587.
- Trendall A.F. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record // *Spec. Publ. Inter. Assoc. Sediment.* 2002. V. 33. P. 33–66.
- Trendall A. F., Compston W., Nelson D. R. et al. SHRIMP zircon ages constraining the depositional chronology of the Hamersley Group, Western Australia // *Austral. J. Earth Sci.* 2004. V. 51. P. 621–644.
- Ulmer P., Trommsdorff V. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism // *Science*. 1995. V. 268. P. 858–861.
- Valley J.W., Peck W.H., King E.M., Wilde S.A. A cool early Earth // *Geology*. 2002. V. 30. P. 351–354.
- Valli F., Guillot S., Hattori K.H. Source and tectono-metamorphic evolution of mafic and pelitic metasedimentary rocks from the central Quetico metasedimentary belt, Archean Superior Province of Canada // *Precambrian Research*. 2004. V. 132. P. 155–177.

- van Kranendonk M.J., Collins W.J., Hickman A., Pawley M.J.* Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara Granite–Greenstone Terrane, Pilbara Craton, Western Australia // *Precambrian Research*. 2004. V. 131. P. 173–211.
- Vigneresse J.L.* Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent // *Precambrian Research*. 2005. V. 137. P. 1–34.
- Vlaar N.J.* Thermal anomalies and magmatism due to lithospheric doubling and shifting // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 65. P. 322–330.
- Vlaar N.J.* Archaean global dynamics // *Geologie en Mijnbouw*. 1986a. V. 65. P. 91–101.
- Vlaar N.J.* Geodynamic evolution since the Archaean // *Geophysics*. 1986b. B 89. P. 387–406.
- White R.S., McKenzie D., O’Nions R.K.* Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 19683–19715.
- Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M.* Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust on the oceans on the Earth 4.4 kyr ago // *Nature*. 2001. V. 409. P. 175–178.
- Wilks M.E., Harper G.D.* Wind River Range, Wyoming Craton / M. de Wit, L.D. Ashwal (eds). *Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics*. 1997. V. 35. P. 508–516.
- Williams G.E.* Earth’s Precambrian rotation and the evolving Lunar orbit implications of tidal rhythmite data for palaeogeophysics / P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu (eds). *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Elsevier, Amsterdam, 2004 P. 473–482.
- Windley B.F.* *The Evolving Continents*. John Wiley & Sons, Chichester, 1999. 596 p.
- Wong L., Davis D.W., Krogh T.E., Robert F.* U–Pb zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralisation in the Val d’Or region, Quebec // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 104. P. 325 – 336.
- Wyllie P.J., Wolf M.B., van der Laan S.R.* Conditions for formation of tonalites and trondhjemites: Magmatic sources and products / M. de Wit. L.D., Ashwal (eds). *Greenstone Belts // Oxford Monographs on Geology and Geophysics*. 1997. V. 35. P. 256–266.
- Wyman D.A.* A 2.7 Ga depleted tholeiite suite: evidence of plume-arc interaction in the Abitibi greenstone belt, Canada // *Precamb. Res.* 1999, V. 97. P. 27–42.
- Wyman D.A.* Upper mantle processes beneath the 2.7 Ga Abitibi belt, Canada: a trace element perspective // *Precambrian Research*. 2003. V. 127. P. 143–165.
- Wyman D.A., Kerrich R.* Formation of Archean continental lithospheric roots: the role of mantle plumes // *Geology*. 2002. V. 30. P. 543–546.
- Wyman D.A., Kerrich R., Groves D.I.* Lode gold deposits and Archean mantle-plume – island arc interaction, Abitibi Subprovince, Canada // *J. Geology*. 1999. V. 107. P. 715–725.

- Xiong X.L.* Trace element evidence for growth of early continental crust by melting of rutile-bearing hydrous eclogite // *Geology*. 2006. V. 34. P. 945–948.
- Xiong X.L., Adam J., Green T.H.* Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis // *Lithos*. 2005. V. 218. P. 339–359.
- Zegers T.E., de Wit M.J., Dann J., White S.H.* Vaalbara, Earth's oldest assembled continent? A combined structural, geochronological and paleomagnetic test // *Terra Nova*. 1998. V. 10. P. 250–259.
- Zhai M., Zhao G., Zhang Q.* Is the Dongwanzi Complex an Archean Ophiolite? // *Science*. 2002. V. 295. P. 923a.
- Zhang Y.* The young age of Earth // *Geoch. Cosmoch. Acta*. 1998. V. 62. P. 3185–189.
- Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S.* A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // *Earth-Sci. Rev.* 2004. V. 67. P. 91–123.
- Zhao G., Wilde S.A., Li S., Sun M., Grant M. L., Li X.* U-Pb zircon age constraints on the Dongwanzi ultramafic-mafic bodies, North China confirm it is not an Archean Ophiolite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 255. P. 85–89.

Научное издание

*Олег Маркович Розен,
Андрей Анатольевич Щипанский,
Ольга Михайловна Туркина*

**ГЕОДИНАМИКА РАННЕЙ ЗЕМЛИ:
эволюция и устойчивость геологических процессов
(офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны)**

«Научный мир»

Тел./факс (495) 291-2847

E-mail: naumir@benran.ru. Internet: <http://bookish.iring.ru>

Подписано к печати 10.08.2008. Формат 70×100/16

Гарнитура Академия. Печать офсетная. Печ. л. 11,5

Тираж 400 экз. Заказ 69

Издание отпечатано в типографии

ООО «Галлея-Принт»

Москва, 5-я Кабельная, 26

