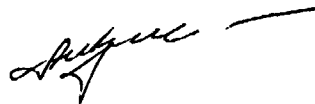


Российская Академия Наук
Геологический институт

На правах рукописи



Щипанский Андрей Анатольевич

**СУБДУКЦИОННЫЕ И МАНТИЙНО-ПЛУМОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В
ГЕОДИНАМИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ АРХЕЙСКИХ
ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ**

Специальность: 25.00.03
Геотектоника и геодинамика

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Москва 2005

Работа выполнена в Геологическом институте РАН, г. Москва

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук,
член-корреспондент РАН
В.А. Глебовицкий (ИГГД РАН, г. С.-Петербург)

доктор геолого-минералогических наук,
член-корреспондент РАН
Е.В. Скларов (ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

доктор геолого-минералогических наук
А.Я. Шараськин (ГИН РАН, г. Москва)

Ведущая организация: Геологический факультет МГУ

Защита состоится 10 ноября 2005 г. в 14-30 ч. на заседании диссертационного совета
Д 002.215.01 по общей и региональной геологии, геотектонике и геодинамике при
Геологическом институте РАН.

Адрес: 119017 Москва, Пыжевский пер., 7, ГИН РАН

С диссертацией можно ознакомиться в Отделении геологической литературы
БЕН РАН по адресу: Москва, Старомонетный пер., 35, ИГЕМ РАН

Автореферат разослан 10 октября 2005 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета Д 002.215.01.
кандидат геолого-минералогических наук

 М.В. Лучицкая

2006-4
21605

22/2437

Актуальность работы Несмотря на широкий спектр мнений по вопросам тектонической эволюции ранней Земли, существует общая убежденность в том, что на тектоническую активность не могла не влиять степень теплогенерации планеты. В качестве свидетельства высоких температур архейской мантии рассматривается широкое распространение в зеленокаменных поясах коматитов, происхождение которых связывается с мантийными плюмами. Из этого вытекает предположение о важной роли производных плюмового магматизма в процессах формирования ювенильной архейской континентальной коры (напр., *Abbott, Mooney, 1995, Abbott, 1996; Smithies et al., 2003*). Вместе с тем, многие зеленокаменные пояса демонстрируют структурно-вещественные и метаморфические характеристики конвергентных плитовых границ (*de Wit, Ashwal, 1997*). Соотношение мантийно-плюмовых и субдукционных процессов в геодинамике образования зеленокаменных поясов и формирования ранней континентальной коры относится к малоизученным вопросам архейской тектоники, и данная работа является новым вкладом в их решение.

Цели и задачи работы. Целью настоящей работы является определение роли субдукционных и мантийно-плюмовых процессов в геодинамике формирования энзиматических зеленокаменных поясов архея. Формулировка цели исследования в данном контексте требует решения обширного круга задач, затрагивающих вопросы не только архейской геодинамики, но и обращения к вопросам современной геодинамики, поскольку без понимания процессов, происходящих в зонах конвергентной океанических плит, невозможно найти адекватного решения рассматриваемой проблемы. Для этого представляется необходимым:

во-первых, раскрыть основные проблемы архейской геодинамики в ракурсе общепринятого представления о том, что тепловой поток в архее был более высоким по сравнению с современным;

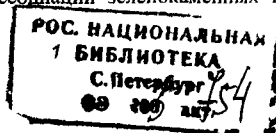
во-вторых, определить критерии для разграничения формаций субдукционного и мантийно-плюмового генезиса, учитывая то обстоятельство, что архейские вулcano-плутонические ассоциации являются тектонически фрагментированными, метаморфизованными и сильно деформированными;

в-третьих, рассмотреть геодинамические закономерности развития архейских зеленокаменных поясов, где установлены веские доказательства участия в их тектогенезе субдукционных и мантийно-плюмовых процессов;

в-четвертых, раскрыть геодинамические закономерности современных процессов взаимодействия мантийно-плюмовых структур с зонами интра-океанической конвергенции с тем, чтобы определить элементы их сходства или различия с возможными аналогами архейского возраста;

в-пятых, используя сравнительно-тектонический метод исследования синтезировать известные данные по тектонике архейских зеленокаменных поясов, определив роль в их геодинамическом развитии субдукционных и мантийно-плюмовых процессов.

Фактический материал и методы исследований. Работа выполнена в лаборатории раннего докембрия Геологического Института РАН, г. Москва. В ее основу положены материалы, собранные автором за период с 1985 г. по настоящее время. Исследования проводились в рамках плановых тем ГИН РАН, по проектам РФФИ, Отделения Наук о Земле РАН, Министерства природных ресурсов России и международного проекта SVEKALAPKO. Решение поставленных в работе задач проводилось с привлечением комплекса различных методов изучения, которые базировались на данных детальных полевых исследований, проводившихся автором в зеленокаменных поясах Балтийского щита. Эти исследования сопровождались отбором проб для петрологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований, необходимых для реставрации условий генерации вулcano-плутонических и связанных с ними ассоциаций зеленокаменных поясов, их возраста и



возможной геодинамической принадлежности. Для всего объема собранных коллекций пород из изученных зеленокаменных поясов были проведены: петрографическое изучение около 500 шлифов, петрохимические исследования на основе около 400 анализов валовых проб, геохимические исследования валовых проб по данным метода индукционно-связанной плазмы (около 200 проб). Кроме того, в необходимом объеме были использованы изотопно-геохимические методы исследований (U-Pb, Sm-Nd) для определения возраста пород и оценки изотопных параметров их источников. При обобщении материала использованы многочисленные аналитические данные по другим зеленокаменным поясам Мира и современным областям проявления мантийно-плюмовых и субдукционных процессов с привлечением результатов, полученных методами экспериментальной петрологии. Подобный комплексный подход с использованием геофизических данных, результатов численного моделирования геологических процессов и экспериментальной петрологии представляется единственно возможным для решения задач геодинамики архея, поскольку он позволяет: 1) расчленять визуально и петрографически схожие толщи на различные и, порой, генетически разнородные группы пород; 2) проводить сравнительный анализ полученного материала с опубликованными данными по другим зеленокаменным поясам Мира; 3) использовать критерии для идентификации генезиса породных ассоциаций, разработанных для тектонотипических геодинамических обстановок; 4) применять формационный анализ и историко-геологический, или сравнительно-тектонический, (Шатский, 1960) методы исследований в применении к сильно деформированным и метаморфизованным комплексам.

Научная новизна. (1) Впервые проведено исследование зеленокаменных поясов в ракурсе геодинамики взаимодействия мантийно-плюмовых и субдукционных процессов и показано, что формирование известных на сегодня архейских бонинитовых серий происходило в режимах интра-оксанических зон конвергенции при активном воздействии на субдукционные процессы мантийно-плюмовых производных – океанических плато и горячих точек.

(2) Установлено, что петрогенетические условия формирования бонинитовых серий на протяжении всего архейского периода заметно не отличались от фанерозойских, свидетельствуя о том, что степень векового охлаждения верхних горизонтов мантии на протяжении ее геологической истории не превышала 30°C/ млрд. лет. В то же время, глубокие горизонты архейской мантии, питавшие коматитовые мантийные плюмы, были существенно более горячими, превышая современные значения на 250 – 300°C.

(3) Показано, 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.

(4) На основе закономерностей, вытекающих из современной геодинамики взаимодействия мантийно-плюмовых и субдукционных процессов на границе Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли, разработана модель, описывающая механизмы и следствия взаимодействия такого рода, которая по-новому позволяет рассматривать процессы формирования архейских гранит-зеленокаменных областей.

Практическое значение. Изложенные в диссертации результаты могут быть использованы в качестве методической основы для палеогеодинамических реконструкций архейских гранит-зеленокаменных областей в целях металлогенического прогноза.

Личный вклад автора. В постановке проблематики данного исследования лежит многолетний опыт работ в докембрийских областях, которые автор проводил со многими коллегами из ГИН РАН, ИГЕМ РАН, ИГ Карельского НЦ РАН и других организаций, что нашло отражение в совместных публикациях. Основные результаты и выводы этих публикаций являются составной частью работы, которая, тем не менее, по рассматриваемым проблемам далеко выходит за рамки региональных исследований и является авторской.

Публикации и апробация результатов работы. По теме диссертации опубликовано 64 печатные работы, включая 2 коллективные монографии и 25 статей в рецензируемых российских и зарубежных журналах; 4 статьи сданы в печать.

Основные положения диссертационной работы представлялись и докладывались на всероссийских и международных совещаниях и конференциях, в частности, на международных симпозиумах MAFGS (С.-Петербург, 1995) и «Докембрий Европы» (С.-Петербург, 1995, 1996); на Гольдшмидтовских конференциях (1996, 1998); на международной конференции «Ранний докембрий: генезис и эволюция континентальной коры» (Москва, 1999); на XXXII, XXXIII, XXXVIII (Москва, 1999, 2000, 2005) и XXXVII (Новосибирск, 2004) тектонических совещаниях; на I Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты» (Москва, 2000); на международном совещании по проекту EUROPROBE «Архейская – протерозойская плейт-тектоника» (ВСЕГЕИ, С.-Петербург, 2001); на ежегодном съезде Американского Геофизического Союза (AGU 2000 Fall Meeting, Сан-Франциско, 2001); на международной конференции «Проблемы геодинамики и минерации Восточно-Европейской платформы» (Воронеж, 2002); 9, 10 и 11 международных симпозиумах Европейского союза (Страсбург, 1997, 1999; Ницца, 2001), 2 – 6 рабочих совещаниях по международному проекту SVEKALAPKO (Ламми, Финляндия, 1997, 1999, 2000, 2001; Репино, Россия, 1998); 4-м международном совещании по архею (Перт, Австралия, 2001); Всероссийской научной конференции «Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков» (Москва, 2002); на симпозиуме Международной Метаморфической Ассоциации IMA (Эдинбург, 2002); IX Чтениях А.Н. Заварицкого «Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые» (Екатеринбург, 2003); 32-м Международном геологическом конгрессе (Флоренция, 2004)

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 6-ти глав и заключения. Текст изложен на 350 машинописных страницах, сопровождается 176 рисунками и 18 таблицами. Список литературы включает 1031 наименование.

Работа структурирована согласно перечисленным задачам исследования. Первая глава посвящена анализу состояния изучения субдукционных и мантийно-плюмовых процессов в архее в связи с более высоким общим теплотокотом ранней Земли, что представлялось необходимым для конкретизации постановочной части исследования. Во второй главе рассмотрены методические вопросы идентификации вулканогенных формаций субдукционного и мантийно-плюмового генезиса в метаморфизованных и сильно деформированных ассоциациях зеленокаменных поясов. Третья глава описывает геодинамические закономерности развития зеленокаменных поясов архея, где в последнее время были обнаружены наиболее яркие индикаторы надсубдукционного вулканизма в зонах интра-океанической конвергенции – вулканы бонинитовой серии, которые ассоциируют в разрезах с продуктами мантийно-плюмового магматизма. Присутствие генетически разнородных надсубдукционных комплексов в рассмотренных примерах зеленокаменных поясов обусловило необходимость рассмотрения в главе 4 вопросов геодинамики современных зон субдукции, где обнаруживаются аналогичные комплексы, включая бонинитовые вулканы. Пятая глава обращена также к современному областям интра-океанической конвергенции, где в настоящее время происходит непосредственное взаимодействие мантийно-плюмовых производных (горячих точек и океанических плато) с зонами субдукции несущих их плит. Шестая глава представляет собой синтез выявленных закономерностей геодинамики зон взаимодействия мантийно-плюмовых и субдукционных процессов в аспекте проблем формирования ювенильной континентальной коры.

Защищаемые положения.

1. В архейских зеленокаменных поясах установлены мафит-ультрамафитовые вулканогенные формации надсубдукционного генезиса. К ним относятся ранее не известные в архее метаморфизованные вулканиты бонинитовой серии с фрагментарно сохранившимися свидетельствами их генерации в обстановках спрединга океанического ложа над зонами интра-океанической субдукции, где осуществлялось «мокрое» и малоглубинное плавление мантийного клина.

2. Формационные и петрогенетические характеристики архейских надсубдукционных комплексов обнаруживают заметную схожесть с пост-архейскими аналогами, показывая, что температурные режимы плавления верхних горизонтов мантии не превышали гаковые в фанерозое более чем на 100°C. Напротив, температурные условия в глубинных уровнях архейской мантии, питавшие коматитовый плюмовый вулканизм, превышали температуры фанерозойских мантийных плюмов на 250 – 300°C

3. Являясь производными контрастных геодинамических режимов, мантийно-плюмовые и надсубдукционные вулканогенные комплексы в структуре зеленокаменных поясов, как правило, находятся в тесной пространственной ассоциации. При этом, мантийно-плюмовые производные вовлекаются в петрогенезис надсубдукционных комплексов, свидетельствуя о механизме активного взаимодействия мантийно-плюмовых структур типа океанических плато и горячих точек и зон конвергенции архейских океанических плит. Такое взаимодействие приводило к резкой смене режимов субдукции с изменением ее геометрии и переключением источников магмогенерации известково-щелочных островодужных серий, а также рифтингу надсубдукционной литосферы

4. Основные закономерности формирования энзиматических зеленокаменных поясов архея были близкие к таковым, происходившим на границе Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли, разные сегменты которой демонстрируют активное влияние мантийно-плюмовых структур на развитие и перестройку островодужных систем. Вступление в зону конвергенции положительных структур мантийно-плюмового происхождения приводит к обрыву несущей их погружающейся океанической литосферы, изменению геометрии субдукции, миграции желобов или возникновению систем оппозитной субдукции.

Благодарности. Огромное влияние на становление научной проблемы и ее последующее развитие оказали мои учителя А.С. Новикова и Н.А. Штрейс, прекрасные люди и блестящие ученые, светлая память о которых помогала во время написания этой работы. Неоценимую помощь в организации и финансировании полевых работ в самые трудные годы оказывал С.А. Куренков, память о котором также неизгладима.

Автор благодарен М.В. Минцу, О.М. Розену, В.С. Федоровскому, другим сотрудникам лаборатории тектоники раннего докембрия ГИН РАН за научную и человеческую поддержку в исследованиях проблем геодинамики сложно дислоцированных и метаморфизованных комплексов. Особую благодарность автор выражает А.Н. Кошлову; без созданной им уникальной информационной базы анализ и обобщение огромного числа публикаций, цитируемых в диссертации, были бы практически не возможными. Исследования на Балтийском щите проводились совместно с сотрудниками ГИН РАН И.И. Бабариной, В.П. Злобиным, К.А. Крыловым, ИГЕМ РАН М.М. Богниной, ГЕОХИ РАН Е.В. Бибиковой, ИГ Карельского ИЦ РАН А.И. Слабуновым, В.Н. Кожевниковым, которым автор крайне признателен за помощь, поддержку и дискуссии. Особо теплые слова признательности и благодарности автор адресует А.В. Самсонову и И.С. Пухтелю, многолетнее и плодотворное сотрудничество с которыми оставило заметный след на страницах не только этой работы, но и многочисленных совместных публикациях.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 96-05-65283, 99-05-65607, 00-05-64241, 05-05-65012), ОНЗ РАН (проект 5.1. «Параметры состояния верхних оболочек Земли в раннем докембрии»), проектам ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» МПР РФ и международному проекту EUROPROBE.

ГЛАВА I. Проблемы геодинамики архея

Цель настоящей главы состоит в обозначении проблемных вопросов, попытке решения которых посвящены следующие главы работы. Логика содержания главы определяет общепринятое положение о высоком тепловом потоке ранней Земли, что должно было оказывать влияние на стиль архейских геодинамических процессов

1.1. Тепловой поток ранней Земли и проблема стабилизации архейской литосферы.

Оценки термального состояния архейской коры и мантии длительного времени являются предметом дискуссий и глобальных тектонических выводов. Первый из таких выводов был сделан в 1863 году лордом Кельвином, который рассчитал скорость векового остывания Земли при условии ее первоначальной средней температуры $\sim 3300^{\circ}\text{C}$. Используя постулат о кондуктивном механизме теплопотери, он показал, что возраст консолидированной Земли должен составлять 98 млн. лет. Открытие радиоактивного распада привело к кардинальному пересмотру теплового потенциала планеты и позволило определить возраст Земли – $\sim 4\ 56$ млрд лет. Установление столь древнего возраста Земли вновь выдвинуло проблему ее тепловой эволюции. В самом общем виде она формулируется следующим образом: «Каково было начальное термальное состояние Земли, и каковы были преобладающие механизмы ее теплопотери для того, чтобы получить известные характеристики ее современного теплового состояния?». Эта задача получила название «дилеммы Кельвина», попытки решения которой сталкиваются с проблемой теплового коллапса планеты, неизбежно виртуально наступающего в геологическом прошлом.

Хотя радиоактивный распад и рассматривается в качестве главного энергетического топлива геодинамической активности Земли, количественный вклад этого источника остается спорным. Известно, что, несмотря на наибольшие значения теплопотока в океанических областях Земли, содержания радиоактивных элементов в базальтах СОХ оказываются чрезвычайно низкими. Такие низкие концентрации соответствуют числу Юри (отношение глобальной радиогенной теплогенерации к общему теплопотоклу планеты) менее 0.16. С другой стороны, аппроксимация оценок средних концентраций радиоактивных элементов в Земле и ее общего теплопотока показывает, что отношение числа Юри должно быть равно ~ 0.5 (Richter, 1985; Crstensen, 1985) или выше. Одним из путей преодоления данного противоречия считается возможность существования в глубоких горизонтах мантии изолированного от конвективного влияния слоя обогащенного радиоактивными компонентами.

Проблема обогащенного резервуара обсуждается длительное время не только геофизиками, но и геохимиками. Эта проблема восходит к необходимости как соблюдения баланса в количестве радиоактивных теплогенерирующих элементов, так и к объяснению факта ранней изотопной (Sm-Nd, Lu-Hf, Rb-Sr) деплетации верхней мантии. Следовательно, должен был существовать в это время и комплементарный обогащенный резервуар. В качестве кандидатов на его роль рассматривалась: (1) континентальная кора, которая в последующем была полностью уничтожена; (2) коматиитовая или базальт-коматиитовая кора, которая была полностью субдуцирована и захоронена в мантии, (3) базальтовая кора.

Хотя известны детритовые гранитоидные цирконы с возрастом до 4.404 млрд лет (Wilde et al., 2001), общее количество сиалического материала до ~ 3.85 млрд лет было настолько малым, что оно не чувствуется ни одной из изотопных систем. Значимая сегрегация первых масс континентальной коры произошла только около 3.8 млрд лет тому назад, но, по-видимому, она носила спорадический характер (Windley, 1995). Ничтожно малая доля сохранившейся континентальной коры этого возраста, может свидетельствовать о ее интенсивном мантийном рециклинге. Гипотезы о существовании на поверхности раннеархейской Земли первичной коматиитовой или базальт-коматиитовой коры с низкими Sm/Nd отношениями также требуют допущения ее рециклинга с захоронением в глубоких горизонтах мантии.

Но, какова бы ни была природа обогащенного геохимического резервуара, и в каких горизонтах мантии он бы не находился, сам по себе этот источник тепла не достаточен для получения картины адекватной современному тепловому состоянию Земли (*Richter, 1986*). Ключевым процессом для поддержания ее теплового баланса является процесс термальной конвекции, которая способна эффективно эксплуатировать все внутреннее тепло Земли. Без включения в параметрические расчеты этого фактора быстрая тепловая смерть планеты оказывается неизбежной. Даже многие варианты параметризации конвективных режимов мантии сталкиваются с этой проблемой, предсказывая полностью расплавленное состояние поверхности Земли в какой-то момент времени не слишком отдаленного с геологической точки зрения. Решение «дилеммы Кельвина» только сейчас позволяет достичь приемлемых температур мантии для возраста 3.8 – 4.0 млрд. лет. При этом происходит усложнение моделей с введением в параметризацию конвекции нелинейных зависимостей вязкости мантии от температуры и глубины/давления (*Korenaga, Jordan, 2002, Korenaga, 2003*) и разнонаправленного действия различных механизмов кондуктивной теплопроводности (*van den Berg, Yuen, 2002*). Эти решения, так или иначе, вынуждены использовать механизм плит-тектоники с высокими значениями чисел Рейля конвектирующей мантии и с балансирующей диссипацией тепловой энергии в субдукционных зонах (*Conrad, Hager, 1999*). В противном случае в мантии должна была возникнуть застойная конвекция с нарастанием конвективных теплопотерь, и, как следствие, возникновение магматического океана. Чем раньше устанавливался режим интенсивной конвекции мантии, сопровождаемой процессами ее химической дифференциации и образованием пограничного термального слоя (литосферы), тем раньше происходил и переход от расплавленного состояния верхних оболочек Земли (гадея) к их твердому состоянию (архею). Из такого решения дилеммы Кельвина следует, что степень векового охлаждения Земли не могла превышать $80^{\circ}\text{C}/\text{млрд лет}$, т.е. средняя температура архейской мантии была не более чем на $200 - 250^{\circ}\text{C}$ выше средней температуры современной мантии.

С другой стороны, широкая распространенность коматиитов в архее рассматривается в качестве доказательства перегретого ($> 300^{\circ}\text{C}$) мантии того времени. Однако существует много геологических фактов, указывающих на то, что термальная структура и мощность архейской литосферы архея значимо не отличались от современных. К числу таковых относятся данные по реконструкции геотермических градиентов гранулитовых областей (напр. *England, Bickle, 1984*) и архейским возрастам алмазов из кимберлитовых трубок. Из этого следует, что уже в мезоархее существовали области с холодной, отвечающей полю стабильности алмазов, литосферой, которая не подвергалась конвективной пертурбации, по крайней мере, с 3.0 млрд. лет (*Boyd, 1985*).

Наиболее эффективным механизмом, препятствующим силам конвективного воздействия, является химическая дифференциация мантийного вещества. Уменьшение плотности, вызванное плавлением мантии, приводит к стабилизации литосферы, препятствуя ее быстрой субдукции и деструктивному воздействию конвективной нестабильности (*Oxburg, Parmentier, 1977*). Поскольку для архея предполагаются более высокие мантийные температуры и более интенсивное ее частичное плавление, то такой механизм должен был приводить к формированию стабильной литосферы, устойчивой к конвективной пертурбации. Важнейшее для геодинамики его следствие состоит в том, что в архее при более высоких мантийных температурах должна генерироваться океаническая кора большей мощности, чем современная (*Sleep, Windley, 1982*). Мощность, образуемая расплавленной фракцией при плавлении более горячей верхней мантии, должна существенно превышать мощность современной океанической коры (~ 6 - 7 км), которая формируется при плавлении мантии СОХ с потенциальной мантийной температурой 1280°C (*McKenzie, Bickle, 1988*).

1.2. Океаническая кора в архее. Хотя эмпирически установленная зависимость потенциальной мантийной температуры (T_p) и мощности формируемой океанической коры (*Klein, Langmuir, 1987, McKenzie, Bickle, 1988*) не подвергается сомнениям, оценки этих

параметров для архейского времени остаются предметом дебатов. Одна точка зрения связывает потенциальные температуры архейской мантии с широким проявлением коматитового вулканизма, что считается доказательством горячей архейской мантии с потенциальными мантийными температурами 1600°C и выше. По всей видимости, высокие оценки T_p для архейской мантии в среднем являются нереальными, поскольку максимальные значения T_p около 1700°C лимитируются буферированием температуры из-за полного плавления перидотита при адиабатической декомпрессии. Это неизбежно бы привело к массовому излиянию коматитовых лав, которые в таком случае составляли бы весь объем зеленокаменных поясов (Bickle et al., 1994)

Наиболее логичной и получившей общее признание является модель плюмового происхождения коматитов (см., Arndt et al., 1997). Согласно данной модели продуцирование коматитов связывается с мантийными горячими точками, предполагая, что средние потенциальные температуры архейской мантии превышали современные значения менее чем на 100°C (Campbell, Griffiths, 1992). Такой вывод получил подтверждение результатами оценок T_p по анализам базит-ультрабазитовых разрезов энзиматической природы с возрастными от 15 до 3750 млн. лет (Abbott et al., 1994). Согласно полученной зависимости, верхняя мантия мезо- и неорархейского времени была горячее только на 91°C. Она должна была при адиабатической декомпрессии начинать плавиться на глубине ~ 92 км, продуцируя океаническую кору мощностью около 20 км. Идентичные оценки получены и для параметров палеорархейской верхней мантии (Ohta et al., 1996). Таким образом, скорость остывания верхней мантии за период с ~ 3.5 млрд. лет тому назад до настоящего времени могла составлять всего около 30°C/млрд. лет. Экстраполируя кривую изменения T_p мантии от современного ее состояния до архея, когда это значение могло достигать 1450 - 1500°C, получаем, что процессы частичного плавления архейской мантии при ее адиабатической декомпрессии должны были протекать аналогично тому, как это происходило при формировании современных океанических плато. Коровые разрезы океанических плато представляются наилучшими кандидатами на образ строения архейской океанической коры мощностью около 20 км (Bickle et al., 1994; Щипанский, Новикова, 1994, Kent et al., 1996, Щипанский, 2002; Moores, 2002). В основу модели строения архейской океанической коры положена аналогия с глубинной структурой Исландии. T_p мантийного поднятия под Исландией ~ 1500°C, определенная по составам примитивных лав, согласуется с сейсмологическими данными, согласно которым средняя коровая мощность Исландского плато составляет около 25 км (White et al., 1992). Скоростная картина глубинного строения коры Исландии позволяет ясно различать два слоя - верхнюю и нижнюю кору.

Верхняя кора по скоростным характеристикам сопоставляется со слоем 2 океанической коры, превышая мощность последней более чем в два раза. По аналогии с Исландией можно полагать, что верхняя часть архейской океанической коры должна была слагаться толщами E- или T-типа MORB с с некоторым количеством пикритов или коматитовых базальтов свидетельствующих о высокотемпературной мантии. Кроме того, малую часть объема лавового комплекса могли составлять вулканы средне-кислого состава, формировавшиеся при фракционной дифференциации основных расплавов или за счет частичного плавления амфиболитов нижней коры. Предполагается, что этот слой насыщен габбровыми и габбро-пироксенитовыми силами и рассеянными дайковыми роями.

Кровля нижней коры Исландии фиксируется по резкому излому в скоростях продольных волн на значении $V_p \sim 6.5$ км/сек. Быстрый нарастание скорости продольных волн до 7.1 км/сек требует изменения петрографии на преобладание габбро-перидотитовых составов (Foulger et al., 2003). К основанию нижней коры скорость продольных волн нарастает до 7.5 - 7.9 км/сек. Подобная картина свойственна и другим океаническим плато, что контрастирует с данными по скоростной структуре базальных горизонтов океанических бассейнов (6.7 - 6.8 км/сек) (Christensen and Salisbury, 1975). Наиболее приемлемым объяснением высоких скоростей в нижней коре плато считается присутствие значительного количества оливина (Carlson et al., 1980). Анализ фазовых соотношений продуктов

мантийных расплавов показывает, что при низких степенях плавления перидотита на глубинах ≥ 70 км генерируется высокомагнезильная магма ($MgO \sim 15 - 18$ вес. %) пикритового состава с большим содержанием оливина, чем в наблюдаемых на поверхности толетовых лавах с содержаниями $MgO \sim 6 - 8$ вес. % (Stolper, 1980). Следовательно, первичные расплавы должны испытывать сильную фракционную дифференциацию с ранней отсадкой оливина и накоплением в остаточной жидкости плагноклаза. Таким образом, нижняя кора Исландии мощностью ≥ 15 км, вероятно, представляет собой реститовую смесь габброидного (габбро-амфиболитового) и дунитового состава, что в наилучшей степени удовлетворяет высокоскоростным характеристикам этого слоя современных плато (Foulger et al., 2003).

Контрастные различия архейской и современной океанической коры, вытекающие из теории частичного плавления верхней мантии, предопределили неоднозначное восприятие мафит-ультрамафитовых разрезов зеленокаменных поясов, как возможных аналогов офиолитов. Хотя многие из подобных разрезов по геологическим и изотопно-геохимическим данным связываются с энзиматическим генезисом, высказывалось требование, согласно которому для идентификации офиолитов в архее должны быть обнаружены три или даже четыре необходимых компонента пенроузского определения офиолитов (Bickle et al., 1994). С другой стороны, такое жесткое требование представляется дискриминационным по отношению к архею, поскольку в фанерозойских поясах имеющиеся разломные ограничения два или даже один из членов полной офиолитовой последовательности часто «по умолчанию» относят к тектонически расчлененным фрагментам офиолитов (Sylvester et al., 1997).

Вплоть до последнего времени к наиболее древним офиолитовым комплексам относились палеопротерозойские (1.95-1.99 млрд. лет) комплексы Йормуа, Финляндия и Пуртуник, Канада (Kontinen, 1987; Stott et al., 1992), а также супрасубдукционные офиолиты Пейзон, центральная Аризона (Damm, 1991). Многие авторы интерпретируют эти находки как доказательство того, что плейт-тектонические процессы на Земле начались конце палеопротерозоя. Однако, строго говоря, комплексы Йормуа и Пуртуник не дают однозначной картины о характере спрединга и типах океанических бассейнов того времени. В обоих случаях в существенных объемах обнаруживаются производные мантийно-плюмового магматизма OIB-типа. В офиолитах Пуртуник отсутствуют мантийные тектониты, зато мощность кумулятивных габброидов и ультрамафитических пород достигает 6 км. Общая мощность всего разреза составляет более 9 км. Напротив, мощность полного офиолитового разреза Йормуа не превышает 4 км. Таким образом, вопрос о том, являются ли эти офиолитовые комплексы репрезентативными для океанической литосферы палеопротерозоя, остается в действительности не однозначным. В настоящее время стало очевидным широкое разнообразие устройства как офиолитовых разрезов, так и океанической коры. Оно отражает генетические различия в процессах развития и магматической аккомодации зон растяжения океанической литосферы, которые могут реализовываться в различных геодинамических обстановках (Coleman, 1984; Knipper и др., 2001). Следовательно, вопросы соответствия какого-либо офиолитового разреза превалирующему типу строения океанической литосферы являются скорее интерпретационными, а не очевидными.

Несмотря на объективные сложности выделения среди мафит-ультрамафитовых комплексов архея ассоциаций схожих по своему структурно-вещественному наполнению с офиолитами, за последние годы были обнаружены и описаны несколько подобных ассоциаций

Наиболее древний (3490 млн. лет) из известных примеров – Джеймстаунский комплекс в основании разреза Барбертонского пояса, Южная Африка (de Wit, Hart, 1986). Хотя он и рассматривается в качестве офиолитовой последовательности *sensu stricto*, отмечается и ряд его отличий от фанерозойских офиолитов. Во-первых, этот разрез включает значительный объем коматитовых лав. Во-вторых, дайковый комплекс распространен в виде локальных пакетов. В-третьих, не исключено, что маломощная перидотитовая зона является

кумулятивной составляющей фракционирования высокомагнезиальных расплавов, а не фрагментов верхней мантии (*Tredoux et al., 1989*). Седиментологические исследования кремнистых образований и сланцев показали их необычайную мелководность - глубина бассейна не превышала первых десятков метров (*de Wit, 1991*) Совокупность данных о мафит-ультрамафитовых комплексах Барбертона позволяет сделать вывод о том, что разрез Джеймстауна более всего схож не с современными офиолитами, а представляет собой верхнекоровую часть палеоархейского океанического плато (*Lowe, 1994*).

Вторым разрезом, который был интерпретирован как фрагмент архейской океанической коры, является нижняя часть группы Кэм (~ 2.7 млрд. лет) в основании пояса Йеллоунайф провинции Слейв Канадского щита (*Helmstaedt et al., 1986*). Этот разрез (формация Чен) имеет мощность > 7 км и состоит из метаморфизованных габбро, базитовых даек и подушечных толеитовых лав. Пакеты мультипликативных даек со 100 % выполнением в некоторых районах пояса составляют более 80% обнажений. Наблюдается и мультиплицирование габбровых силлов, структуры типа "силл в силле", играющие заметную роль в нижней части разреза. Хотя существуют различные варианты геодинамической интерпретации группы Кэм - от континентального рифтинга до спрединга окраинно-морского бассейна (*King, Helmstaedt, 1997*), принципиально то, что при формировании формации Чен процессы растяжения литосферы протекали по механизму аналогичному механизму растяжения и магматической аккомодации в современных быстроспрединовых хребтах, о чем свидетельствует хорошо выраженный дайковый комплекс. Однако процессы частичного плавления верхней мантии, вероятно, были более интенсивными по сравнению с современными. Мощность и лавового и дайкового комплекса здесь многократно превышает мощности подобных комплексов в современных СОХ.

Разрез Донгвензи был идентифицирован в качестве офиолитового в неоархейском Центральном орогенном поясе Северо-Китайский кратона (*Kusky et al., 2001*). В северной части пояса выделяется структурный пояс Зунхуа, представляющий собой крупный аллохтон пород амфиболитовой и гранулитовой фации, надвинутый на неоархейский гранулитовый террейн. Офиолиты были выделены в северо-восточной части пояса, где закартированы три протяженных (до 50 км) и мощных (5 – 10 км) пластины мафит-ультрамафитовых пород, ранее описывавшихся как ассоциация расслоенной интрузии. В самой нижней части разреза обнаружены гарцбургиты со следами ранних высокотемпературных деформаций. Выше залегает ~ 5 – 6 км толща мафит-ультрамафитовых кумулятов, сложенная пироксенитами, дунитами, верлитами, оливиновыми, оливин-пироксеновыми габбро и вебстеритами. Габбровый комплекс имеет мощность около 5 км и представлен преимущественно расслоенным габбро. Комплекс параллельных даек мощностью около 2 км прослежен на протяжении 5 км. Диабазовые дайки секут габбровый комплекс, но наблюдаются и обратные соотношения. Цирконы из габбрового комплекса показали U-Pb конкордантный возраст 2505 ± 22 млн. лет, что позволило отнести этот разрез к архею. Лавовый комплекс в разрезе не сохранился, но представлен в блоках меланжа среди гнейсов, интерпретируемых как турбидитовые осадки метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации (*Li et al., 2002*). Удивительно, но в многочисленных блоках меланжа столь высокой фации метаморфизма обнаруживаются все элементы разреза Донгвензи, включая фрагменты комплекса параллельных даек и подушечных лав. Среди блоков мантийных перидотитов установлены обильные проявления подформных хромитов, что считается типоморфным для фрагментов верхней мантии или перехода верхняя мантия – кора в фанерозойских супрасубдукционных офиолитах (*Li et al., 2002*). Таким образом, пример Донгвензи 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, Li, 2002*).

Эти и другие примеры разрезов зеленокаменных поясов, демонстрирующие свидетельства спрединга океанической литосферы, указывают на то, что в архее существовали жесткие

океанические плиты. Даже пример разреза Джеймстаун, несмотря на его вероятное мантийно-плюмовое происхождение, может свидетельствовать об этом. Обнаруженные здесь мультиплицированные дайки ясно свидетельствуют о жесткости, по крайней мере, верхней части симатической литосферы, несмотря на то, что T_p мантийного плюма достигала 1700°C , т.е. была на $\sim 400^{\circ}\text{C}$ выше, чем средняя температура современной верхней мантии. Эти же примеры иллюстрируют то, что проблема архейских офиолитов в большей степени сводится к проблеме идентификации членов офиолитовой последовательности в сложно деформированных и метаморфизованных толщах архея. Фрагментированные офиолитовые комплексы подобные тем, что широко распространены в аккреционных комплексах Циркумпацифики, могут быть обнаружены и во многих других поясах архея (*de Wit, 2004*). Разные обстановки формирования офиолитов не позволяют строго связывать мощность и особенности строения сохранившихся офиолитовых разрезов с превалирующим на каком-то отрезке геологического времени строением океанической коры. Тем не менее, гигантские мощности лавовых, дайковых и кумулятивных комплексов сохранившихся разрезов Донгвензи, Йеллоунайф и Пуртуник позволяют думать, что мощности архейской и палеопротерозойской океанической коры должны были в несколько раз превышать, мощности современной океанической коры.

1.3. Была ли возможной субдукция в архее? Различия в термальном состоянии ранней Земли создают основу для разнообразных идей об особых режимах формирования континентальной коры. Теоретически, мощная архейская океаническая кора должна была иметь меньшую интегральную плотность, следовательно, обладать большей плавучестью, чем современная океаническая кора. Более высокая мантийная температура должна уменьшать вязкость мантии, что также не благоприятствует реализации субдукции. Однако вопрос о том, когда начались процессы субдукции, остается открытым. Начался этот процесс внезапно или вступление плитовой тектоники было растянуто во времени?

Ответы на эти вопросы дают широкий диапазон временных оценок начала субдукции. Физическим условием для начала субдукции является необходимость возникновения гравитационной нестабильности океанической литосферы, когда океаническая плита вследствие охлаждения приобретает среднюю плотность равную плотности подстилающей мантии. Если использовать стандартные значения плотности коры, мантии и литосферы, а также принять известное решение о мощности пограничного слоя как функции возраста плиты, то возраст океанической плиты мощностью 7 км, необходимый для достижения ее нейтральной плавучести, составляет 22 млн лет. В рамках данной модели оказывается, что, если мантия будет горячей лишь на 50°C по сравнению с современной, субдукция оказывается невозможной, поскольку океаническая плита будет обладать положительной плавучестью. Отсюда следует, что субдукция, а, следовательно, механизм тектоники плит должен был заработать в промежутке времени между 0.9 и 1.4 млрд лет; до этого времени должна была действовать «дошлитная тектоника» (*Davies, 1992*). Однако известно, что обширные сегменты океанической литосферы возраста < 22 млн лет субдуцируют, несмотря на «запрет» рассмотренной выше модели. Другой оценкой предельно допустимой мощности океанической коры для возможности субдукции является 17 км, которая получена эмпирически на основании длительной сохранности (> 80 млн лет) океанических плато (*Cloos, 1993*). Появившиеся в последнее время численные модели субдукции при различных потенциальных температурах мантии показывают, что до $T_p > 1525^{\circ}\text{C}$ (мощность океанической коры менее 22 км) субдукция оказывается устойчиво возможной (*van Hunen, 2001*). Дальнейшее повышение T_p до 1600°C (мощность коры около 30 км) приводит к блокированию субдукции.

Еще один механизм, позволяющий снять «запрет» на субдукцию как современных океанических плато, так и мощной океанической коры архея, может быть связан с особенностями их глубинного строения. Если вернуться к Исландии как вероятному аналогу строения архейской океанической литосферы, то важным представляется отметить ее свойства гравитационного поля. Модельные расчеты положительной гравитационной

аномалии Исландии показывают, что в наибольшей степени она отвечает условию, когда плотностная разница между корой и подстилающей мантией составляет около 90 кг/м^3 (Menke, 1999). Контраст разителен, если учесть, что плотностная разница между «стандартной» океанической корой и подстилающей ее мантией составляет $300 - 350 \text{ кг/м}^3$, что и принимается в расчетах определения граничных условий гравитационной нестабильности океанических плит. Ответ на вопрос о том, каковы действительные причины такой гравитационной аномалии коры Исландии остается открытым. Но можно предположить, что ее нижняя кора является сильно утяжеленной по сравнению с габброидным слоем 3 нормальной океанической коры. Одним из вариантов объяснения «утяжеления» нижней коры Исландии может быть наличие мощных горизонтов ультраосновных кумулятивных пород. Плотность дунитов в подобных и, что важно в сухих, условиях оценивается в $3.40 - 3.45 \text{ г/см}^3$ (Bickle, 1986). Мощности 5 – 6 км «чистого дунита» будет достаточно для приобретения аномальных характеристик плотности утолщенной коры Исландского типа, которая при таких характеристиках является потенциально гравитационно-нестабильной.

Трудности, возникающие с положительной плавучестью мощных симатических построек, включая неясности с судьбой океанических плато, предопределили появление многочисленных моделей плюм-тектоники, чаще всего распространяемых на архейскую эпоху. Однако ни одна из таких моделей не дает ответа на вопрос о дальнейшей судьбе того мощного слоя базит-ультрабазитового материала, который неизбежно бы формировался при господстве плюмовой тектоники. Возможным сценарием «стирания» раннего верхнего пограничного слоя мог быть процесс его трансформации в условиях формирования континентальной коры, т.е. этот базит-ультрабазитовый слой должен был бы быть источником для формирования тоналит-троиьемит-гранодиоритовых (ТТГ) серий, составляющих основной объем архейской континентальной коры. Имеющиеся данные по геохимическим и петрологическим исследованиям архейских ТТГ комплексов позволяют допускать возможность их образования при частичном плавлении нижнекоровых частей мощных (>30 - 50 км) мафитовых построек типа океанических плато, где предполагается трансформация амфиболита в эклогит. Согласно экспериментальным работам, образование пород ТТГ серии связывается с частичным плавлением метаморфизованных базитов в широком диапазоне давления (8 - 32 кбар) при температурах от 800°C до 1100°C . Хотя подобные P-T- параметры частичного плавления метабазитов считаются более всего подходящими для зон субдукции океанических плит с высоким геотермическим градиентом, нельзя также исключать того, что при определенных условиях они могли возникать непосредственно в нижних частях утолщенной архейской океанической коры мощностью $\geq 30 \text{ км}$. Известен лишь один пример возможной реализации модели частичного плавления в низах мафической коры Карибского океанического плато, генерировавшего тоналиты сантон-кампана острова Аруба (White et al., 1999). Для условий более горячей архейской мантии подобные модели образования ТТГ серий представляются более вероятными, но они ограничены только отдельными регионами мезоархея. Это – блок Среднего Приднепровья Украинского щита и кратон Пилбара, Западная Австралия (Щианский, Подладчиков, 1991, Самсонов и др., 1993; Smithies, 2000) и Онетский зеленокаменный пояс Шарыжалгайского блока Сибирского кратона (Туркина, 2000, 2002, Turkina, Nozhkin, 2003). Очевидно, что эти области никак не могут решить проблему глобальной плюмовой тектоники архея. Даже в случае принятия в качестве источника для магм ТТГ эклогитизированные нижнекоровые части океанических плато, остается серьезная проблема с водной флюидной фазой требуемой для генерации значительных объемов кислых расплавов (Skjerlie, Patiño Douce, 2002). Вероятно, что все же большинство океанических плато и горячих точек в геологической истории Земли были субдуцированы и рециклированы в мантии. Действительно, если бы океанические плато были бы абсолютно несубдуцируемыми, то они целиком бы заполнили океанические пространства за ~ 650 млн лет (Albarède, van der Hilst, 2002).

Таким образом, существует гораздо больше аргументов за субдукцию в архее, нежели *против* таковой. Согласно наиболее популярным моделям формирования ТТГ серий архей, их образование описывается частичным плавлением недегидратированной океанической коры, а не магматического клина, как это считается для современных субдукционных обстановок (Martin, 1986, 1994). Важнейшим геодинамическим следствием такой модели могло быть то, что наклон архейских зон субдукции был пологим, а субдуцируемая океаническая плита полностью дезинтегрировалась на глубинах менее 200 км, тогда как для фанерозоя предполагается крутое погружение субдуцируемых слэбов до границы ядро-мантия (McCulloch, 1993). Предполагается, что пологая субдукция “производила” новую континентальную кору, примерно, до начала палеопротерозоя, когда процессы постепенного охлаждения Земли привели к утонению океанической коры и, как следствие этого, к увеличению крутизны субдукционного погружения (Abbott et al., 1994).

Модель пологой субдукции в архее получила серьезную поддержку, когда было показано, что архейские ТТГ серии по большинству своих петро- и геохимических характеристик являются аналогами кайнозойских высокоглиноземистых кислых шлагиопорфировых лав, получивших название адакитов (Defant, Drummond, 1990). Существующие некоторые различия между составами современных адакитов и ТТГ серий архей интерпретируются постепенным повышением давления, при котором начинается плавления слэба, т.е. увеличением наклона погружающихся плит от палеоархея до фанерозоя (Martin, Moyen, 2002). Установленная тенденция изменения составов ТТГ во времени и предложенная модель увеличения угла наклона субдукции, по-видимому, носит усредненный характер, отражая общую направленность процессов эволюции петрогенезиса ТТГ составов. В работе рассмотрены примеры, иллюстрирующие исключения из этого общего правила, которые, тем не менее, имеют важные следствия для интерпретации субдукционных обстановок в архее.

Большинством исследователей процесс трансформации базальта в эклгит рассматривается в качестве главного фактора в инициации субдукции океанической плиты, поскольку на каком-то интервале погружения происходит резкое увеличение плотности на 600 кг/м^3 . В соответствии с различными геотермическими градиентами вдоль погружающихся океанических плит «холодным» и «теплым» - метаморфические реакции базальт-эклгитового перехода происходят либо по пути формирования лавсонитовых эклгитов, либо амфиболовых эклгитов (Peacock, Wang, 1999, Hacker et al., 2003). Для архейских обстановок с более высокими геотермическими градиентами можно ожидать, что трансформация базальта в эклгит должна была происходить по пути формирования амфиболовых и амфибол-цоизитовых эклгитов. Последнее подтверждается недавними находками архейских амфиболовых эклгитов Гридино (Slabunov et al., 2002; Володичев, 2004) и Самы (Konilov et al., 2004, Щипанский и др., 2005) на Балтийском щите. «Более горячая» амфибол-цоизитовая трансформация базальта в эклгит сопряжена с зонами пологой субдукции, тогда как глаукофан-лавсонитовый путь эклгитизации свойственен зонам крутой субдукции холодных океанических плит (Peacock, 2003). Этот факт позволяет объяснить давнюю проблему отсутствия в раннем докембри голубосланцевого метаморфизма.

1.4. Мантийные плюмы в архее. Различаются два типа мантийно-плюмовых образований – собственно плюмы, т.е. обширные регионы поднятия горячей мантии, и горячие точки, над которыми формируются асейсмические хребты и цепи океанических островов шириной, не превышающей 75 км. Несмотря на различия во взглядах о природе нижней термальной границы мантийных плюмов, существует общее согласие в том, что продукты плавления мантийных плюмов обладают особыми составами, отличающимися как от базальтов СОХ, так и островодужных систем. Потенциальные мантийные температуры, определяющие начало адиабатического плавления поднимающихся головных частей плюма, оказываются,

примерно, на 200 – 250°C более высокими, чем T_p пассивного апвеллинга верхней мантии (McKenzie, Bickle, 1988; Campbell et al., 1989 и др.).

Наиболее важной закономерностью в эволюции мантийно-плюмового магматизма в геологической истории является установленное уменьшение магнезиальности пост-архейских примитивных плюмовых вулканитов по сравнению с архейскими коматититами. Если для фанерозойских плюмовых вулканитов наиболее магнезиальными являются пикриты с содержаниями $MgO > 12$ вес% и, крайне редко, коматититы с максимальными значениями $MgO 22 - 24$ вес%, то для архея типичными являются коматититы и коматититовые базальты с содержаниями $MgO > 18 - 30$ вес% и $12 - 18$ вес%, соответственно (напр. Herzberg, O'Hara, 1998, 2002). Такая разница составов эквивалентна разнице в потенциальных мантийных температурах поднимающихся плюмов равной ~ 200 - 250°C (Campbell, Griffiths, 1992).

В основе представлений о плюмовой природе коматититового вулканизма лежат известные петрологические данные по ликвидусным температурам коматититовых лав, которые оказываются существенно более высокими по сравнению с ликвидусными температурами толеитовых лав (~ на 300 - 350°C). Поскольку в разрезах зеленокаменных поясов архея коматититовые лавы тесно ассоциируют с толеитовыми базальтами, то отмеченный разрыв в ликвидусных температурах может быть объяснен только с позиций плавления мантийного плюма. В его осевой части происходит подъем коматититовых расплавов из больших глубин, а в головной менее высокотемпературной части предполагается генерация толеитовых расплавов (Campbell et al., 1989). Одним из наиболее ярких независимых свидетельств прямой связи архейских коматититов с глубинными мантийными плюмами являются данные о высоких концентрациях в них отношений $^3He/^4He$ (Richards et al., 1996).

Еще одна заметная разница между архейской и пост-архейской плюмовой геодинамикой обнаруживается при сравнении геохимических характеристик продуктов плюмового магматизма. Если для фанерозойских обстановок типичными являются обогащенные вулканиты горячих точек, т.е. вулканиты OIB-типа, то для архея господствующим типом плюмовых вулканитов являются коматититы с деплетированными геохимическими характеристиками. Вулканиты OIB-типа обладают обогащенным спектром распределения высоkozарядных некогерентных и редкоземельных элементов. Неконтрастированные континентально-коровым материалом коматититы, как типичные представители, архейских мантийных плюмов, наоборот, характеризуются деплетацией легкими редкоземельными и другими несовместимыми элементами. Кроме того, они обнаруживают положительные значения ϵNd , что указывает на деплетированный MORB-тип мантийного источника (Campbell, Griffiths, 1992). Деплетированный характер коматититового вулканизма мог быть связан с тем, что разделение Земли на ее оболочки произошло очень быстро, в пост-аккреционную стадию, когда, по-видимому, и возник обширный мантийный резервуар MORB-типа (Campbell, Griffiths, 1992; Caro et al., 2003). Деплетация коматититов может быть также связана с эффектом высоких степеней частичного плавления верхней мантии, которые достигали 50 – 60% (Arndt, 1977; Herzberg, 1992). Другое объяснение деплетации коматититовых лав лежит в плоскости предположения о вовлечении в плюмовый подъем деплетированного материала верхней мантии, который, таким образом, становится своего рода частью самого плюма (Kerr et al., 1995). Однако утверждение об исключительной деплетации архейских мантийно-плюмовых образований является не вполне корректным. В провинции Слейв известны неархейские метапикриты OIB-типа (Don Francis et al., 1999). Метавулканиты этого типа обнаружены и в Северокарельском поясе Балтийского щита (Кожжевников, 2002; Shchipansky et al., 2004). Кроме того, в зеленокаменных поясах присутствуют и относительно обогащенные ферропикриты и феррокоматититы, которые генерировались при меньших температурах и меньших степенях частичного плавления, чем собственно коматититы (Gibson, 2002). Таким образом, в архее, как и в пост-архейское время, режим формирования мантийных плюмов скорее был разнообразным, нежели равномерным, связанным с одним пограничным термальным слоем.

Вследствие относительно широкого распространения коматитов в архее распространено мнение о том, что плюмовая геодинамика была господствующим стилем тектоники этого времени. Пожалуй, этот фактор является единственным аргументом в пользу данной точки зрения. Но небезынтересным будет отметить эволюцию взглядов на геодинамическую значимость коматитов. Ранее высокие ликвидусные температуры коматитовых лав интерпретировались как свидетельство в пользу тотально горячей верхней мантии, и, как следствие, экстремально тонкой архейской океанической литосферы (напр., *Arndt, 1983, Nisbet, Fowler, 1983*). В настоящее же время связь коматитового вулканизма с глубинными мантийными плюмами считается аксиоматическим положением современной петрологии и геодинамики. Практически не оспаривается положение и о том, что, как и в мезокайнозойской истории Земли, так и в архее коматит-содержащие формации представляют собой фрагменты океанических плато или континентальных траппов. Так, происхождение древнейших (~ 3.5 млрд. лет) коматитовых разрезов поясов Барбертон и Питерсбург Каапваальского кратона связывается с океаническим плато (*Lowe, 1994, Lahaye et al., 1995*). С этим же типом мантийно-плюмовых структур, по-видимому, было связано формирование палео- и мезоархейских гранит-зеленокаменных областей Пилбара, Западная Австралия и Среднего Приднепровья Украинского щита и Воронежского кристаллического массива (*Щипанский, Подладчиков, 1991; Щипанский, 2002; Shchipansky, Bogdanova, 1996; Zegers, van Keken, 2001; Green et al., 2002*). Многочисленные фрагменты разновозрастных океанических плато были идентифицированы и среди зеленокаменных поясов Канадского щита (*Kushy, Polat, 1999*). В Карельской гранит-зеленокаменной области к фрагментам нео- и мезоархейских океанических плато были отнесены коматит-толеитовые разрезы Костомукшского пояса (*Puchtel et al., 1997, 1998*) и Каменноозерской структуры Суомозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (*Puchtel et al., 1999*).

В действительности же тотальная распространенность коматитов в архее представляется сильно преувеличенной. Оценка глобальной распространенности коматитов в архее показала, что доля коматитов в большинстве поясов не превышает 5%, а во многих поясах коматиты отсутствуют вовсе (*de Wit, Ashwal, 1997*). Максимальная активность коматитового вулканизма пришлась на рубеж около 2.7 млрд. лет, а не на эо- и палеоархей, как следовало бы ожидать из концепции плюмовой геодинамики архея. Аналогичная картина вырисовывается и на основании статистического анализа распространенности высокомагнезиальных мантийно-плюмовых пород Мира в геологической истории Земли (*Isley, Abbott, 2002*). Как следует из этого анализа, в архее произошло одно мощное плюмовое событие около 2700 млн лет тому назад, которое по своей интенсивности было сопоставимо с известным суперплюмовым событием в среднем мелу (*Condie, 2000*). Из этого же анализа следует, что вероятная временная распространенность плюмовых событий в архее не сильно отличалась от той картины, которая реставрируется для фанерозойской истории.

В последние годы появились изобилие модели формирования архейских поясов, где предполагается механизм пассивного приращения океанических плато или их коллизия с существовавшими ранее структурами континентального или островодужного происхождения. Если это так, то возникает ряд вопросов, которые до сих пор не получили удовлетворительного ответа. Почему в архейских поясах сохраняются незначительные фрагменты океанических плато, если последние рассматриваются как позитивно плавучие массы, занимающие огромные площади на поверхности Земли? Происходило ли пассивное приращение океанических плато и горячих точек к ранее существовавшим массам континентальной или островодужной коры? Менялись ли параметры субдукции при ее взаимодействии с мантийно-плюмовыми образованиями? Как взаимодействовали позитивно плавучие массы океанических плато и горячих точек с зонами конвергенции плит? Этот ряд вопросов можно адресовать и к геодинамике фанерозойских процессов корообразования. Поскольку их решение может быть найдено, прежде всего, при анализе современных областей взаимодействия мантийно-плюмовой и субдукционной составляющих геодинамики, то тектонический анализ подобных областей представляется важнейшим и

обязательным элементом любого исследования, претендующего на попытку решения поставленных вопросов. Это и определяет принцип структурирования следующих глав настоящей работы.

ГЛАВА II. Критерии для идентификации формаций связанных с субдукционной и мантийно-плюмовой геодинамикой

2.1. Цель главы состоит в рассмотрении проблем классификации вулканогенных формаций субдукционного и мантийно-плюмового генезиса. Конвергенция вещественных составов генетически разнородных пород может быть обусловлена различными причинами – коровой контаминацией, смешением разных типов магм, различными эффектами их фракционной кристаллизации или поведением ликвидусных фаз в сухих и водонасыщенных условиях, метасоматическими процессами и т.д. Что же касается влияния метаморфизма на изменение состава пород, которое многими принимается априори, то его роль представляется сильно преувеличенной. Специальные исследования показывают, что главным способом переноса тепловой энергии при метаморфизме является кондуктивный без существенного изменения начального состава породы (*Bickle, McKenzie, 1987*). Значительные изменения происходят при включении адвективной составляющей теплопереноса, которые являются «канализованными» и приуроченными к таким неоднородностям, как зоны резкой смены литологических разностей и тектонических контактов (*Ferry, Gerdes, 1998*). Несмотря на изохимический характер метаморфических преобразований, в общепринятой практике геохимических исследований архейских пород обычно используются систематики наименее подвижных элементов редкоземельной группы и высокозарядных некогерентных элементов, что и применялось при рассмотрении объектов настоящего исследования.

2.2. **Критерии для идентификации вулканогенных формаций субдукционного (надсубдукционного) генезиса.** К числу важнейших петрологических и геохимических черт этих вулканогенных формаций относятся следующие характеристики:

(1) Обогащенность крупно-ионными литофильными элементами (K, Rb, Cs, Ba, Sr, Th, U) и легкими редкими землями по сравнению с N-MORB, что отражает ведущую роль водного флюида, экстрагируемого из погружающегося слэба, в магмогенерации и контроле ликвидусных фаз расплавов возникающих в мантийном клине.

(2) Выдающейся чертой вулканитов надсубдукционных обстановок является их деплетация в части концентраций высокозарядных некогерентных элементов (Nb, Ta, Ti) относительно концентраций крупно-ионных литофилов, что контрастирует по отношению к поведению этих элементов в базальтах COX. Эта особенность вулканитов надсубдукционных зон была замечена давно (*Perfit et al, 1980; Wood, 1980; Pearce, 1983*), но с тех пор постоянно повторяющаяся картина отрицательных аномалий Nb и Ta в островодужных вулканитах разного возраста стала рассматриваться как их важнейших диагностический признак.

(3) Процессы магмогенерации в зонах субдукционной геодинамики протекают при более высоких параметрах фугитивности кислорода, чем в COX, что отражается в низких Ti/V отношениях присущих вулканитам IAT (*Shervais, 1982*).

(4) Типичной схемой кристаллизации расплавов, генерируемых во флюидизированном мантийном клине над погружающимся слэбом, является OI - Cpx - Pl, тогда как для расплавов COX – OI - Pl - Cpx (*Natland, 1981*). Различия в последовательности кристаллизации главных ликвидусных фаз IAT и MORB магм отражают кардинальные различия в степени водонасыщенности мантийных источников, что приводит к существенным различиям в трендах поведения таких важных отношений в петрогенетическом анализе, как Y/Sr, Zr/Sr, Ti/Y и Zr/Y (*Beard, 1986; Fowler, 1984*).

(5) Для расплавов субдукционных обстановок типичным является обогащение радиогенных изотопов Sr и Pb, что выражается в более высоких значениях отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по сравнению с базальтами MORB. Напротив, систематика Sm-Nd изотопных отношений показывает деплетацию радиогенного Nd, что отражается в более низких

отношениях $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Карпенко и др., 1984; Cohen, O'Nions, 1982; McCulloch, Cameron, 1983; Cameron et al., 1983 и др.).

Перечисленные геохимические характеристики вулканитов, формирующихся в настоящее время и сформированных в геологическом прошлом в субдукционных зонах позволяют использовать их как надежные критерии для ограничения геодинамических обстановок образования вулканогенных формаций в независимости от их возраста и степени метаморфических преобразований

Бониниты и вулканиты бонинитовой серии рассматриваются в качестве наиболее яркого индикатора петрогенетических процессов, происходящих в мантийном клине над зонами *энсиматической субдукции* (Crawford et al., 1989). Необычность их состава (высокие содержания MgO, SiO₂, Cr, Ni) указывает на то, что их первичные расплавы образовывались в равновесии с минералами истощенной перидотитовой мантии. Таким образом, находки бонинитов среди древних островодужных комплексов имеют важнейшее значение для геодинамических реконструкций развития того или иного региона.

Согласно последней классификации высокомагнезиальных вулканических пород, принятой подкомиссией по номенклатуре магматических пород МГС, под бонинитами понимаются вулканические породы, которые удовлетворяют следующим критическим параметрам составов (в пересчете на сухой остаток) – SiO₂ > 52 вес%; MgO > 8 вес% и TiO₂ < 0.5 вес% (Le Bas, 2000). Характер распределения малых элементов бонинитов наглядно показывает необычайно высокую степень деплетации мантийного источника при одновременных свидетельствах их надсубдукционного генезиса. Из всех известных эффузивных пород вулканиты бонинитовой серии, которые объединяют как собственно бониниты, так и менее дифференцированные разновидности, т.н. низко-Ti толеиты (Brown, Jenner, 1989) или низко-Ti офиолитовые базальты (Sun, Nesbitt, 1978), по концентрациям некогерентных малых элементов являются наиболее деплетированными. Эта характеристика в совокупности с очевидной примитивностью составов рассматривается как доказательство чрезвычайной деплетации их мантийного источника возникшей за счет одного или нескольких эпизодов предварительной экстракции базальтовых расплавов (Duncan, Green, 1980, 1987). Классификация бонинитов основана на различиях в химических составах этих пород. Принято различать две крупные группы бонинитов – высоко-кальциевые (CaO/Al₂O₃ > 0.75) и низко-кальциевые (CaO/Al₂O₃ < 0.6) (Crawford et al., 1989). Несмотря на существование двух отчетливо разных геохимических групп, т.е. высоко- и низко-кальциевых бонинитов, не обнаруживается какой-либо специфической геодинамической обстановки свойственной тому или иному типу проявлений бонинитового магматизма (напр., Meffre et al., 1996).

До недавнего времени бониниты в архее известны не были, что широко обсуждалось в литературе (Sylvester et al., 1997). Высказывалось предположение о кардинальной смене природы высокомагнезиального магматизма в истории Земли на границе архей – протерозой, с которой связывался переход от сухих коматинитовых магм мантийно-плюмового происхождения к водонасыщенным бонинитовым расплавам (Hall, Hughes, 1993). С другой стороны, казалось странным отсутствие бонинитов в архее, поскольку высокие температуры архейской верхней мантии являются благоприятным фактором для генерации бонинитов (Abbott, Mooney, 1995). Вскоре появились первые публикации о находках бонинитов в Северо-Карельском зеленокаменном поясе Балтийского щита и поясе Абитибии Канадского щита (Shchipansky et al., 1998; Kerrich et al., 1998). К настоящему времени известны и другие проявления бонинитового магматизма, которые будут детально рассмотрены в главе 3. По-видимому, как и былое отсутствие бонинитов в архее, так и их пока единичные находки, в большей степени связаны с проблемами их идентификации. Практически во всех случаях находок метаморфизованных пород архейских бонинитовых серий, они ошибочно принимались за «традиционные» для архея продукты коматинитового магматизма.

2.3. Критерии для идентификации вулканогенных формаций мантийно-плюмового генезиса. Новая классификация номенклатуры магматических пород ограничивает понятие «пикрит» по содержанию окиси магния рамками 12 вес % < MgO < 18 вес %; под

коматиты понимаются ультраосновные вулканиты с $MgO > 18$ вес%, суммой щелочей < 1 вес% и $TiO_2 < 1$ вес% (*Le Bas, 2000*). Такой классификационный подход встретил критические замечания, поскольку изначально термин «коматит» был предложен для описания ультраосновных лав обладающих структурами спинифекс (*Viljoen, Viljoen, 1969*). Зоны спинифекс-структур коматитовых потоков предоставляют наиболее точную информацию о составе расплава, находившегося в равновесии с областью их мантийного источника. Недостатки классификации в этой части были проиллюстрированы на примере высокомагнезиальных лав о. Горгоя, где были описаны коматиты с оливниновым спинифексом и содержанием $MgO < 18$ вес%, а в пикритах концентрации MgO достигают 25 вес% (*Kerr, Arndt, 2001*). Такое требование к определению термина «коматит» является оправданным не только с петрологической точки зрения. Коматиты и генетически связанные с ними базальты общепринято рассматривать в качестве продуктов «сухого» мантийно-плюмового магматизма (*Arndt et al., 1998*). На практике к коматитам зачастую относят магнезиальные метавулканиты без признаков развития спинифекс-структур, что может приводить к ошибкам в геодинамических интерпретациях. Известно, что ультраосновные лавы широко распространены в вулканогенных разрезах многих современных надсубдукционных зон. По химическому составу они формально могут быть отнесены как коматитам (> 18 вес% MgO), так и к пикритам (12 – 18 вес% MgO).

Для архейских вулканогенных разрезов дискриминация субдукционных и плюмовых пород имеет особое значение в связи с давно замеченным сходством в химизме базальтовых коматитов и некоторых примитивных лав современных зон субдукции. Эта проблема даже получила название проблемы коматитов и офиолитов (*Sun, Neshitt, 1978; Cameron et al., 1979*). Группу примитивных высоко-Mg вулканитов было предложено называть офиолитовыми базальтами, поскольку она обнаруживается во многих офиолитовых комплексах (напр., Троодос, Ньюфаундленд). Отличительной чертой офиолитовых базальтов является крайне низкое содержание TiO_2 (< 0.6 вес%), и сильная деплетация R_3Z . Примитивные островодужные низко-Ti базальты генетически связаны с бонинитами, являясь менее дифференцированными продуктами малоглубинного частичного плавления гидратированной гарцбургитовой верхней мантии. Эта генетическая связь предопределила необходимость выделения обособленной магматической серии, известной как бонинитовая серия (*Mejer, 1980*). Во многих случаях преобладающий объем вулканитов бонинитовой серии занимают примитивные лавы ($Mg\# \sim 0.65-0.7$), которые формально могут определяться как пикриты или коматиты.

Решение этой проблемы может быть найдено, если выделять самостоятельную вулканогенную ассоциацию – коматитовую серию на манер того, как это было предложено для объединения генетически родственных пород бонинитовой серии (*Щитанский и др., 2000*). Принципиальные петро- и геохимические различия между этими двумя сериями иллюстрируются на сравнительном анализе двух наиболее изученных примера высокомагнезиального вулканизма позднего Балтийского цита: коматитовой серии Костомукшского пояса, происхождение которой отчетливо связывается с мантийно-плюмовым событием возраста около 2.8 млрд лет (*Puchtel et al., 1997, 1998*) и бонинитовой серии Хизоваарской структуры, сформировавшейся также около 2.8 млрд. лет, но в обстановке энзиматической зоны субдукции (*Щитанский и др., 1999*).

Коматиты Костомукшского зеленокаменного пояса ассоциируют с подушечными, вариолитовыми и массивными базальтовыми коматитами и коматитовыми базальтами (N-MORB-тип). Родоначальная коматитовая магма была сухой, содержала около 27% MgO и формировалась при потенциальной температуре $1770 \pm 20^\circ C$ на глубинах > 300 км. Это в совокупности с геохимическими и изотопными данными позволяет сделать вывод о базальтокоматитовом магматизме как продукте плавления глубоинного мантийного плюма, сформировавшего океаническое плато. Сохранившийся фрагмент этого плато представлен в настоящее время в виде контокской серии пояса (*Puchtel et al., 1997, 1998*).

Высокомагнезиальные метавулканы Хизоваарской структуры ранее также описывались как коматиты, хотя и отмечалось отсутствие в них каких-либо признаков спинифекс-структур и элементов дифференциации лавовых потоков. По формальным признакам химических составов, таким как высокие содержания MgO (до 29 вес %), Ni , Cr , эти метавулканы действительно схожи с коматитами. Однако более детальное исследование этой толщи показало, что «коматиты» Хизоваары перемежаются с высоко-Са метабонинитами, образуя с ними единую породную серию (Шипанский и др., 1999). Первичные расплавы для бонинитовой серии могли иметь содержания MgO не превышающие 20-22 вес% и формироваться за счет частичного плавления водосодержащей мантии при потенциальной температуре $\sim 1450^\circ C$ и давлении < 3 ГПа (Shchipansky et al., 1999). Подобные условия магмогенерации, а также пространственно-временная ассоциация бонинитовой серии Хизоваары с островодужными метатолитами и андезитами, указывают на прямую связь формирования этого комплекса с процессами субдукции.

Таким образом, в общих чертах схожие по химическому составу продукты высокомагнезиального вулканизма в позднем архее, примерно, в одно и то же время формировались в двух различных геодинамических обстановках. Заметные различия между ними проявляются при анализе совокупности данных, характеризующих каждую из упомянутых серий, что наглядно иллюстрируется различиями трендов коматитовой и бонинитовой серий. Если тренд коматитовой серии, генерируемой при «сухом» мантийном плавлении направлен к области составов толеитов COX , то тренд бонинитовой серии отражает эволюцию первичных составов в сторону насыщения кварцем, что является характерной чертой «мокрого» плавления с постепенным понижением температуры и давления (Shchipansky et al., 1999). Различия между этими сериями также обнаруживаются при сравнении распределений малых элементов. Если, для бонинитовой серии устойчиво проявляются отрицательные Nb аномалии, то в коматитовой серии $Nb/Nb^* \sim 1.1$. В обоих случаях концентрации Nb оказываются чрезвычайно низкими (< 1 г/т). Кроме того, нормализованные к примитивной мантии спектры распределения малых элементов бонинитовой серии показывают другие критические для субдукционных обстановок элементные аномалии. Таким образом, жесткое требование наличия структур оливинового спинифекса для определения ультраосновной породы как коматита имеет глубокие основания. Поскольку существует генетически связанная с коматитами группа менее магнезиальных вулканитов, то представляется целесообразным определять ее не как пикриты и толеиты, а как базальтовые коматиты и коматитовые базальты. Такое подразделение широко распространено в литературе, и с лексической точки зрения наиболее подходит для описания вулканических пород коматитовой серии.

2.4. Мантийно-плюмовая компонента. Состояние изученности мантийных плюмов позволяет предполагать несколько вариантов местоположения нижнего пограничного слоя, который питает плюмы. В соответствии с этим можно ожидать, что глубинный мантийный материал, поднимаемый плюмами, будет гетерогенным по своим изотопно-геохимическим характеристикам. Более того, в природе, как правило, наблюдается пестрая картина изотопно-геохимических меток, свидетельствующая об интенсивном перемещении главных мантийных источников, т.е. обогащенной и деплетированной мантии. Это обстоятельство предопределило необходимость поиска критериев выделения плюмовой компоненты.

В работе использована относительно новая методика идентификации вовлеченности глубинного мантийно-плюмового источника в петрогенезис вулканитов, основанная на закономерностях поведения наиболее инертных при наложенных процессах элементов Nb , Zr , Y . Эта методика была разработана на основе исследований базальтов, генерированных Исландским плюмом, которые, как и в большинстве других регионов взаимодействия обогащенных и деплетированных источников, обнаруживают интегральную картину изотопно-геохимических меток (Fitton et al., 1997). В результате такого анализа было

установлено, что базальты Исландии с отчетливыми плюмовыми изотопными характеристиками $^3\text{He}/^4\text{He}$ на диаграмме Nb/Y – Zr/Y в логарифмическом масштабе занимают определенное узкое поле, ограниченное сверху и снизу границами, описываемыми следующими уравнениями регрессии: $\log(\text{Nb}/\text{Y}) = 1.92 \times \log(\text{Zr}/\text{Y}) - 1.176$ (верхняя граница) и $\log(\text{Nb}/\text{Y}) = 1.92 \times \log(\text{Zr}/\text{Y}) - 1.740$ (нижняя граница). Для характеристики плюмовой компоненты индивидуальных образцов предлагается использовать параметр ΔNb , который определяется как: $\Delta\text{Nb} = \log(\text{Nb}/\text{Y}) + 1.74 - 1.92 \times \log(\text{Zr}/\text{Y})$; значения $\Delta\text{Nb} > 0$ соответствуют базальтам с плюмовой компонентой, а значения $\Delta\text{Nb} < 0$ отвечают базальтам, генерированным при плавлении деплетированной верхней мантии. Хотя авторы рассматриваемой методики рассматривают параметр ΔNb как фундаментальную характеристику мантийного источника, нечувствительную к эффектам различных степеней плавления мантии, уровней ее предшествующей деплетации, коровой контаминации и последующих изменений, анализ показывает некоторые важные ограничения на ее применимость. Ранее было показано, что очень малые степени плавления гранатового лерцолита ($< 1 - 2\%$) сильно влияют на отношения Nb/Y и Zr/Y в генерируемых расплавах, что отражается в их высоких значениях, лежащих по оси ординат даже выше, чем средний состав континентальной коры. Однако для составов генерировавшихся при 3 – 15 % плавления гранатового лерцолита снижение ΔNb до отрицательных значений не происходит (Baksi, 2001). Существуют основания также полагать, что на ΔNb негативное значение имеют и высокие степени плавления плюмового источника. Так, большинство коматитов, которые формировались при 50 – 60% плавления глубинной мантии, показывают отрицательные значения ΔNb . В тоже время, ассоциирующие с коматитами толеиты, как в архейских областях, так и в современных океанических плато, систематически обнаруживают положительные значения ΔNb . Это обстоятельство представляется особенно ценным, поскольку толеитовые базальты океанических плато на мультиэлементных геохимических диаграммах показывают картину распределения весьма схожую с базальтами N-MORB, включая присутствие небольшой положительной аномалии Nb.

Рис. 1 иллюстрирует эффективность параметра ΔNb для выделения плюмовой компоненты. Точки составов базальтов современных океанических плато располагаются в поле мантийно-плюмовых базальтов. Как и архейские коматиты, коматиты и пикриты Карибского плато показывают отрицательные значения ΔNb . Применимость метода для выделения палеоаналогов базальтов океанических плато демонстрирует диаграмма Б, на которой нанесены составы архейских метабазальтов ассоциирующих с коматитами. На этой же диаграмме нанесены точки палеопротерозойских коматитовых базальтов Восточного пояса Петрогенезис этих вулканитов описывается контаминацией первичными высокомагнезильными плюмовыми расплавами ~ 8 – 9% древней архейской континентальной коры (Puchtel et al, 1996). Все точки коматитовых базальтов имеют отрицательные значения ΔNb , что, вероятно, связано с процессами контаминации. Тренд составов этих базальтов направлен к точке среднего состава континентальной коры, что указывает на возможность использования ΔNb для оценки уровня контаминированности вулканитов при наличии каких-либо дополнительных указаний об их плюмовой природе. Диаграммы В – Г демонстрирует применимость метода для случая островодужных толеитов (IAT-тип). Хотя в дуге Вануату чрезвычайно низки, они, как и ассоциирующие толеиты, показывают отрицательные значения ΔNb . Для сравнения показаны точки составов метаморфизованных неархейских толеитов островодужного генезиса. С помощью ΔNb мантийно-плюмовая компонента обнаруживается в современной островодужной обстановке, где концентрации Nb в лавах чрезвычайно низки ($< 1 \text{ г/т}$) (Baksi, 2001). Заметим, что вовлеченность в петрогенезис вулканитов Северного Тонга мантийно-плюмовой компоненты продемонстрирована многочисленными изотопными исследованиями. Геодинамические причины возможности взаимодействия мантийно-плюмовых производных и лав надсубдукционного генезиса будут в деталях рассмотрены в главе 5. Здесь же отметим, что с точки зрения цели настоящей работы рассмотренная методика выявления плюмовой

компоненты представляется чрезвычайно важной, поскольку позволяет решать задачи связанные с взаимодействием субдукционной и плюмовой составляющих в геодинамике формирования архейской континентальной коры.

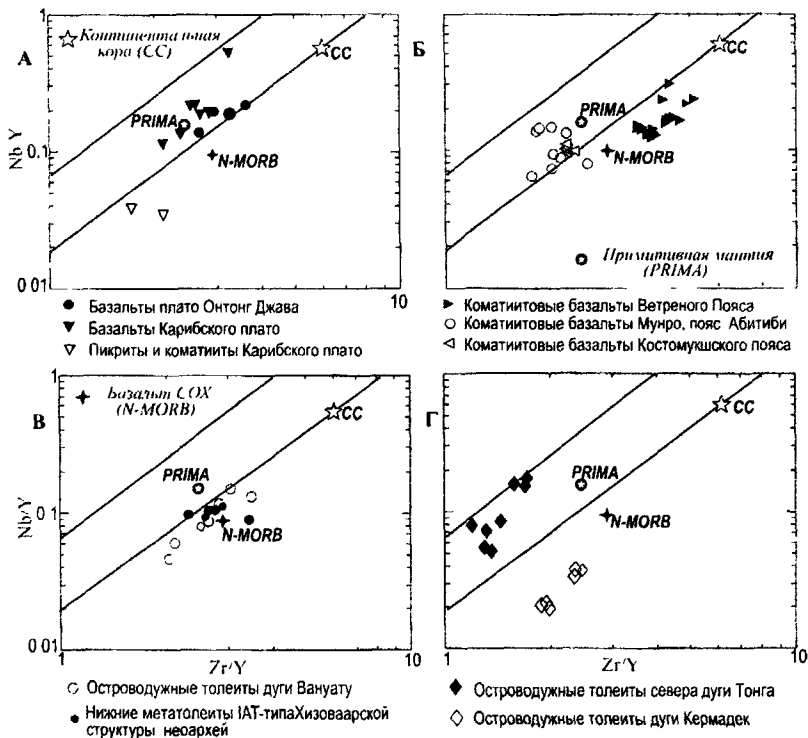


Рис. 1 Закономерности Nb-Zr-Y отношения в базальтах различных геодинамических обстановок. А: Nb-Zr-Y систематика базальтов современных океанических плато. Используются данные (Kerr, 2003) Б: Nb-Zr-Y систематика корово-контраминированных (Ветренный Пояс) и корово-неконтраминированных коматитовых базальтов (Мунро, Костомукша). Используются данные (Puchtel et al., 1996, 1997, 1998, Arndt, Nesbitt, 1984). В: Nb-Zr-Y систематика толеитов энсиматических островных дуг – современной (Вануату) и неархейской (Хизоваара) Используются данные (Turner et al., 1999; Peate et al., 1997; Shchepansky et al., 2004). Г: Nb-Zr-Y систематика островодужных толеитов из современной области взаимодействия зоны субдукции и горячей точки (северный сегмент дуги Тонга). Данные из (Wendt et al., 1997). Для сравнения нанесены составы толеитов дуги Кермадек по (Ewart et al., 1998). Примитивная мантия и N-MORB (Hofmann, 1988); континентальная кора (Rudnick, Fountain, 1995).

ГЛАВА III. Архейские области взаимодействия мантийно-плюмовых и субдукционных процессов коробразования

Глава посвящена рассмотрению свидетельств субдукционного и мантийно-плюмового тектогенеза архейской коры. Ее основной объем составляет изложение данных исследований структур Балтийского щита, в которых автор принимал непосредственное участие, и результаты которых в основном опубликованы в печати. Другая часть посвящена анализу новых данных по некоторым ключевым структурам неархей Канадского щита и эоархей

Гренландии Выбор объектов для сравнительного анализа обусловлен тем, что в рассматриваемых структурах обнаружены убедительные свидетельства как субдукционной, так и мантийно-плумовой геодинамики на тектоносфере ранней Земли

3.1. Балтийский щит. В этом разделе детально рассмотрены структуры Северо-Карельского, или Парандовско-Тихозерского, зеленокаменного пояса, где недавно были обнаружены породы бонинитовой серии (*Shchipansky et al., 1998, Щипанский и др., 1999*), а также сохранившийся фрагмент неархейского супрасубдукционного комплекса (*Щипанский и др., 2001; Shchipansky et al., 2004*). Породы бонинитовой серии обнаружены и в северной части пояса (*Милькевич и др., 2003*) В сжатом виде рассмотрены также вопросы геодинамики Костомукшской и Каменноозерской структур, детальное описание которых дано в ряде наших публикаций (*Puchtel et al., 1997, 1998; Puchtel et al., 1999*).

3.1.1. Северо-Карельский зеленокаменный пояс (СКЗП) Протягивается на расстоянии более 300 км вдоль границы между Карельской ГЗО и Беломорским мобильным поясом. СКЗП состоит из нескольких зеленокаменных структур, разделенных между собой гранитоидными массивами. Все структуры, составляющие пояс, характеризуются сходными формационными наборами пород, таким образом, представляя собой фрагменты единого позднеархейского полимодального зеленокаменного пояса (*Кожевников, 1992; 2000*). Объектами детального исследования этого пояса стали Хизоваарская и Ириногорская структуры.

СКЗП представляет собой тектонический коллаж различных ассоциаций, происхождение которых связывается с заложением и последующим развитием энсиматической островодужной системы ~ 2.8 млрд. лет назад. Прямым указанием на подобную тектоническую обстановку формирования СКЗП является наличие среди его мафической ассоциации метавулканитов бонинитовой серии, открытых впервые в Хизоваарской структуре (*Щипанский и др., 1999*). Мафическая ассоциация структуры серии представлена четырьмя геохимическими типами метабазитов, сформировавшихся в различных петрогенетических условиях (снизу вверх): (1) вулканитами островодужных толентов (IAT-тип); (2) метавулканитами бонинитовой серии, состоящей из низко-Ti высоко-Mg базальтов и собственно бонинитов; (3) Fe-Ti базальтами типа базальтов океанических островов (OIB-тип); (4) базальтами близкими толентам COX (MORB или BABB типы) Ассоциация среднекислых метавулканитов в Хизоваарской структуре включает: а) «северные» метаандезиты толентового тренда дифференциации, полученный ион-ионным методом датирования конкордантный возраст цирконов которых составляет 2783 ± 10 млн. лет; б) «южные» андезит-дацит-риолитовые метавулканиты (2778 ± 21 млн лет) известково-щелочного тренда дифференциации и генетически связанные с ними осадочно-вулканогенные метаосадки (*Бибикова и др., 2003; Shchipansky et al., 2004*)

Хотя геохимия мафической ассоциации Хизоваарской структуры указывает на ее энсиматическую природу, степень последующих деформаций здесь была настолько значительной, что первичные текстурные особенности возможно ранее и существовавшего офиолитового разреза были полностью стерты Структурное развитие хизоваарских метавулканитов включает, как минимум, три деформационно-складчатые фазы (*Кожевников, 1992*). Петрологические исследования пород бонинитовой серии позволяют установить два метаморфических события (*Konilov, Shchipansky, 2001*). С пиковой фазой раннего метаморфического события связывается формирование необычного для подобного рода ассоциации парагенезиса в породах бонинитового состава, который может быть определен как ставролит-содержащий амфиболит. Этот парагенезис характеризуется равновесной ассоциацией ставролит + анортитовый плагиоклаз + высоко-Al роговая обманка ± кварц, сформировавшейся при давлении 7 – 7.5 кбар и температуре 670°C Поздний, паложенный, парагенезис, возможно связанный со свекофеннской тектоно-термальной переработкой, образован ассоциацией хлорит + куммингтонит + андезитовый плагиоклаз, сформировавшейся при температуре около 600°C и давлении, не превышающем 6 кбар.

Ириногорская структура, расположенная, примерно, в 100 км к северо-западу от Хизоваары, представляет собой менее деформированную область СКЗП Она сложена теми же самыми

литотектоническими ассоциациями. Однако в ее пределах среди пород бонинитовой серии были обнаружены фрагменты офиолитовой псевдостратиграфии, что представляет собой уникальное явление для архейских формаций (*Щипанский и др., 2001, Shchipsansky et al., 2004*).

Офиолиты Ирини оры залегают среди надвиговых пакетов постепенно погружающихся на С-СВ Пакеты сложены мафическими метавулканитами, среди которых обнаруживаются аналоги верхних толентов и бонинитовой серии Хизоваары. Они тектонически надвинуты на островодужный комплекс средне-кислых известково-щелочных метавулканитов и связанных с ними вулканогенно-осадочных пород, которые могут рассматриваться в качестве параавтохтона для залегающих структурно выше офиолитовых надвиговых пластин. Хотя в целом супракрустальные породы Ирини оры были также подвергнуты интенсивным структурно-метаморфическим преобразованиям, их первичные магматические, вулканические и осадочные текстуры локально обнаруживают превосходную сохранность. Наиболее хорошо сохранившийся фрагмент офиолитовой последовательности обнаружен в скальных обнажениях северного берега озера Иринозеро. Здесь наблюдается лавовый и габбровый комплексы, а также сохранившиеся фрагменты комплекса параллельных даек В основании офиолитового покрова залегает комплекс тектонического меланжа, представленного хаотически распределенными блоками контрастных по происхождению метавулканитов – бонинитовой серии и Fe-Ti базальтов, заключенных в осадочно-вулканогенный матрикс средне-кислого состава.

Нижняя часть Ириногорского офиолитового покрова образована ~500 м мощности фрагментом комплекса параллельных даек и лавовым комплексом, тектонически перекрытым офиолитовыми метагаббро и верхними метатолентами Лавовый комплекс сложен подушечными и массивными базальтовыми потоками. Массивные потоки мощностью 2-3 м обнаруживают кумулятивные части и кровельные брекчи, свидетельствуя о нормальном, а не перевернутом характере разреза. В лавовом комплексе наблюдается обилие хорошо сохранившегося гиадокластического материала, представленного кластерами подушек, заключенных в матриксе «битой черепицы». Эти текстурные особенности вулканитов, а также отсутствие осадочных прослоев, указывает на то, что они изливались в подводной и даже глубоководной обстановке.

Однообразно параллельно-полосчатые тонко- и средне-зернитые лейкоамфиболиты, подстилающие лавовый комплекс интерпретируются как комплекс параллельных даек толентового и бонинитового составов. От рассланцованных габбро этот комплекс отличается постоянной мощностью параллелеобразных тел (в среднем около 40-50 см), между которыми иногда сохраняются скрини сильно деформированных габбро. В нескольких обнажениях наблюдались переходы этого комплекса в лавовый, когда отдельные дайковые тела под прямым углом проникают в лавы, растворяясь в последних. В единичном случае удалось распознать сохранившиеся асимметричные зоны закалок, характерные для развития текстур типа «дайка в дайке». Бонинитовые составы обнаружены как дайковым, так и в лавовом комплексах, что свидетельствует о генетическом единстве ассоциации.

Средне- до крупнозернистых полосчатые мелано- до лейкократовых амфиболиты, нередко сохраняющие признаки габбровой текстуры, интерпретируются как габбровый комплекс. Этот комплекс является наиболее глубинным обнажающимся в этом районе членом офиолитового разреза. Детальное его картирование показывает, что габбровый комплекс залегает тектонически выше лавового комплекса. Хотя здесь и не наблюдается нормального соотношения между габбро и комплексом параллельных даек, принципиальным представляется то, что в габбро наблюдается ряд даек по составу идентичных дайкам подстилающим лавовый комплекс. Имеющийся геохимический материал по габбровому комплексу однозначно указывает на его когенетичность с лавовым и дайковым комплексами (*Shchipsansky et al., 2004*).

Ириногорский офиолитовый комплекс претерпел сильные структурно-метаморфические преобразования в течение, как минимум, двух тектонических циклов, в позднем архее (2.8-2.7 млрд. лет назад) и во время свекофеннской орогении (1.9-1.75 млрд. лет назад). Первичная псевдостратиграфическая последовательность этого комплекса была нарушена до такой степени, что невозможно оценить его первоначальную мощность. Однако значимо то, что сохранились фрагменты комплекса параллельных даек, которые общепринято считаются прямыми доказательствами спрединга офиолитового ложа. Хотя теоретически проявление комплекса параллельных даек возможно и в иных геологических обстановках (например, континентальные траппы), очевидные надсубдукционные геохимические характеристики делают несомненным фактом их принадлежности к офиолитам

Важная информация сохранилась в изотопно-геохимических метках пород надсубдукционных офиолитов СКЗП. Как было показано, эти характеристики не претерпели значимого преобразования пост-магматическими процессами и могут использоваться в тектонических реконструкциях (*Shchipansky et al., 2004*). Поздсархейская бонинитовая серия СКЗП оказывается аналогичной по петро-геохимическим характеристикам известным верхним пиллоу-лавам позднемезозойских офиолитов Троодоса, которые считаются эталонными при выделении высоко-Са бонинитовых серий (*Шипанский и др., 2001*). Это поразительное сходство в петрохимии, геохимии и изотопии бонинитовых серий столь разного возраста может быть объяснено только сходством петрогенетических и геодинамических условий их формирования

Данные по строению Ириногорской структуры свидетельствуют о том, что офиолитовый комплекс надвинут на образования зрелой островной и дуги и осадочно-вулканогенной призмы. Это, в свою очередь, указывает на то, что сами офиолиты должны были формироваться в обстановке преддугового спрединга, как это принимается для большинства современных аналогов Дж. Шервайс суммировал данные, накопленные по исследованиям надсубдукционных офиолитов Мира, и пришел к заключению: «Образование надсубдукционных офиолитов происходило в результате закономерной смены различных процессов их формирования и эволюции, которые являются общими для всех подобных офиолитов» (*Shervais, 2001*). Сравнение главных геологических характеристик неархейского надсубдукционного офиолитового комплекса СКЗП и формационных характеристик «жизненного цикла надсубдукционных офиолитов» показывает, что здесь обнаруживаются практически все характеристики классической схемы развития надсубдукционных офиолитов (Табл.). Это означает, что механизмы формирования и эволюции надсубдукционных офиолитов в неархее принципиально не отличались от таковых в более поздней геологической истории.

Важной в геодинамическом отношении особенностью строения надсубдукционных разрезов СКЗП является тесная пространственная ассоциация вулканитов бонинитовой серии с Fe-Ti базальтами, которые по геохимическим параметрам относятся к типу базальтов ОИВ. В Хизоваарской структуре эти вулканиты горячей точки залегают структурно выше горизонта бонинитовых металлов. В Ириногорской структуре Fe-Ti базальты обнаружены только в меланже под офиолитовым надвигом. Несмотря на различия в структурном положении, значение вулканитов горячей точки для геодинамической интерпретации разреза представляется немаловажным, поскольку ассоциация явно надсубдукционных комплексов с мантийно-плюмовыми образованиями маркирует обстановку их непосредственного взаимодействия, происходившего в зоне интра-океанической конвергенции. Есть основания полагать, что подобное взаимодействие не было результатом пассивной аккреции мантийно-плюмовых структур типа асейсмического неспредингового хребта или подводных гор. Как показывают результаты исследований северных андезитов Хизоваарской структуры, их геохимическая гетерогенность указывает на вовлеченность в петрогенезис, как мантийных деплетированных источников, так и обогащенных (*Бибикова и др., 2003; Shchipansky et al., 2004*). Наглядно взаимодействие такого рода демонстрирует диаграмма вариаций Nb-Zr-Y в

Таблица. Сравнение геологических характеристик фанерозойских надсубдукционных офиолитов и позднерхейского офиолитового комплекса СКЗП. Стадии «жизненного цикла» надсубдукционных офиолитов по Дж. Шервайсу (*Shervais, 2001*).

	Стадия 1: Рождение	СКЗП	Стадия 2: Молодость	СКЗП	Стадия 3: Зрелость	СКЗП	Стадия 4: Смерть	СКЗП	Стадия 5: Воскрешение	СКЗП
События	Инициальный спрединг, перегиб океанической плиты	Предполагается	Плавление тугоплавкого мантийного материала, вторая стадия плавления	Присутствуют	Известково-щелочная нормальная дуга	Присутствует	Субдукция хребта либо непосредственно обдукция	Субдукция хребта (?)	Обдукция на пассивную окраину или аккреционный аплит	Аккреционный аплит (Кордильерский тип)
Вулканические формации	Примитивные островодужные толеиты, андезит-базальты	Присутствуют	Высоко-Mg андезиты, бониниты, анкермиты	Присутствуют	Андезиты, дациты, базальтовые андезиты	Присутствуют	MORB или OIB	Присутствуют	нет	нет
Плутонические формации	Расслоенные габбро, троктолиты, дуниты	Не наблюдались	Верлит-клинопироксеновые силлы	Присутствуют (Кожевников, перс обобщение)	Кварцевые диориты, диориты, ачватиты	Присутствуют	Нет		Редкие граниты, анатексис в глубоких горизонтах	Присутствуют
Метаморфические формации	Гидротермальные изменения вулканитов в подводных обстановках	Предполагается	Гидротермальные изменения вулканитов в подводных обстановках	Предполагается	Гидротермальные изменения вулканитов в подводных обстановках	Присутствует	Высокометаморфизованный цоколь	Предполагается	Обдукция может быть горячей или холодной, может сформироваться новая зона субдукции.	

СКЗП, Северокарельский зеленокаменный пояс; MORB, базальты срединно-океанических хребтов; OIB, базальты океанических островов.

мафических вулканитах. Если в нижних островодужных толетах ее влияние практически отсутствуют, то в бонинитовой серии присутствие мантийно-плюмовой компоненты очевидно (рис. 2). Симптоматично, что и в бонинитовых сериях Троодоса и Северного Тонга также устанавливаются геохимические метки влияния мантийно-плюмовой компоненты (Соболев и др., 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994).

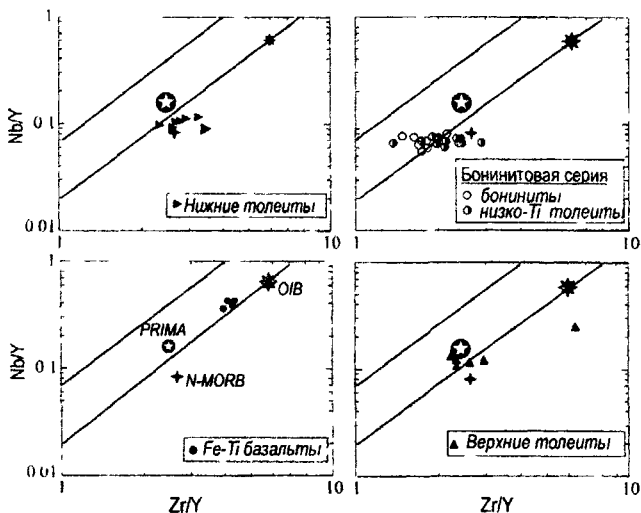


Рис 2 Закономерности Nb-Zr-Y отношений в мафических метавулканитах Северо-Карельского зеленокаменного пояса Примитивная мантия и N-MORB по (Hofmann, 1988), OIB по (McDonough, Sun, 1989).

«Вклинивание» мантийно-плюмовой производной в субдукционную обстановку СКЗП пояса, по-видимому, привело к радикальному изменению характера средне-кислого островодужного вулканизма. Здесь произошла быстрая смена адакитового на «нормальный» андезит-дацит-риолитовый вулканизм, или наоборот, что невозможно точно определить, поскольку все изотопные возрастные датировки перекрываются аналитической ошибкой равной ~ 20 млн. лет (Бибикова и др., 2003; Samsonov et al., 2005). В рамках современных знаний о происхождении различных островодужных серий подобное изменение характера вулканизма требует значительного изменения в геометрии погружающегося слэба, как и изменения термальной структуры в областях магмогенерации

3.1.2. Костомукшская зеленокаменная структура. Представляет собой асимметричную синформу, прослеживающуюся в северо-восточном направлении на ~ 25 км при ширине 4.5 – 7 км. Контакты между зеленокаменными ассоциациями и обрамляющими их гранито-гнейсовыми комплексами повсеместно тектонические. Структуру слагают две крупные литотектонические ассоциации: контокская и гимольская серии. Контокский террейн представлен коматитит-толеитовой ассоциацией, а осадочно-вулканогенная часть известково-щелочной ассоциации, включающая промышленные залежи железисто-кремнистой формации, составляет Гимольский террейн (Пухтель и др., 1996).

Коматитит-толеитовая ассоциация по результатам изотопно-геохимических исследований была сформирована около 2.8 млрд. лет т.н. (2843±39 млн лет, Sm-Nd изохронна; 2813±78 млн лет, Pb-Pb изохронна) и не претерпела контаминации древним коровым субстратом ($\epsilon Nd = +2.8 \pm 0.2$, $\mu 1 = 8.77 \pm 0.02$) Это, в совокупности с аномально высокими расчетными температурами зарождения коматититовых расплавов в мантийном источнике и

геохимическим сходством этих вулканитов с вулканитами современных океанических плато, дает основание полагать, что формирование ассоциации Контоккского террейна, происходило при подъеме глубинного мантийного плюма. (Puchtel et al., 1997, 1998) Сохранившийся фрагмент верхнекоровых уровней образовавшегося океанического плато и представлен Контоккским террейном Костомукшского пояса. Учитывая расчетные данные по потенциальной мантийной температуре формирования этого плюма равной $1770 \pm 20^\circ\text{C}$, максимальная мощность симатической постройки, продуцированной процессами частичного его плавления, могла достигать 54 км (Puchtel et al., 1998). По-видимому, другие фрагменты этого океанического плато составляют коматитит-содержащие мафит-ультрамафитовые ассоциации пояса Кухум-Суомуссалми и Типасъярви в восточной части Финляндии.

Известково-щелочная ассоциация представлена вулканитами, вулканогенно-осадочными породами и гранитоидами ТТГ-серий восточного и западного обрамления структуры. Кислые метавулканыты (шурлаваарская свита) в Контоккском террейне образуют узкие невыдержанные горизонты мощностью первые десятки – сотни метров. Основной объем пород этой ассоциации представлен осадочно-вулканогенными породами Гимольского террейна. Несмотря на заметные латеральные различия в геохимических характеристиках известково-щелочной ассоциации Костомукшской структуры и гранито-гнейсового обрамления, имеющиеся U-Pb изотопные датировки цирконов группируются около возраста 278 млрд лет. ТТГ серия восточного обрамления возраста 2782 ± 5 млн. лет по геохимическим характеристикам относится к андезит-дацит-риолитовой (АДР) островодужной серии (Самсонов, 2004; Samsonov et al., 2005). По этим же данным Sm-Nd изотопные характеристики «восточных» гранитоидов ТТГ-серии показывают значения $\epsilon\text{Nd} = -0.3 \pm 0.5$, что указывает на вклад в их петрогенезис некоторого количества материала из более древнего корового источника. К этой же островодужной серии относится и сланцы туфогенно-осадочной природы, вмещающие железистые кварциты Гимольского террейна. По результатам U-Pb датирования возраст цирконов из туфов дацитового состава равен 2787 ± 8 млн. лет; ϵNd от +1.2 до +1.5, что указывает на ювенильную природу этих пород, происхождение которых связывается с процессами частичного плавления деплетированной верхней мантии в «мокрых» надсубдукционных условиях. ТТГ гранитоиды западного обрамления по геохимическим характеристикам обладают всеми признаками их принадлежности к адакитовой серии, при этом, однако имея U-Pb возраст 2788 ± 6 млн. лет и ϵNd от +2.4 до +1.8 (Бибикова и др., 2005; Самсонов, 2004).

Пространственно-временная сопряженность коматитит-базальтовой (мантийно-плюмовой) и известково-щелочных (островодужных) ассоциаций, запечатленная в Костомукшской структуре, позволяет предполагать, что она возникла в результате геодинамического взаимодействия этих разнородных производных. Возможно, что верхнекоровые уровни плато были обдуцированы на островодужную постройку, ныне представленную глубоко эродированными известково-щелочными ТТГ гранитоидами восточного обрамления и сохранившимся фрагментом ее преддугового бассейна (Гимольский террейн).

3.1.3. Каменноозерская зеленокаменная структура. Является частью Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса, который располагается и в северо-восточном обрамлении Водлозерского блока и прослеживается на протяжении более 380 км при ширине до 50 км (Куликов, Куликова, 1979). Имеющиеся данные геолого-структурных, петрологических и геохронологических исследований показывают, что формирование зеленокаменных ассоциаций Каменноозерской структуры происходило в два этапа, которые были связаны с разными тектоническими обстановками и были разделены во времени, как минимум, одним эпизодом складчатости.

Первый этап связан с формированием ранней коматитит-толеитовой ассоциации. Ее Pb-Pb и Sm-Nd изохронные возраста равны 2892 ± 130 млн. лет и 2916 ± 117 млн. лет, соответственно, а $\mu 1 = 8.73 \pm 0.20$ и $\epsilon\text{Nd}(t) = 2.7 \pm 0.3$ (Puchtel et al., 1999). Зарождение этих расплавов происходило при высоких степенях плавления деплетированного мантийного источника при аномально высоких температурах. Коматититы Каменноозерской структуры

имеют содержания MgO в спенифекс-зоне 30 – 31.5 вес %, что соответствует ликвидусным температурам их генерации ~ 1570°C. Такие ликвидусные температуры соответствуют потенциальной мантийной температуре 1800 ± 20°C. Согласно параметрическим моделям распределения мантийных температур (McKenzie, Bickle, 1988) начало плавления каменноозерских коматитов происходило на глубине ~ 400 ± 70 км в переходной зоне верхняя – нижняя мантия. Подъем мантийного плюма к основанию литосферы должен был вызывать интенсивное плавление деплетированной верхней мантии, продуцируя менее высокотемпературные коматитовые базальты и лавы толеитового состава. Отсутствие изотопно-геохимических свидетельств о возможном вкладе в петрогенезис вулканитов этой ассоциации древнего сиалического субстрата показывает, что излияние коматит-толеитовой ассоциации, вероятно, происходило во внутриокеанической обстановке. Эти данные приводят к заключению о формировании коматит-толеитовой ассоциации в обстановке сходной с обстановками образования современных океанических плато, таких как Онтонг-Джава или Карибское (Puchtel et al., 1999). Максимальная мощность коры Каменноозерского плато могла достигать 60 – 65 км, а его средняя мощность составляла не менее 30 – 35 км.

Второй этап вулканизма Каменноозерской структуры несет отчетливые свидетельства субдукционного режима. В это время происходит формирование известково-щелочных вулканитов, которые представлены двумя петрогенетическими группами: дифференцированной АДР серией и адакитовой серией. Островодужные вулканиты АДР серии распространены в юго-восточной части структуры, где преобладают вулканогенные породы дацит-риолитового состава при подчиненном распространении андезитов и базальтов. Формирование этой серии по данным U-Pb датирования цирконов происходило 2875 ± 2 млн. лет (Puchtel et al., 1999). Sm-Nd изотопные характеристики базальтов, андезитов и риолитов показывают, что породные разности этой группы близки между собой и имеют положительные величины $\epsilon Nd(t)$ от +2.1 до 3.1, что предполагает их формирование из деплетированного мантийного источника. Адакитовая серия распространена в северной части структуры. Она представлена субвулканическими телами дацитов и риодацитов когенетичных северному трондёмитовому плутону. По данным U-Pb датирования цирконов риолиты адакитовой серии имеют возраст 2876 ± 5 млн. лет. Они имеют высокие положительные значения ϵNd от +2.5 до +4.5, что указывает на короткую предысторию их первично деплетированного мантийного источника, а, следовательно, отсутствия древнего сиалического контаминанта (Puchtel et al., 1999).

Тесная пространственная и возрастная взаимосвязь этих двух серий предполагает их формирование в ходе одного и или двух очень близких по времени эпизодов субдукции, но, по всей видимости, в единой обстановке плитовой конвергенции. Представляется, что известково-щелочной вулканизм не мог быть напрямую связан с мантийным плюмовым событием, генерировавшим раннюю коматит-толеитовую ассоциацию, учитывая контрастные различия геохимии этих ассоциаций.

3.2. Канадский щит. Предметом рассмотрения являются структуры провинции Суперитор. Ее выдающаяся особенность заключается в чрезвычайно быстро протекавшем здесь латеральном росте континентальной коры, вызванным амальгамацией огромных объемов ювенильного материала, сформировавшегося в узком интервале времени между ~ 2.75 и 2.65 млрд. лет (Stout, 1997). К формациям ювенильного генезиса относятся продукты как мантийно-плюмового магматизма (океанические плато, горячие точки), так и магматизма и седиментогенеза субдукционных обстановок (энзиматические вулканические и магматические островные дуги, преддуговые и задуговые бассейны) (Kusky, Polat, 1999). В разделе рассматриваются два зеленокаменных пояса – Абитиби и пояс Фротет-Эванс. В обоих поясах обнаружены вулканиты бонинитовой серии, которые ассоциируют как с другими островодужными комплексами, так и с формациями мантийно-плюмового генезиса. На границе этих поясов данными сейсмического профилирования зафиксирован уникальный образ «замороженного» фрагмента погружающегося в северном направлении в верхнюю мантию позднearerхейского слэба (Calvert et al., 1995).

3.2.1. Зеленокаменный пояс Абитибии. Является самой крупной структурой этого плана в Мире. Он сложен преимущественно коматитовыми, толеитовыми и известково-щелочными вулканитами энциматического происхождения. Помимо индикативных геохимических характеристик вулканогенных пород Абитибии, существуют еще несколько линий доказательств их накопления в интра-океанических обстановках (1) в поясе отсутствуют породы возможного фундамента, возраст которых был бы древнее возраста вулканизма, 2750 – 2698 млн. лет; (2) в самих вулканитах отсутствуют ксенокристовые цирконы, которые могли бы захватываться из пород фундамента; (3) данные многочисленных исследований Sm-Nd изотопных составов вулканитов пояса концентрируются вокруг значения $\epsilon Nd = +2,5$, отчетливо указывая на их ювенильное происхождение (Corfu, 1993).

Изотопно-возрастные данные позволяют выделять три главные фазы вулкано-плутонической активности (Wutan, 1999). Ранняя островодужная фаза проявилась в извержении известково-щелочных вулканитов Северной вулканической зоны между 2730 и 2725 млн. лет. Возраст фазы мантийно-плюмового толеит-коматитового вулканизма оценен в интервале между 2720 и 2707 млн лет. Поздняя островодужная фаза вулканизма датируется интервалом между 2710 и 2698 млн лет и распространена в пределах Южной вулканогенной зоны пояса. Эти данные показывают, что широкомасштабное корообразование здесь происходило в узком временном интервале (~ 30 млн. лет) и было обусловлено процессами как субдукционного, так и мантийно-плюмового тектогенеза, на чем была основана популярная модель аккреции океанических плато в архее (Desrochers et al, 1993). Суть этой модели заключается в том, что океанические плато являются не субдуцируемыми. Их подход к зоне конвергенции приводит к блокированию субдукции, вызывая тектонические срывы верхнекоровых уровней постройки океанического плато и обдуцирование на ранее образованные островодужные комплексы. Новая зона конвергенции возникает во фронтальной области сформировавшегося аккреционного комплекса, которая уже сама служит фундаментом для новой островодужной постройки. Однако имеющиеся данные по U-Pb геохронологии пояса Абитибии показывают, что интервалы времени формирования мантийно-плюмовых ассоциаций и островодужных ассоциаций заметно перекрываются (Xie et al, 1993), что свидетельствует о возможности непосредственного взаимодействия плюмов и зоны субдукции.

Детальные исследования толеит-коматитового разреза района вулканического центра Кидд и Тисдейл позволили обнаружить метабазальты, которые резко контрастируют по геохимии толеит-коматитовой ассоциации (Fan, Kerrich, 1997). Вскоре в ассоциациях Тисдейл и Кидд-Мунро были обнаружены базальты, которые по всем параметрам соответствуют низко-Ti толеитам бонинитовых серий фанерозоя. Несколько анализов показали наличие вулкаников собственно бонинитового состава – низко-Са бонинитовой 2-ой группы (SiO_2 – ~ 60 вес %, TiO_2 – 0.3 – 0.4 вес %, $Mg\#$ – ~ 0.70) (Kerrich et al, 1998). Аналогичные низко-Ti толеиты найдены и на восточном окончании Южной вулканической зоны Абитибии, в блоке Малартик (Wutan et al, 1999). Относительно полевых соотношений между мантийно-плюмовыми и субдукционными формациями пояса имеются различные заключения. В субпровинции Вава, толеит-коматитовый комплекс сочленяется с субдукционным по зоне тектонического меланжа (Polat et al., 1999). В районах Тисдейл и Кидд отмечается непрерывность разреза, где нижележащий толеит-коматитовый комплекс без видимого несогласия сменяется низко-Ti базальтами (Kerrich et al, 1998). В блоке Малартик описываются взаимные секущие контакты между толеит-коматитовым комплексом и подстилающим (2730 – 2725 млн. лет) и перекрывающим (< 2716 млн. лет) островодужными комплексами (Wutan, 1999). Временной разрыв между периодом островодужного вулканизма в Северной зоне и воздытием мантийного плюма составляет ~ 8 – 9 млн. лет. Следующее событие – известково-щелочной вулканизм Южной зоны – произошло на ~ 10 млн лет позже плюмового события. Возраст же проявления бонинитового вулканизма остается точно не определенным, но есть основание полагать, что он был близок ко времени плюмового магматизма ~ 2716 – 2715 млн. лет. Таким образом, в интервале времени между

2725 и 2705 млн. лет здесь имели место три эпизода субдукции и, по крайней мере, один плюмового магматизма с миграцией зоны конвергенции к югу. Миграция системы дуга – желоб в геодинамике развития пояса Абитибид рассматривается в качестве доминирующего механизма корообразования и подтверждается прогрессивным омоложением возрастов гранитов с севера на юг (*Jackson, Cruden, 1995*).

Новая модель субдукционно-плюмового взаимодействия (*Wyman 1999*) предполагает воздействие плюма непосредственно в область зоны конвергенции, над которой генерировалась ювенильная кора с возрастом 2730 – 2725 млн. лет (известково-щелочного вулканизма группы Хантер Майн Северной зоны). Это событие привело к перестройке конвергентной границы, которая откатывается в тыл области воздействия мантийного плюма. Здесь инициируется новая зона поглощения океанической коры, где и происходит формирование пород бонинитовой серии, которая вблизи области господства мантийно-плюмового магматизма испытывала сильное смещение с продуктами последнего. Те части океанической плиты, которые по трансформным разломам были значительно смещены по отношению к области воздействия мантийного плюма, продолжали субдуцировать «нормальным» образом, продуцируя молодой островодужный комплекс Валь д'Ор Южной зоны. Валидность этой модели подтверждается и отчетливым присутствием мантийно-плюмовой компоненты в бонинитовой серии. На опубликованных дискриминационных диаграммах эта серия отчетливо демонстрирует ее принадлежность к субдукционному вулканизму. Анализ Nb-Zr-Y вариаций выявляет ее тотальную зараженность мантийно-плюмовой компонентой (рис. 3). На этой диаграмме вулканиды бонинитовой серии попадают в поле мантийно-плюмовой компоненты совместно с производными плюмового магматизма – коматитами и коматитовыми базальтами. В то же время, известково-щелочные вулканиды и базальты групп Хантер Майн и Валь д'Ор демонстрируют отсутствие влияния плюмового магматизма.

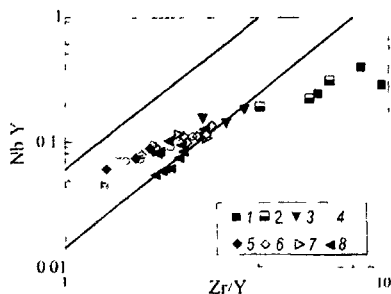


Рис. 3. Вариации отношений Nb/Zr и Zr/Y для главных породных разновидностей Южной вулканической зоны Абитибид. Используются данные (*Fan, Kerrich, 1997, Dostal, Mueller, 1997, Kerrich et al., 1998, Wyman, 1999; Wyman et al., 1999*). 1 – известково-щелочные вулканиды Хантер-Майн; 2 - известково-щелочные вулканиды Валь д'Ор; 3 – риолиты Кидд Крик; 4 - бонинитовая серия; 5 - базальты 2-го типа; 6 - базальты 1-го типа; 7 – коматитовые базальты; 8 – коматиты.

Тектоническая история пояса Абитибид демонстрирует, что эта композитная структура была сформирована за очень короткий (20 – 25 млн лет) промежуток времени в котором были заключены три эпизода субдукции и эпизод мощнейшего мантийно-плюмового вулканизма. С двумя из них было связано формирование островодужных известково-щелочных вулканидов, характерных для нормальных режимов субдукции. Образование бонинитовой серии, по-видимому, было связано с кратковременным эпизодом «пологой и теплой» субдукции, поскольку современные примеры генерации низко-Са бонинитов 2-го типа (*Crawford et al., 1989*) ограничены проявлениями режима субдукции именно такого плана. Однако этот эпизод субдукции не развивался до нормальной островодужной системы и был, по-видимому, подавлен мантийно-плюмовым магматизмом. С этим же эпизодом в субпровинции Вава связывается образование других комплексов-индикаторов пологого типа субдукции – адакиты, высоко-Mg андезиты и высоко-Nb базальты (*Polat, Kerrich, 2001*), что свидетельствует о том, что субдукционная система Абитибид-Вава испытала сильное влияние от воздействия мантийно-плюмового события.

3.2.3. Зеленокаменный пояс Фротет-Эванс. Расположен в центре субпровинции Опатика и сложен в основном зеленосланцевыми вулканитами толеитовой и известково-щелочной серий, сформировавшихся между 2793 и 2755 млн лет (*Boily, Dion, 2002*). В качестве наиболее древних пород пояса рассматриваются известково-щелочные базальты и андезиты формации Ле Гардер. Со структурным несогласием на них залегают мощная толща толеитов группы Ассиника, в основании которой установлены вулканиты с геохимическими характеристиками высоко-Са бонинитов. В восточном сегменте пояса бониниты обнаружены в основании толщи группы Труало коррелируемой с группой Ассиника. Она тектонически перекрывается пакетом чешуй, сложенных высоко-Fe и высоко-Mg толеитами и андезитами и дацитами адакитовой серии.

Бонинитовые метавулканиты пояса локально обнаруживают первичные магматические минералы характерные для неизмененных бонинитов – низко-Ti ортопироксен, клиноэстатит, оливин и хромит с высоким отношением Sr/Al. В наименее измененных разностях примитивных высоко-Mg толеитах обнаруживаются скелетные и идиоморфные оливины заключенные в матриксе волокнисто-лучистого клинопироксена. Метаморфические преобразования приводят к замещению первичных магматических гемноцветов магнезиальными амфиболами актинолит-тремолитового ряда. Примечательно, что не фиксируется заметных отличий в концентрациях малых элементов, определенных в наименее измененных разностях, где не сохраняются первичные минералы (*Boily, Dion, 2002*). Исключения составляют образцы, где визуально устанавливаются признаки поздних наложенных метасоматических процессов.

Бонинитовая серия пояса находится в переслаивании с базальтами и базальтовыми андезитами IAT-типа. Эта толща интерпретируется как комплекс вулканитов, сформировавшихся в результате рифтинга и последующего спрединга преддуговой области интра-океанической островной дуги Ле Гардер, и предполагается, что мафический бонинит-содержащий разрез изначально мог представлять собой супрасубдукционную офиолитовую последовательность (*Boily, Dion, 2002*). В пользу этого свидетельствует то, что в разрезе присутствуют тектонические фрагменты габбровых, пироксенитовых и перидотитовых тел, а среди метавулканитов обнаружены тела массивных сульфидов. Предполагается, что начало рифтинга преддуговой области было связано с изгибом при откате слэба погружающейся под дугу Ле Гардер океанической литосферы. Такой механизм инициации рифтинга в преддуговой обстановке связывается с возможным блокированием субдукции при коллизии подошедшей к зоне конвергенции океанической структуры положительной плавучести типа океанического плато (*Saunders et al., 1996*). В качестве фрагментов океанического шала в поясе Фротет-Эванс предполагаются магнезиальные и железистые толеиты некоторых формаций, находящихся в тектонических соотношениях с породами бонинитовой серии (*Gosselin, 1996*). Проведенный анализ основных вулканитов пояса на предмет идентификации магнийно-плюмового магматизма показывает, что не только Mg- и Fe-толеиты указанных формаций обладают геохимическими метками их плюмового происхождения. Положительными значениями ΔNb характеризуется и группа переходных толеитов. Отрицательные значения ΔNb свойственны бонинитам и связанным с ними низко-Ti толеитам, а также толеитам известково-щелочной серии островодужной формации Ле Гардер (рис. 4). Все типы метавулканитов с геохимическими метками плюмового источника характеризуются более высокими по сравнению с породами бонинитовой серии содержаниями R3Э. Кроме того, переходные толеиты имеют отчетливый фракционированный спектр легких редких земель, позволяющий предполагать гранат в качестве одного из компонентов рестиновой фазы.

Таким образом, как и в ранее рассмотренных примерах, в поясе Фротет-Эванс продукты магматизма, связанного с процессами плавления магнийно-плюмовых источников, играли заметную роль, «вклиниваясь» в вулканогенные образования, генерируемые частичным плавлением деплетированной тугоплавкой верхней мантии в надсубдукционной обстановке. Равным образом, геодинамическое взаимодействие магнийно-плюмовых и субдукционных

производных здесь привело к смене режима субдукции. Если, ранняя островодужная ассоциация Ле Гардер относится к «нормальной» известково-щелочной островодужной серии, то пост-плюмовая и пост-боннитовая формация Сторм представляет собой адакитовую ассоциацию средне-кислых вулканитов.

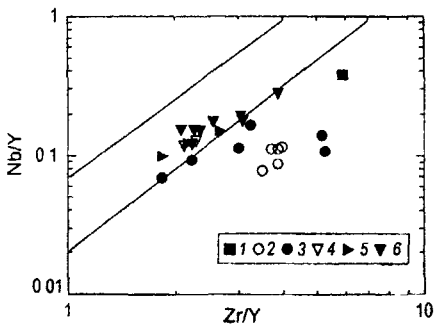


Рис. 4. Вариации отношений Nb/Zr и Zr/Y для породных разновидностей пояса Фротет-Эванс. Используются данные (Boily, Dion, 2002). 1 – известково-щелочные базальты Ле Гардер; 2 – боннититы; 3 – деплетированные толстыты; 4 – Fe-толстыты; 5 – Mg-толстыты; 6 – переходные толстыты.

3.3. Гренландский щит, пояс Исуа. В поясе Исуа, юго-западная Гренландия в наиболее полном виде сохранились свидетельства древнейших коробообразующих процессов на Земле датированных возрастом 3.8 – 3.7 млрд. лет (Moorbath et al., 1973). В современном структурном выражении он представляет собой дугообразный пакет супракrustальных пород шириной до 3 км, прослеженный на расстоянии 35 км, и залегающих среди обширных полей ТТГ гнейсов Итсок с изотопными возрастными 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 гиадокластовые горизонты. Детальные наблюдения соотношений фрагментов с сохранившимися реликтами первичных текстур и сильно деформированных метаморфитов с полностью утраченными признаками первичного происхождения привели к кардинальному пересмотру «стратиграфической» последовательности Исуа (Rosing et al., 1996) Прежде всего, это касается оценки роли осадочных пород в разрезе пояса, где по ранним представлениям выделялись карбонатная известково-силикатная, пятнисто-сланцевая и фельзитовая вулканогенно-осадочная формации. Было установлено, что эти формации являются генетически связанными с ультрамафитовыми, мафитовыми и кислыми вулканогенными протолитами, соответственно. Из всей совокупности пород, для которых предполагался осадочный генезис, только железисто-кремнистая формация, которая образует маломощные пласты среди амфиболитов, не вызывает сомнений в хемогенно-осадочном происхождении. Несмотря на значительное влияние наложенных метаморфических и сопряженных с ними метасоматических процессов на различные изотопные системы, интегральная картина отчетливо указывает на изотопные метки экстракции породных ассоциаций пояса и его обрамления из деплетированной мантии. Наилучшими оценками изотопных характеристик мантийного протолита для пород Исуа считаются $\epsilon Nd [3.85] \sim +2 \pm 2$ и $\epsilon Hf [3.85] \sim +6 \pm 2$ (Blichert-Toft et al., 1999) или $\epsilon Nd [3.85] \sim +2 \pm 0.6$ для Sm-Nd изохроны по 60 валовым пробам 3776 ± 52 млн лет (Moorbath et al., 1997). Таким образом, разрез Исуа представляется как имеющий энсиматическое происхождение.

Данные изотопной геохимии хорошо соотносятся с результатами, полученными другими методами. Исследования газово-жидких включений в кварцевых глобулах подушечных метабазальтов возраста ≥ 3.75 млрд. лет показал, что их состав аналогичен современным

гидротермально-флюидным системам, воздействующим на пиллоу-лавы современных океанов (Appel et al., 2001). Наиболее смелой работой в попытке отождествления стиля развития пояса Исуа с процессами современной геодинамики является публикация группы японских исследователей, которые на основе картирования северо-восточной части пояса распознают 8 дуплексов палеоаккреционной системы, аранжированных в единый надвигово-складчатый ансамбль (Komiya et al., 1999). Несмотря на сложность внутренней структуры пояса, литолого-тектонически он может быть расчленен на три домена – внешний, центральный и внутренний (Myers, 2001; Nutman et al., 2002).

Центральный домен сложен метавулканитами формации Garbenschiefer, геохимическое исследование которых открыло их схожесть с бонинитовыми сериями фанерозоя (Polat et al., 2002). Было показано, что вариации малых некогерентных (Ti, Nb, Zr, Hf, Y, Th) элементов, индикативных для реконструкции обстановок магмогенерации, как и РЗЭ подчиняются строгой коррелятивности, что не могло произойти, если бы они были подвижны при наложенных метасоматических и метаморфических процессах. Концентрации элементов групп высокочargedных ионов и редких земель в амфиболитах Garbenschiefer оказались настолько низкими ($\times 1-8$ уровней хондрита), что исключается возможность их коровой контаминации

В опробованных разрезах доминируют примитивные низко-Ti толеиты и островодужные пикриты. Как и в фанерозойских зонах интра-океанической субдукции, эти метавулканисты характеризуются отчетливыми отрицательными аномалиями Nb (Ta) и, наоборот, положительными аномалиями Zr (Hf). На нормализованных к N-MORB диаграммах картина распределения их РЗЭ имеет отчетливый U-образный вид, отражая субдукционную компоненту обогащения легкими РЗЭ. Хотя только два анализа амфиболитов Garbenschiefer отвечают критериям определения бонинитов, вся совокупность аналитических данных позволяет отнести эту формацию к бонинитовой серии схожей с типом 2 низко-Са бонинитов (Polat et al., 2002).

По геохимическим данным амфиболитовые формации внешнего и внутреннего доменов пояса относятся к типичным островодужным толеитовым сериям (IAT-тип) (Polat, Hofmann, 2003). Подобная картина отмечается как отчетливая закономерность и для супрасубдукционных офиолитовых разрезов фанерозоя, где «добонинитовый» вулканизм определяется как островодужный толеитовый, а «пост-бонинитовый» как толеитовый задуговых бассейнов (Shervais, 2001). Таким образом, можно говорить о преемственности формации Garbenschiefer, как продукте эволюции единой древнейшей энсиматической субдукционной системы Исуа.

Современные проявления низко-Са бонинитовых пород 2-го типа ограничены двумя областями «теплой и пологой» субдукции – островом Шодо-Шима, юго-западная Япония, и юго-западом Калифорнийского полуострова. Здесь обнаруживаются примитивные андезит-базальты и андезиты, получившие собственные названия «санукитоидов» (Tatsumi, Ishizaka, 1982) и «баджаитов» (Saunders et al., 1987), соответственно. Несмотря на то, что эти породы имеют примитивный состав ($Mg\# > 0.7$), содержания TiO_2 в них больше 0.5 вес% и концентрации некогерентных элементов, ЛЗРЭ и щелочей в них в несколько раз выше, чем в бонинитах других типов. Кроме того, санукитоиды и баджаиты являются самой высокоглиноземистой группой среди всех типов бонинитов Но, содержания Al_2O_3 в бонинитовой серии Исуа оказывается на 2 – 3 % большим, чем в санукитоидах и баджаитах. Анализ парных вариационных диаграмм отношений Al_2O_3 , TiO_2 и CaO в бонинитовой серии Исуа показал, что закономерности распределения этих окислов скорее унаследованы от магматических процессов, нежели являются результатом наложенных преобразований. Это позволяет использовать экспериментальные данные по генерации примитивных андезитов для оценки возможных петрогенетических условий генерации бонинитовой серии Исуа.

Для температурной оценки формирования расплавов формации Garbenschiefer использованы данные экспериментов по частичному плавлению водонасыщенного перидотита KLB-1 при давлении 1 Гпа и температурах 1000 – 1200°C (Hirose, Kawamoto, 1995; Hirose, 1997).

Фигуративные точки составов амфиболитов Garbenschiefer нанесены на треугольную проекцию тетраэдра в плоскости оливин – плагиоклаз – кварц, где нанесены также композиционные тренды составов, полученных при водонасыщенном плавлении перидотита (рис. 5). При температурах 1200°C и выше и содержаниях воды ≤ 2.5 вес% формировались базальтовые составы (Hirose, Kawamoto, 1995), тогда как при увеличении содержания H_2O ($> 3\%$) и уменьшении температуры (до 1050°C) были получены андезит-базальтовые и андезитовые расплавы с необычайно высоким (до 21.7 вес. %) содержанием Al_2O_3 (Hirose, 1997).

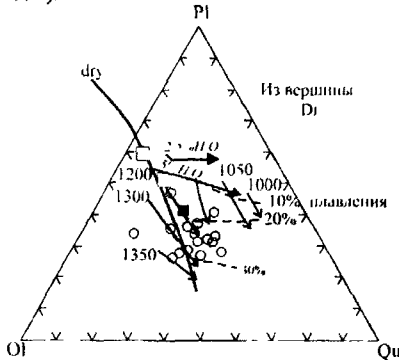


Рис. 5. Нормативные составы амфиболитов формации Garbenschiefer на треугольной проекции оливин-плагиоклаз-кварц из вершины диоксида (Walker et al., 1979). Также нанесены тренды расплавок «микрого» плавления перидотита (Hirose, 1997). Цифрами указаны температуры экспериментального плавления (°C). Для сравнения показан тренд «сухого» плавления (dry) перидотита при давлении 1 ГПа (Hirose, Kushiro, 1993). Пунктирными линиями показаны составы расплава при 10%, 20% и 30% плавлении. Серая область – поле нормативных составов высоко-Mg андезитов Шодо-Шима (Tatsumi, Ishizaka, 1982). Квадраты – нормативные составы андезито-базальта 85-44 (черный цвет) и высоко-Al оливиновых толеитов Маунт-Шафта (Grove et al., 2002). Жирными стрелками показаны композиционные изменения при микром плавлении андезито-базальта 85-44, цифрами показаны весовые содержания воды в расплавах по данным (Müntener et al., 2001).

Большинство фигуративных точек амфиболитов Garbenschiefer, имеющих базальтовые и более примитивные (пикритовые) составы отвечают составам, возникающим при частичном плавлении водонасыщенного перидотита при температурах 1200 – 1350°C. Часть более дифференцированных базальтовых и андезито-базальтовых (боинитовых) составов Исуа занимают область менее высокотемпературных расплавок (1200 – 1100°C), попадая в поле санукитоидов. Для сравнения нанесены фигуративные точки толеитов и примитивных андезито-базальтов района Маунт Шафта, юго-запад Калифорнии, где содержания Al_2O_3 достигают 17 – 18 вес. %. Экспериментальными исследованиями этих вулканических составов Исуа показано сильное влияние даже незначительных вариаций степени концентрации H_2O в источнике на состав конечных фаз. Увеличение концентрации H_2O в расплаве изменит последовательность его кристаллизации. Низкие концентрации H_2O в расплаве стабилизируют плагиоклаз, который появляется раньше, чем гранат и амфибол. Высокое же содержание H_2O ($> 3\%$) подавляет плагиоклаз, что ведет к более ранней кристаллизации амфибола и граната, а, следовательно, и к генерации островолужных расплавок с нормативным корундом, т.е. высокоглиноземистым выплавкам. (Müntener et al., 2001). Сравнительные характеристики составов формации Garbenschiefer и экспериментальных данных по их современным аналогам дают основание полагать, что первичные расплавы могли формироваться в условиях низких давлений (~ 10 кбар) и температур, вряд ли превышавших 1350°C. Содержание воды, как и степень частичного плавления верхней мантии, могли быть довольно значительными, достигая 10 вес% H_2O и 20 - 30%, соответственно. Это, в свою очередь, может указывать на то, что температурные условия в мантийном клине над зоной эоархейской интра-океанической субдукции не превышали 100°C по сравнению с таковыми современных обстановок.

Еще одним подтверждением процессам плавления мантийного клина при формировании ранней континентальной коры Исуа являются обнаруженные свидетельства присутствия среды «серых гнейсов» Итсок гетерогенных по геохимическим характеристикам ТГК комплексов. Кроме широко распространенных в южном обрамлении пояса тоналит-грандьемитовых комплексов с адакитовыми характеристиками отмечены и разности с

характеристиками АДР-серий, которые оказываются несколько более древними по сравнению с адакитами – 3810 и 2795 млн. лет, соответственно (Nutman et al., 1999).

Поразительным фактом составов метавулканитов Исуса является их сильная деплегация по сравнению с составами не только N-MORB, но и гораздо более молодых аналогов Северо-Карельского пояса. Эта особенность метавулканитов и метатурбидитов Исуса ярко выражена в Lu-Hf и Sm-Nd изотопных системах, интегрированные на возраст значения которых показывают изотопное сходство верхней мантии эоархея с современной деплегированной верхней мантией (Moorbath et al., 1997; Vervoort, Blichert-Toft, 1999). Однако часть образцов из пояса Исуса демонстрирует надхондритовые изотопные отношения, показывая присутствие изотопных меток мантийно-плюмового происхождения (Blichert-Toft et al., 1999) Использование диаграммы вариаций отношений Nb/Y – Zr/Y для опубликованных составов формации Garbenschiefer подтверждает этот вывод (рис. 6).

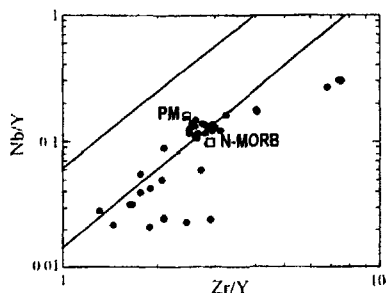


Рис. 6. Вариации Nb/Zr и Zr/Y отношений для амфиболитов северо-восточной ветви пояса Исуса. Использованы данные (Komya et al., 2004). Сокращения: PM – примитивная мантия; N-MORB – базальт срединно-океанических хребтов.

3.4. Таким образом, все рассмотренные архейские области объединяются общей закономерностью. Каждая из них демонстрирует процессы роста ювенильной континентальной коры в зонах интра-океанической конвергенции при активном взаимодействии с производными мантийно-плюмового магматизма. В тоже время, ни один из рассмотренных примеров не дает оснований для выводов о прямой связи мантийно-плюмового магматизма с процессами формирования ювенильной коры. Воздействие мантийно-плюмовых производных на генерацию ранней континентальной коры скорее было опосредованным при активном их взаимодействии с зонами интра-океанической конвергенции. С процессами такого взаимодействия, по-видимому, было связано формирование вулканитов бонинитовой серии, а также происходила резкая смена характера островодужного магматизма, что требует реализации механизма быстрой смены геометрии погружения слэба и переключения источников генерирующих контрастные островодужные вулcano-плутонические серии – адакитовые и андезит-дацит-риолитовые.

ГЛАВА IV. Геодинамические режимы субдукции и проблемы генезиса бонинитов.

4.1. Материал, изложенный в главе 3, обуславливает необходимость рассмотрения вопросов субдукционной геодинамики и локализации бонинитового магматизма, что представляется важным для понимания возможных режимов субдукции в архее и взаимодействия зон конвергенции архейских океанических плит с мантийно-плюмовыми образованиями.

В последние годы принято различать два главных типа субдукционных зон – «холодной и крутой» и «теплой и пологой» субдукции, что призвано отразить существование конечных, крайних траекторий близповерхностного погружения слэбов. Сами же процессы развития субдукционных зон представляются неравновесными и сильно зависящими от фактора времени. Наблюдаемые сейчас траектории погружения слэбов являются только «моментальным фото» эволюционного процесса плитовых конвергенций (King, 2001).

Поскольку крайние случаи субдукции на относительно длительных интервалах времени (десятилетия млн. лет) обнаруживают устойчивые характеристики геодинамических режимов, то для некоторого упрощения можно их определять как *стационарные режимы субдукции*. Важно также отметить, что на современной тектоносфере Земли зоны с разными типами субдукции разнесены в пространстве. В отдельных сегментах конвергентных границ «работает» либо один тип субдукции, либо другой.

4.2. Геодинамика зон «холодной и крутой» субдукции. На современных конвергентных границах эти зоны имеют господствующее распространение, и преобладающий в литературе «геодинамический образ» субдукции построен именно на общих закономерностях их строения. Расчетные траектории геотермических градиентов вдоль погружающихся холодных и древних (> 50 млн. лет) слэбов показывают, что они до глубин ~ 100 км составляют $< 20^\circ\text{C}/\text{км}$ (Dumitru, 1991). Эти параметры обеспечивают метаморфизм фации голубых сланцев, маркирующих конвергентные плитовые палеограницы (Ernst, 1971, Добрецов, 1980). Подавляющий объем островодужного магматизма в таких условиях должен генерироваться за счет частичного плавления мантийного клина, вещество которого было инфильтрировано водными флюидами слэба (напр., Gill, 1981). Единственно возможным источником водного флюида для начала частичного плавления считается реализация в слэбе метаморфических реакций дегидратации, которые происходят при давлениях соответствующих ~ 30 кбар, главным образом, субсолидусный распад амфибола, являющегося до глубин $70 - 90$ км главным породообразующим минералом погружающейся океанической коры. Начало процессов частичного плавления в мантийном клине вызывает появление конвективной неустойчивости, что провоцирует его растяжение, декомпрессию и, как следствие, возможность извержения на поверхность не только андезитовых, но и толеитовых вулканитов (Pearce, Parkinson, 1993). Глубинный путь реакций дегидратации мафической коры холодных океанических слэбов следует метаморфическим реакциям сопровождаемым последовательным преобразованиям с увеличением давления водонасыщенного (~ 6 вес% H_2O) базальта в голубые сланцы ($5 - 4$ вес% H_2O), затем в лавсонитовый амфиболовый эклогит (~ 3 вес% H_2O) и на глубинах > 100 км в эклогит (0.1 вес% H_2O) (Peacock, 1996; Hacker et al., 2003). При субдукции древней океанической плиты с очень низкой траекторией геотермического градиента ($2 - 3^\circ\text{C}/\text{км}$) окончательная ее дегидратация должна происходить на глубинах > 300 км (Okamoto et al., 1997). При более высоких геотермах путь фазовой трансформации базальт – эклогит смещается в сторону формирования амфиболовых эклогитов, а глубины полной трансформации базальт – сухой эклогит уменьшаются до ~ 100 км (рис 7).

Различные траектории погружения океанических плит и соответственно разные пути фазовых трансформаций базальта в эклогит имеют важнейшее значение для геодинамики субдукционных зон. Если дегидратация амфибола и хлорита до глубин ~ 100 км общеприняты в качестве основного источника для водного флюида и генерации известково-щелочных магм на фронте островодужного вулканизма, то реакции дегидратации лавсонита на глубинах до 300 км могут инициировать процессы частичного плавления в тылу островодужных систем (Okamoto, Maruyama, 1999). Реакции дегидратации в лавсонитовых эклогитах слэба и флогопита в перекрывающем мантийном клине «холодных и крутых» субдукционных зон в этом случае рассматриваются в качестве спускового крючка для начала частичного плавления в мантийном клине на глубинах от 150 до 300 км. Эти процессы в начале, вероятно, формируют отдельные мантийные диапиры, которые выше канализируются в магматическую колонну на манер механизма сегрегации магм в мантийном клине под фронтом островодужного вулканизма (Tatsumi, 1989). В области мантийной декомпрессии такая колонна должна испытывать усиление частичного плавления, которое уже охватывает и верхние деплетированные горизонты мантии, что приводит к генерации задугового спрединга и раскрытию бассейнов типа Японского моря (Nishimura, 2002). Такой механизм, по-видимому, характерен только для зон, где происходит поглощение древних океанических плит с низкими геотермами вдоль поверхности

погружения слэбов. Смещение геотермы вправо (средняя геотерма на рис.7) будет способствовать более быстрым и менее глубинным процессам полной дегидратации, что теоретически должно приводить к смещению области задугового растяжения ближе к области фронта островодужного магматизма.

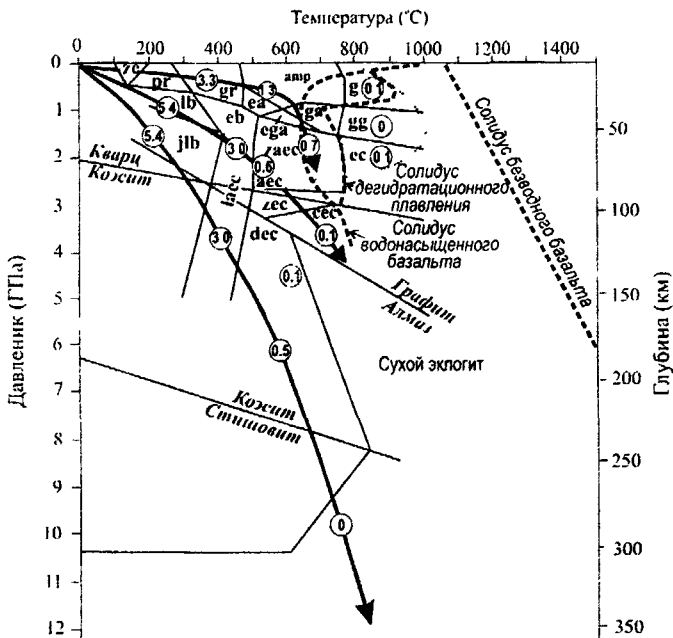


Рис. P-T диаграмма, иллюстрирующая метаморфические фазовые трансформации океанической коры в зонах Бенюфа различной траектории и имеющиеся оценки содержания в ней мольной доли воды в весовых процентах (цифры в кружках) Модифицировано из (Okamoto, Maruyama, 1999). Поля минеральных фаций по (Hacker et al, 2003 b). Кривые солидуса водонасыщенного и сухого амфиболита по (Wyllie et al, 1997) Аббревиатура метаморфических фаций: ze – цеолитовая, gr – пренит-пумпеллиитовая, gr – зеленосланцевая; lb – лавсонит-голубосланцевая; jlb – жадеит-лавсонит-голубосланцевая, eb – эпидот-голубосланцевая, amp – амфиболитовая, ea – эпидотовых амфиболитов, ega – эпидотовых гранатовых амфиболитов, ga – гранатовых амфиболитов, g – гранулитовая, gg – гранатовых амфиболитов, ec – эклогитовая, laec – лавсонитовых эклогитов, zec – цоизит-амфиболовых эклогитов, aec – амфиболовых эклогитов, zec – цоизитовых эклогитов, sec – коэзитовых эклогитов, dec – алмазоносных эклогитов.

В рассмотренных в главе 3 архейских структурах наряду с адакитами присутствуют и АДР вулcano-плутонические серии, сравнение которых с составами андезитов современных зон «холодной и крутой» субдукции демонстрируется на рис. 8 Спектры распределения малых элементов архейских андезитов и их плутонических аналогов почти аналогичны спектрам распределения андезитов современных островодужных систем. Важно, что выдерживаются критические соотношения между поведением крупно-ионных литофилов, редкоземельными и высокочargedными некогерентными элементами, которые отражают вклад субдукционной компоненты. Однако архейские андезиты демонстрируют систематически более высокие значения $(La/Yb)_n$, что может быть обусловлено присутствием в магматической смеси и меток частичного плавления эклогитового материала океанических слэбов, где основными

ликвидусными фазами представляются гранат и амфибол (Martin, 1986). О подобном сценарии петрогенезиса архейских АДР серий свидетельствует и сравнительный анализ их геохимических особенностей с таковыми из островодужных серий современных зон «теплой и пологой» субдукции (рис. 8), в которых известны свидетельства взаимодействия адакитовых расплавов с расплавами метасоматизированного мантийного клина (Kepezhinskas et al., 1995, Kilian, Stern, 2002).

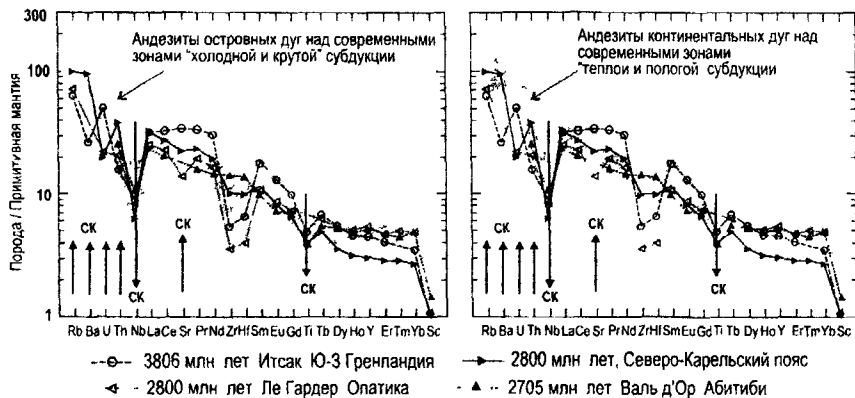


Рис. 8. Сравнение составов андезитов архейских зеленокаменных поясов и андезитов современных конвергентных окраин на графиках распределения малых элементов нормированных к примитивной мантии. СК – субдукционная компонента. Составы современных андезитов из данных Geokem (www.geokem.com). Составы архейских андезитов: Итсак (Nuiman et al., 1999), Северо-Карельский пояс (Shchipansky et al., 2004), Ле Гардер (Boily, Dion, 2002), Валь д'Ор (Wyman et al., 1999). Примитивная мантия по (Hofmann, 1988).

Таким образом, архейские АДР серии, по-видимому, генерировались в условиях близких к условиям некоторых современных зон «теплой и пологой» субдукции, таких как южные Анды или Филиппины (средняя геотерма на рис.7). Очень вероятно, что в архее не существовало термальных условий соответствующих наиболее холодному градиенту погружения слэбов, когда осуществляется фазовый переход базальта в лавсонитовый эклогит. Отсюда следует, что в архейских относительно холодных зонах конвергенции не должно было существовать благоприятных условий для формирования хорошо развитых задуговых бассейнов, и, если в это время и формировались задуговые зоны спрединга, то они должны были быть смещены в сторону фронта островных дуг.

4.3. Геодинамика зон «теплой и пологой» субдукции. Такой стиль субдукции рассматривается в качестве типичного для архейских обстановок, когда в силу более высокого геотермического градиента погружение океанических плит должно было происходить по сценарию пологой субдукции. В современных обстановках с этими зонами ассоциируют лишь ~ 10% конвергентных границ литосферных плит. Общими для всех зон «теплой и пологой» субдукции является следующее (Kirby et al., 1996) (1) глубины гипоцентров внутрислэбовых землетрясений здесь меньше, нежели для зон «холодной и крутой» субдукции и составляют от < 100 км до 125 км; (2) небольшие глубины зон Беньоффа, (3) слабо выраженные или отсутствующие морфологические выражения островодужных построек; (4) нережное присутствие адакитовых лав, происхождение которых связывается с частичным плавлением эклогитизированного слэба. Многие зоны «теплой и пологой» субдукции характеризуются также как связанные с поглощением молодых океанических плит, для которых свойственны низкие (< 5 см/год) скорости конвергенции. Из

разнообразных моделей, предложенных для объяснения причин возникновения пологих зон субдукции, наиболее универсальной представляется, как и в случае с зонами «холодной и крутой» субдукции, модель дегидратации океанических слэбов и те метаморфические реакции, которые происходят при фазовой трансформации базальта в эклогит. Подавляющее большинство эпицентров землетрясений здесь прослеживаются до глубин порядка 70 - 80 км, что находится в соответствии с расчетами численного моделирования термального поля пологих субдукционных зон, согласно которым на данных глубинах должна происходить полная трансформация водосодержащих фаз океанического слэба в сухой эклогит (Peacock et al., 2002; Hacker et al., 2003). Хотя численные модели ограничивают возможность начала частичного плавления слэба случаями погружения экстремально молодых (< 5 млн. лет) порций океанической коры (Peacock et al., 1994), подавляющее большинство примеров адакитового магматизма приурочено к конвергентным границам, где субдуцируют океанические плиты с возрастными от 10 до 45 млн. лет (Gucher et al., 2000).

Важнейшим свойством «теплой и пологой» субдукции является огромная дистанция (до 700 - 800 км), которую проходит слэб по пологой, а зачастую и по субгоризонтальной, траектории от желоба до начала его круглого погружения. Центры вулканической деятельности над такими зонами рассредоточены и располагаются как в 300 км, так и в 600 км от желоба. Вулканизм имеет не полимодальный, а бимодальный характер, средне-кислая часть которого представлена адакитовыми лавами. Толентовый вулканизм проявляется спорадически, а составы базальтов в значительной мере контролируются степенью метасоматической инфильтрации мантийного клина, что, в свою очередь зависит от возраста субдуцирующей плиты (Harry, Green, 1999).

В отличие от зон «холодной и крутой» субдукции, системы, связанные с процессами «теплой и пологой» субдукции, не характеризуются формированием задуговых бассейнов. Напротив, некоторые области «теплых и пологих» субдукционных зон показывают, что в тылу вулканических дуг здесь формируются не зоны концентрированных растяжений, а зоны компрессионного сжатия (Wells et al., 2002). Отличительной особенностью таких обстановок являются хорошо выраженные обширные преддуговые бассейны, формирование которых связывается с тем, что процессы дегидратации слэбов здесь происходят до начала их частичного плавления, т.е. приходится на преддуговую регион (Rogers, 2002). В преддуговых регионах зон «теплой и пологой» субдукции формируются мощные толщи турбидитовых осадков, которые в последствие образуют аккреционные призматические орогенных сооружений. Имеющиеся геофизические и геохимические данные показывают, что этот осадочный материал постоянно аккрецируется к континентальной окраине, вызывая орогенез форланды, тогда как подстилающая его океаническая литосфера практически полностью субдуцирует (Brandon, 2003). Высокие температуры в надсубдукционной области, плавучесть погружающегося слэба, интенсивное нагнетание на фронте погружения турбидитовых осадков и «соскобленных» фрагментов океанической коры, приводят к формированию на средних уровнях орогенической коры метаморфических комплексов повышенных давлений. Среди них известны сильно фрагментированные офиолитовые комплексы, которые испытали метаморфическую рекристаллизацию на глубинах от 15 до 35 км (Ernst, 2001).

Индикаторными вулканитами для зон «теплой и пологой» субдукции являются адакиты - породы средне-кислого состава, которые отвечают следующим критическим параметрам: $\text{SiO}_2 > 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$, $\text{Sr/Y} > 40$, $\text{La/Yb} > 20$, что моделируется процессами частичного плавления погружающегося слэба (Defant, Drummond, 1990). На рис. 9 приведено сравнение геохимических характеристик средне-кислых вулкано-плутонических пород, рассмотренных в главе 3 архейских областей, и среднего адакита из мезо-кайнозойских зон «теплой и пологой» субдукции. Все архейские образцы попадают под определение «адакита». Архейские образцы по спектрам распределения близки между собой и обнаруживают заметную аналогию с распределением малых элементов в современном адаките, но в отличие от современного адакита в них систематически фиксируются повышенные Zr/Sm отношения. Высокие отношения этих элементов объясняются

несовместимостью Zr с реститовым амфиболом, а, следовательно, эта фаза в контроле составов расплавов из архейских субдуцируемых слэбах должна была играть существенное значение (*Drummond et al, 1996*). Это может свидетельствовать о большем влиянии водосодержащих фаз в петрогенезисе архейских адакитов, нежели в их современных аналогах.

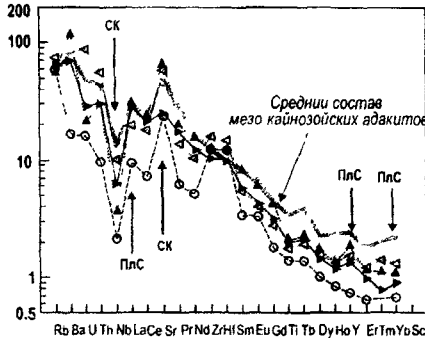


Рис 9. Сравнение составов адакитов архейских зеленокаменных поясов и адакитов современных «теплых и пологих» конвергентных окраин на графиках распределения малых элементов нормированных к примитивной мантии. СК – субдукционная компонента; ПлС – плавление слэба. Средний состав мезо-кайнозойских адакитов по 140 анализам по (*Drummond et al, 1996*). Составы архейских адакитов. Итсак (*Nutman et al, 1999*), Северо-Карельский пояс (*Shchipansky et al, 2004*), формация Сторм, Опатика (*Boily, Dion, 2002*), формация Хеммон-Блэк Ривер, Вава, Суперриор (*Polat, Kerrich, 2001*). Примитивная мантия по (*Hofmann, 1988*).

4.4. Возможные причины изменения геометрии субдукции. Как было показано, два типа субдукционных зон характеризуются отчетливо различающейся геодинамикой, что должно приводить также к проявлению отчетливо выраженных структурно-формационных особенностей строения коровых сегментов, возникших в результате того или иного стиля развития конвергентных границ. Но, как происходит или как могла происходить смена геодинамических режимов субдукции?

Самой популярной гипотезой изменения геометрии субдукции является модель постепенного изгиба слэба с его откатом в сторону океана (slab roll-back). В ее основе лежит простой постулат, согласно которому суммарный вектор движения слэба при нарастании гравитационной составляющей (эклогитизация) должен быть направлен в сторону обратную направлению конвергенции, т.е. в сторону океана. В качестве наиболее яркого доказательства этого механизма приводится факт миграции желобов в сторону океана по мере развития островодужных систем. Однако, анализ глобальных данных по субдукционным системам, где установлена миграция желобов, показывает, что не существует корреляции между углами погружения слэбов и расстоянием, на которое смещаются желоба (*King, 2001*). К тому же, следуя этой модели, полагают субдукция со временем должна сменяться крутой, но гораздо более распространенным случаем изменения геометрии субдукции была смена «холодного и крутого» типа на «теплый и пологий». Так, «теплая и пологая» субдукционная зона Каскадии, происхождение которой связывается с косым погружением молодой и горячей плиты Хуан де Фука, развивается с конца мела. До этого периода, судя по распространенности лавсонитовых эклогитов, геометрия зоны субдукции в палеоконвергентной Сьерра-Невадской окраине относилась к типу «холодной и крутой» (*McKenna, Blacwell, 2002*).

Другим примером недавней смены геодинамических режимов субдукции является субдукция молодой плиты Южно-Китайского моря под систему островной дуги Северного Тайваня и острова Лусон, Филиппины. Время начала субдукции плиты в желобе Манила относится к раннему миоцену, что маркируется формированием островной дуги Западного Вулканического Пояса с «нормальным» андезитовым вулканизмом и известково-шелочных плагитогранитных батолитов, массовое внедрение которых относится к среднему и позднему миоцену (см. рис. 13). Это свидетельствует о процессах магмогенерации и формирования вулканического фронта над зоной «холодной и крутой» субдукции, которая «работала», примерно, до 5 млн. лет тому назад. Первые свидетельства о новом этапе вулканической

деятельности, фронт которой сместился на восток, относятся ко времени 5.50 – 5.94 млн. лет тому назад (Yumul et al., 2003). В это время начинает формироваться Восточный Вулканический Пояс, «визитной карточкой» которого является адакитовый вулканизм (Sajona et al., 1993, 2003). Таким образом, субдукция плиты Южно-Китайского моря демонстрирует, что одного лишь фактора молодости и разогретости океанической литосферы не достаточно для формирования зон «теплой и пологой» субдукции. Начало формирования Восточного Вулканического пояса приходится на то время, когда к трогу Манила подошла цепь подводных гор Скарбору, которая интерпретируется как асейсмический хребт Южно-Китайского моря (Yang et al., 1996). Это событие радикально изменило план и вещественное наполнение надсубдукционного магматизма. Его фронт сместился на 50 км к востоку, образовав цепь адакитовых конусных вулканов. Современный сейсмический образ глубинного строения северной части Лусона показывает, что пологий стиль субдукции плиты Южно-Китайского моря прослеживается почти вдоль всего трога Манила (Bautista et al., 2001).

Вдоль активной окраины Южно-Американской плиты обнаруживаются только пять сегментов пологой субдукции, сопровождаемой адакитовым вулканизмом. Данные сейсмологической томографии в совокупности с палинспастическими реконструкциями развития Пацифики позволили выявить, что во всех этих случаях происходило поглощение областей с утолщенной океанической корой, т.е. океанических плато, асейсмических хребтов и океанических островов (Gutscher et al., 2000). В некоторых сегментах захороненные под активной окраиной обширные области с утолщенной океанической корой поддерживают погружающуюся плиту в субгоризонтальном положении на огромной дистанции (до 800 – 900 км).

Однако геометрия зон субдукции оказывается очень чувствительной даже к относительно небольшим по площади возвышенностям океанического ложа. «Теплая и пологая» субдукция плиты Филиппинского моря вдоль желоба Нанкай и адакитовый вулканизм на острове Сикоку, юго-западной Японии связаны с началом поглощения в зоне конвергенции небольшой по размеру океанической возвышенности (Kaneda et al., 2002). Таким образом, *необходимым, и, по-видимому, обязательным фактором для возникновения режима «теплой и пологой» субдукции является процесс поглощения в зонах конвергенции плавучих масс океанических возвышенностей, т.е. областей с утолщенной мощностью океанической коры.* Этот вывод находит подтверждение в результатах численного моделирования процессов пологой субдукции океанических плато (van Hunen et al., 2002). Экспериментально было продемонстрировано, что субдукция океанических плато в зависимости от температурных условий имеет бимодальный характер. Либо она имеет хорошо развитую пологую геометрию при температурах фазового перехода базальта в эклигит около 700°C, либо при меньших температурах быстро развивается крутое погружение океанического слэба. Важно, что при этом не возникает устойчивой картины промежуточной геометрии субдукции. Отсюда следует, что такие, казалось бы, разные параметры, как температурный режим слэба и необходимость того, чтобы в поглощение вовлекались области с утолщенной океанической корой в не зависимости от ее возраста, по-видимому, могут быть связанными.

4.5. Геодинамические проблемы генезиса бонинитов. Петрологическая уникальность пород бонинитовой серии состоит в том, что для их генезиса требуется сочетание различных факторов, которое может реализовываться только в определенных, и очень ограниченных по месту локализации, геодинамических обстановках. Среди прочих важнейшими являются: (1) интра-океаническая зона субдукции, (2) мантийный клин, вещество которого подверглось предварительной и, как правило, неоднократной деплетации, (3) аномально высокие температуры и (4) малоглубинные и водонасыщенные условия плавления этого тугоплавкого мантийного клина.

Тектоническое положение локализации вулканических пород бонинитовой серии в структуре складчатых поясов континентов также уникально. Практически все известные находки бонинитовых вулканических пород ограничены офиолитовыми

комплексами (Cameron et al., 1979). Среди таковых самые известные разрезы с полной офиолитовой последовательностью - Троодос, Кипр (Sun, Nesbitt, 1978; Cameron, 1985), Оман (Umno, 1990; Ishikawa, 2002), Восточно- и Западно-Албанские офиолитовые покровы (Bortolotti et al., 1996, 2002), офиолиты Берегового хребта (Shervais, 2001) и Жозефины ((Harper, 1984, 2003), Беттс Коув, Ньюфаундленд (Coish et al., 1982; Bédard et al., 1998); офиолиты Восточных Саян и других областей Центрально-Азиатского складчатого (Zonenshain, Kuzmin, 1978; Добрецов и др., 1986; Симонов и др., 1994) и др.

Бонинитовые серия нигде не образуют обособленных формаций и всегда встречаются в переслаивании с подводными лавами толеитовых и известково-щелочных серий (Shervais, 2001; Шараськин, 2003). Тем не менее, многие офиолитовые разрезы демонстрируют вертикальную зональность распределения вулканитов разного типа. Если в низах разрезов доминируют вулcano-плутонические образования близкие по составу базальтам СОХ, то в верхних частях разрезов - толеиты IAT-типа, низко-Ti толеиты и собственно бониниты. Наиболее яркий пример такой вертикальной зональности демонстрирует офиолитовый разрез Троодоса, где нижняя часть разреза, известная под названием нижних пиллоу-лав, сложена толеитами N-MORB типа, тогда как верхняя часть разреза - низко-Ti лавами и вулкани гами собственно бонинитового ряда (Cameron, 1985) Сходное распределение типов вулканитов установлено и в офиолитах Омана. Их нижняя часть разреза V1 (Ernewein et al., 1988) сложена вулcano-плутонической ассоциацией N-MORB типа, а верхняя часть разреза V2 объединяет вулканиты IAT-типа, характеризующиеся отчетливыми отрицательными аномалиями Nb (Ta), фракционированным спектром РЗЭ и положительными аномалиями Sr и Pb (Godard et al., 2003). С этими вулканитами ассоциируют высоко-Ca бониниты (Ishikawa, 2002).

Вертикальная смена типов вулканитов во многих супрасубдукционных офиолитах Мира является основой для популярных тектонических моделей и геодинамических интерпретаций, согласно которым офиолиты такого рода являются производными взаимодействия срединно-океанического хребта и зон субдукции (напр. Ishikawa, 2002, Bortolotti et al., 2002). В основе подобных представлений находится ставшая классической модель генезиса бонинитов, предложенная Кроуфордом с соавторами (1989) для объяснения локализации бонинитов как в преддуговой области Изу-Бонин-Марианской дуги (ИБМ), так и для офиолитовых палеоаналогов.

Преддуговые или задуговые структуры ИБМ, уже давно привлекает к себе внимание как современный аналог супрасубдукционных офиолитов (Bloomer, Hawkins, 1983). На островах дуги обнажаются верхние уровни преддуговой океанической литосферы, где и распространены хорошо изученные вулканиты бонинитовой серии. Программами глубоководного бурения 70-х и 80-х в этом районе было установлено, что обнажающиеся на островах бониниты и толеиты наращивают перидотит-габбро-метавулканический разрез склонов ИБМ желоба. Узкие задуговые бассейны, такие как Марианский трог или бассейн Лау, демонстрируют полосовые магнитные аномалии, свидетельствующие об активном спрединге океанического ложа (напр. Stern et al., 1989).

Исторически так сложилось, что главным объектом для построения моделей генерации бонинитов стало место их первого открытия - ИБМ островодужная система. В работе критически рассмотрен ряд наиболее известных моделей такого рода: модель субдукции активного срединно-океанического хребта (Crawford et al., 1989), модель начальной стадии развития субдукционной зоны (Stern, Bloomer, 1992), «плюмовая» модель (Macpherson, Hall, 2001), модель пересечения спрединговых центров задуговых бассейнов с дугой (Deschamps, Lallemand, 2003) и модель ролл-бэка слэба (Bryant et al., 2003). Анализ этих моделей показывает, что ни одна из них не может считаться универсальной, позволяющей адекватно учесть то или иное ограничение на условия генезиса ИБМ бонинитов в частности и супрасубдукционных офиолитов в целом.

Едиственное положение, по которому имеется консенсус, заключается в том, что уникальные условия проявления бонинитового магматизма связаны с необычными и

кратковременными режимами субдукции на интра-океанических конвергентных границах. Именно в области таких современных границ, как по-видимому, в подобных областях взаимодействия океанических литосферных плит геологического прошлого, время от времени создавались необходимые геодинамические предпосылки для возникновения условий формирования супрасубдукционных офиолитов, разрезы которых включают вулкано-плутонические последовательности с признаками их генерации в обстановках растяжения океанической литосферы над зонами субдукции.

Нерешенными вопросами геодинамических условий генезиса бонинитов представляются следующие. (1) Почему наиболее значимые проявления современного бонинитового магматизма (ИБМ, Фиджи – Тонга) локализованы в преддуговых областях? (2) С какими изменениями в режиме субдукции на границе океанических плит могут быть связаны условия благоприятные для реализации бонинитового магматизма? (3) В чем может быть причина литосферного разрыва преддуговой области, необходимого для реализации малоглубинного плавления верхней мантии и образования зон растяжения, сопровождаемого бонинитовый магматизм? (4) Какой процесс может обеспечить аномально высокий (до 1450° – 1480°C) приток тепла, необходимого для начала плавления тугоплавкой мантии над зонами субдукции.

Ответы на эти вопросы мы попытаемся дать в следующей главе, показав, что сочетание выше перечисленных условий реализуется в современной субдукционной геодинамике Земли. Центральным понятием такой необычной обстановки является понятие «нестационарной субдукции», рассмотрению геодинамических аспектов которой и посвящена следующая глава.

ГЛАВА V. Нестационарные режимы субдукции.

5.1. Под нестационарными режимами субдукции понимаются такие временные режимы ее развития, когда резко меняются характеристики основных кинематических, сейсмических и термальных процессов, протекающих как в погружающейся, так и в перекрывающей литосферных плитах.

Давно обнаружено, что кинематика субдукции и связанные с ней магматические процессы могут сильно меняться при подходе к зоне конвергенции плит асейсмических хребтов, микроконтинентов и других плавучих масс (Vogt et al., 1979). Скорость погружения плиты при этом сильно замедляется, и создавалось впечатление, что субдукция блокируется. Развитие сейсмической томографии привело к получению новой информации о глубинной структуре конвергентных границ. Установлено, что в глубоких горизонтах верхней мантии присутствуют оторванные части слэбов, которые сразу стали предметом для анализа возможных геодинамических следствий. Было показано, что обрыв слэба должен влиять на распределение напряженного состояния литосферы над зонами субдукции и провоцировать кардинальные изменения вертикальных и горизонтальных составляющих движения тектонических потоков в верхней мантии, возможно приводящих к миграции фронта островных дуг (Meijer, Wortel, 1996). Отрыв слэба также должен открывать окно для проникновения горячего астеносферного материала в кровлю верхней мантии. Впервые на это явление обратили внимание Дж. Дэвис и Ф. фон Бланкенбург (1995), показавшие, что отрыв слэба во время коллизии и возникновения Альпийского орогена мог быть ответственным за целый ряд магматических и метаморфических процессов, а также эксгумацию глубинных уровней коры орогена.

5.2. Модели развития нестационарной субдукции. Валидность этих представлений была подтверждена результатами численного моделирования термальной эволюции отрыва слэба на малых глубинах (van de Zedde, Wortel, 2001), главные выводы которых имеют непосредственное значение для целей настоящей работы и приведены ниже.

(1) Важнейшим фактором, влияющим на перспективы разрыва слэба на малых глубинах, является плотностной контраст на границе «нормальной» океанической литосферы и «горячей» прицепленной к ней утолщенной части.

(2) Глубина отрыва слэба, прежде всего, определяется термальной структурой утолщенной части погружающейся плиты. В рассматриваемой модели подразумевалась утоненная (25 км) и горячая континентальная кора, которая субдуцировала при очень малых скоростях конвергенции (~1 см/год). В этом случае, слэб мог разрываться на минимальной вертикальной глубине 35 км.

(3) Более высокие значения скорости конвергенции, сопряженные с большей прочностью слэба и его более холодным состоянием, приводят к его разрыву слэба на больших глубинах. В этом случае, подток горячего астеносферного материала из более глубокой мантии оценивается как незначительный.

(4) Время разрыва слэба от момента начала погружения утолщенной коры варьирует от 2 до 25 млн. лет.

(5) Важнейшее геодинамическое следствие моделирования малоглубинного отрыва слэба заключается в возникновении кратковременного сильного термального возмущения над узко локализованной зоной «окна» слэба. В небольшой промежуток времени (несколько млн лет) подъем температуры в близповерхностном надсубдукционном уровне (35-40 км) мог достигать 750-800°C.

Еще одно важнейшее следствие отрыва слэба заключается в быстром аплифте надсубдукционной области, сопровождаемым ее значительной поверхностной деформацией. Возможное влияние такого отрыва на динамику развития поверхностной топографии надсубдукционного региона было исследовано методами численного моделирования (*Winter et al., 2001, 2002*). Показано, что, во-первых, амплитуда аплифта прямо зависит от глубины, на которой происходит разрыв слэба; чем ближе к поверхности происходит разрыв слэба, тем больше амплитуда аплифта. Во-вторых, амплитуда аплифта сильно зависит от того, происходит ли откат слэба или субдукция продолжается далее без миграции ее фронта. В последнем случае максимальный аплифт составляет 2 – 6 км, а в комбинации отрыва слэба с последующим его откатом эти значения увеличиваются на 1 – 4 км.

Суммируя результаты численных экспериментов, отметим, что модель detachmenta слэба на малых глубинах может разрешить некоторые проблемы геодинамики интра-океанических конвергентных границ, включая проблемы генезиса бонинитов, которые не вполне адекватно описываются рядом других моделей. Очевидно, что малоглубинный отрыв слэба должен осуществляться в преддуговой области, обеспечивая появление литосферного разрыва, ориентированного субпараллельно желобу. Как следствие, должно происходить катастрофическое декомпрессионное плавление верхней мантии над зоной влияния разорванной сплошности слэба. Чем ближе к поверхности происходит detachmenta слэб, тем будет больший приток горячего астеносферного материала мантии, необходимого для начала плавления ее верхней наиболее деплетированной части. Более холодный слэб испытывает разрыв на больших глубинах, и тогда декомпрессионное плавление не должно быть настолько интенсивным, чтобы привести к генерации высокотемпературных магм, таких как магмы бонинитовой серии.

Следующий раздел демонстрирует геодинамику таких процессов на интра-океанических конвергентных границах там, где в зону поглощения вступают области с утолщенной океанической корой разной термальной структуры

5.3. Современная геодинамика нестационарных субдукционных процессов. Геодинамика Тонга-Новогвбридского региона зоны конвергенции Тихоокеанской и Индо-Австралийской литосферных плит давно привлекала внимание исследователей по ряду причин (1) Распределение гипоцентров землетрясений здесь не согласуется с теоретическими моделями стационарных сейсмофокальных зон (*Fischer, Jordan, 1991*) (2) Различные сегменты зон конвергенции характеризуются сильными вариациями скоростей и неслучайной изменчивостью углов наклона зон субдукции (*Isacks et al., 1977, Bevis et al., 1995*). (3)

Задуговые бассейны региона отличаются необычайно сложным строением, обусловленным развитием многочисленных спрединговых центров, скорость растяжения которых варьирует от 2 см/год до 8.2 см/год. Некоторые активные спрединговые хребты ориентированы не параллельно субдукционным границам, а перпендикулярно. Уникальность этой системы спрединговых хребтов выражается также в их кумулятивной длине – более 2500 км на площади около 10^6 км², что в 20 раз превышает этот показатель для Тихого океана (Lagabriele et al., 1997). (4) Северо-Фиджийский бассейн региона отличается аномально высоким тепловым потоком, который в 1.5 раза выше показателей теплового потока в других окраинных бассейнах с такой же глубиной океанического ложа (Sclater et al., 1976) (5) 30-35 млн. летняя история развития региона включала генерацию разнообразных эффузивных и интрузивных ювенильных пород от примитивных и экстремально деплетированных базальтов до трондjemитов, изотопно-геохимические характеристики которых указывают на вовлечение в процесс их петрогенезиса, как минимум, четырех различных источников (Gill, 1987, Turner, Hawkesworth, 1997).

Дуга Тонга-Фиджи. Наиболее древними породами в этом регионе являются позднеэоценовые – раннеолигоценовые вулканиты Фиджи. Они представлены бонинитами, деплетированными островодужными толеитами и андезито-базальтами (Gill, 1987). Выше залегающие вулканиты ранней островодужной стадии включают широкий спектр пород от островодужных толеитов до высококремнистых дацитов, образующих тренд дифференциации островодужной толеитовой серии. На протяжении ~ 10 – 15 млн лет, с позднего эоцена до раннего миоцена, вулканизм происходил за счет частичного плавления одного и того же малоглубинного источника - сильно деплетированной верхней мантии и/или субокеанической мангитной литосферы (Gill, 1984, 1987). Считается, что этот эпизод вулканизма произошел вскоре после начала субдукции Тихоокеанской плиты под Австралийскую вдоль отмершего желоба Витязь, где в среднем миоцене с севера на юг располагались островные дуги Вануату, Фиджи и Тонга-Лау. Этот субдукционный режим характеризовался, скорее всего, очень малыми скоростями характерными для «теплой и полой» субдукции, поскольку происхождение ранних островодужных вулканоплутонических ассоциаций связывается с процессами плавления амфиболита либо в низах фиджийской коры, либо в непосредственно ее подстилающей океанической коре (Gill, Stork, 1979). Кроме того, эти породы на острове Вити-Леву, метаморфизованы в условиях цеолитовой – нижней зеленосланцевой фации, что подразумевает значительный прогрев раннефиджийской ювенильной коры, источник которого должен был находиться на небольших глубинах и охватывать значительную площадь.

Начиная с верхнего миоцена, характер вулканизма на островах Фиджи резко меняется. На породах ранней островодужной стадии с несогласием залегают вулканиты зрелой островодужной стадии, время формирования которых оценивается в интервале между 6 и 3 млн. лет тому назад. Их основной объем составляют пироксеновые андезиты, которые отличаются от предшествующих вулканитов известково-щелочным трендом дифференциации и обогащенным распределением редких земель (Gill, 1987). По данным экспериментальных исследований происхождение этих андезитов связывается с высокими температурами частичного плавления верхней мантии (до 1100°C), которое осуществлялось в малоглубинных условиях (менее 33 км) при высоком содержании водного флюида (2 – 4 вес% H₂O) (Green, 1972). С этим же возрастным интервалом (верхний миоцен) связывается внедрение на Фиджи трондjemитов группы Толо, петрогенезис которых описывается малоглубинным частичным плавлением амфиболитизированной и обогащенной ЛРЗЭ океанической коры (Gill, Stork, 1979). Таким образом, в позднем миоцене на островах Фиджи происходили сближенные во времени и пространстве процессы частичного и малоглубинного плавления, как океанической коры, так и верхней мантии.

Смена характера вулканизма Фиджи связана с перестройкой тектонического плана региона. В это время (~ 12 млн. лет назад) началось заметное раскрытие Северо-Фиджийского бассейна (Hall, 2002), что сопровождалось вращением плато Фиджи по

часовой стрелке (*Inokushi et al., 1992*) Наиболее сильное и противоположное по знаку вращение (около 100°) происходило позже, в конце миоцена – начале плиоцена (*Musgrave, Firth, 1999*). Последний эпизод был сопряжен с расколом дуги Тонга и формированием задугового бассейна Лау (*Taylor et al., 1996*). Как и более древний Северо-Фиджийский, так и более молодой (~ 6 млн. лет) бассейн Лау характеризуются необычным для типичных задуговых бассейнов строением. Большая суммарная длина спрединговых центров, их резко меняющееся пространственное расположение, а также высокая степень теплового потока послужила основанием для использования этого региона в качестве актуалистической модели развития архейских океанических бассейнов (*Lagabriele et al., 1997*). Кроме того, в базальтах бассейнов фиксируется присутствие как субдукционной флюидной компоненты (*Damushevsky et al., 1993*), так и компоненты глубинной мантии (*Nohara et al., 1994*).

На севере бассейна Лау изотопные исследования базальтов (He^3/He^4 , Nd/Pb) обнаружили отчетливые метки горячей точки (*Volpe et al., 1988; Poreda, Craig, 1992*). Поскольку горячие точки, расположенные в пределах плиты Пацифики, то возможность их проникновения в задуговую бассейн дуги Тонга должна была бы блокироваться субдуцируемой в западном направлении океанической литосферой. Для преодоления этого противоречия было высказано предположение о существовании литосферного разрыва вдоль палеожелоба Витязь (*Turner, Hawkesworth, 1998*). Однако такая картина трудно согласуется с направлением раскрытия бассейна Лау и палеомагнитными данными о значительном вращении Фиджи плиоцене-плейстоцене.

Отмеченные выше, как и другие рассмотренные в работе, противоречия могут быть разрешены при помощи результатов недавних сейсмографических исследований, продемонстрировавших уникальные образы detachment слэба в малоглубинных условиях (рис.10). В районе Тонга выявлена уникальная картина двойной субдукции, где над современной зоной субдукции ясно просматривается фрагмент раннего и более полого ориентированного слэба океанической литосферы (*Chen, Brudzinski, 2001*). Палеослэб Тонга связывается с более ранним эпизодом субдукции Тихоокеанской плиты вдоль палеожелоба Витязь между 5 и 8 млн. лет т.н., т.е. начало detachment слэба должно было происходить ~ 5 млн. лет т.н. и коррелировать с раскрытием задугового бассейна Лау. Нахождение оборванного слэба под бассейном Лау на глубинах от 250 до 400 км позволяет также объяснить особенности геохимии его вулканизма, представляя за счет его дегидратации источник субдукционной компоненты, который мог смешиваться через литосферные разрывы с обогащенным источником нижней мантии.

Важнейшее следствие открытия detachment слэба связано с проблемой формирования бонинитов. Бониниты, обнаруженные в преддуговой области Тонга (*Sharaskin et al., 1983; Falloon, Crawford, 1991*), являются уникальным примером современных обстановок формирования этих индикаторных пород. Их возраст не превышает 2 млн. лет (*Danyushevsky et al., 1995*), а петрогенетические условия генерации требуют необычайно высоких (~1450 – 1480°C) температур плавления экстремально деплетированной и тугоплавкой мантии на очень малых глубинах (< 45 км) (*Sobolev, Danyushevsky, 1994*). Такие высокие температуры могут быть обеспечены подъемом глубинного мантийного вещества горячих точек (*Falloon, Danyushevsky, 2000*), однако механизм подачи высоких температур в близповерхностную надсубдукционную область мантийного клина, где генерировались бонинитовые расплавы, оставался неясным.

Имеющиеся палеотектонические реконструкции позволяют связать процессы detachment слэба желоба Северного Тонга с началом субдукции хребта Луизивильской горячей точки около 4 млн. лет тому назад (рис.11). В это время хребет оказывается непосредственно у местоположения палеотрога, после чего происходили события, связанные с отходом местоположения зоны конвергенции на расстояние около 500 км в сторону Тихого океана и сопровождавшиеся формированием бонинитов. При такой латеральной миграции желоба скорость спрединга над образовавшимся литосферным окном должна была составлять около 10 см/год. Одновременно с началом detachment слэба дуги Тонга началось раскрытие

трогового бассейна Лау, который расчленил дугу на две ветви, что привело к кардинальной смене тектонической зональности перекрывающей литосферной плиты. Из категории преддугового бассейна палеодуги Тонга – Лау, существовавшего, примерно, до 5 - 4 млн лет тому назад, он в результате detachment слэба перешел в категорию современного задугового бассейна с активным осевым спрединговым центром.

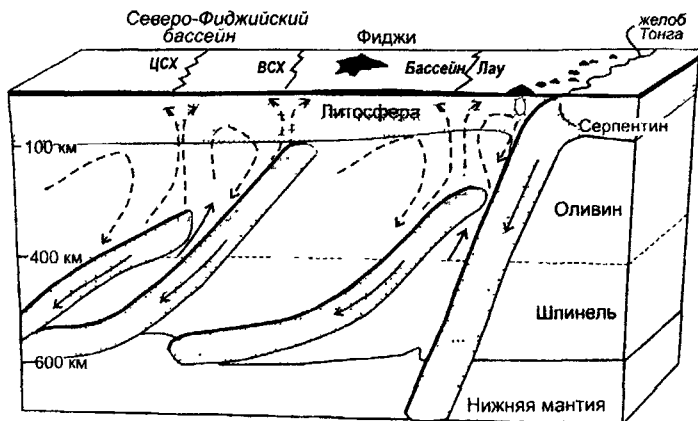
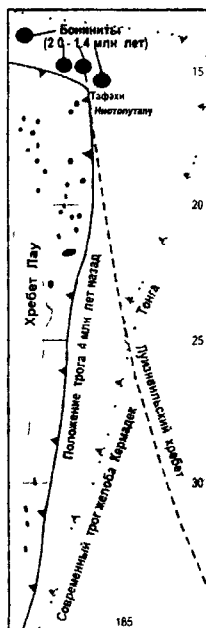


Рис. 10 Схема строения верхней мантии региона Тонга – Фиджи. Положение слэбов изображено по данным (Chen, Brudzinski, 2001) и (Колобов и др., 2003).

Рис 11 Палеотектоническая реконструкция желоба Тонга на время 4 млн лет тому назад, по Дюпону и Херзеру (Dupont, Herzer, 1985) Местоположение участков драгирования бонинитов Северного онга, по (Sharaskin et al., 1983; Falloon, Green, 1991)

Эпизоды detachmentов двух других слэбов, фрагменты которых обнаружены в верхней мантии под Северо-Фиджийском бассейном, произошли в конце олигоцена – начале миоцена и в конце миоцена (Колобов и др., 2003). Анализ опубликованного по региону материала дает основания полагать, что и эти явления привели к раскрытию задуговых бассейнов – Южно-Фиджийского и Северо-Фиджийского, соответственно. Во всех случаях обрыва слэбов происходит быстрая смена характера вулканизма. Если на ранних стадиях были задействованы сильно деплетированные источники океанической коры и верхней мантии, то для поздних стадий фиксируется появление обогащенных субдукционной компонентой источников. Также можно предполагать, что малоглубинный detachment этих палеослэбов, сопровождаемый крупномасштабными сдвиговыми вращениями, был спровоцирован подходом со стороны Пацифики производных горячих точек.

Дуга Вануату. Эта дуга протяженностью около ~ 700 км формируется над зоной субдукции Индо-Австралийской плиты под плиту Пацифики и бассейн Северного Фиджи. Ее строение дополняет геодинамическую картину нестационарной субдукции, поскольку здесь непосредственно в настоящее время происходят



процессы взаимодействия океанических поднятий с зоной конвергенции океанических плит. Особенности структуры, сейсмичности и вулканизма дуги Вануату позволяют выделить три главных составляющих ее сегмента – Центральный и Южный вулканический сегменты (ЦВС и ЮВС), а также вулканический сегмент высоманезиальных вулканитов (ВСВМА) (Monzier et al., 1997). Отчетливая сегментация дуги определяется подходом к зоне конвергенции нескольких областей Австралийской плиты с аномальным (утолщенным) строением (рис 12)

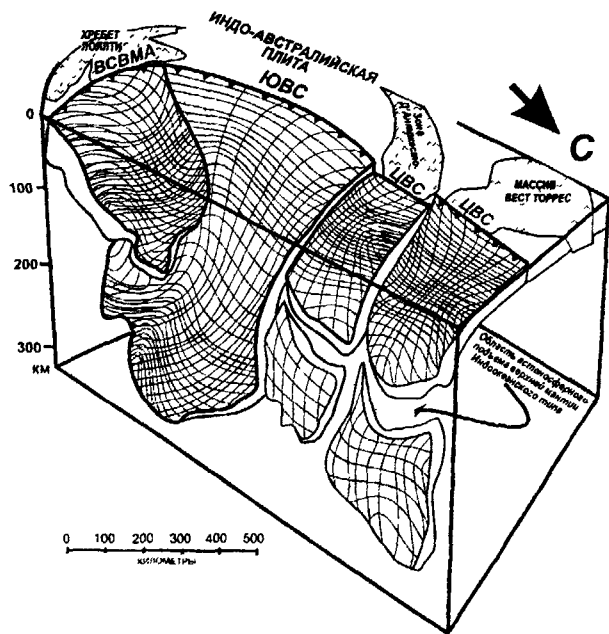


Рис 12 Объемная модель строения зоны конвергенции желоба Вануату. При построении использованы данные распределения гипоцентров малоглубинных землетрясений региона, суммированных в работе М. Монзье и др. (Monzier et al., 1997).

Только ЮВС может быть охарактеризован как типичный сегмент ранних стадий развития интра-океанических вулканических дуг. Он состоит из крупных вулканических построек, расстояние между центрами которых составляет ~ 90 км, что косвенно указывает на область магмогенерации вулканов располагающуюся на одной и той же глубине порядка 90 – 100 км (Greene et al., 1994). Вдоль этого сегмента скорость конвергенции наибольшая – ~ 12 см/год, а островодужная кора имеет также наибольшую мощность (~ 25-30 км) (Coudert et al., 1984). Составы вулканитов ЮВС отвечают низко-К островодужным базальтам и андезитобазальтам незрелой островной дуги.

В ЦВС вулканы центрального типа расположены ~ в 30 км от зоны субдукции, тогда как для стационарных субдукционных обстановок этот параметр составляет 125 – 150 км (Meffre, Crawford, 2001). Мощность островодужной коры ЦВС равна ~ 15 км (Monzier et al., 1997). ЦВС представляет собой наиболее продуктивную вулканическую область дуги, генерирующую только основные и пикритовые лавы (Turner et al., 1999). В сейсмофокальной зоне этой области установлен пробел гипоцентров землетрясений на глубинах от ~ 100 до ~ 200 км, что было интерпретировано как окно, возникшее в результате малоглубинного

детachmentа погружающегося слэба, произошедшего за последний миллион лет (*Chatelain et al., 1992, 1993*). Это было подтверждено изотопно-геохимическими исследованиями вулканизма в зоне хребта Д'Антраксто и дуги Вануата. Именно в данном месте было зафиксировано проникновение вещества с изотопно-геохимическими метками обогащенной мантлии Индо-Австралийского типа в область деплетированной мантлии Тихоокеанского типа (*Crawford et al., 1995; Peate et al., 1997*).

Южное окончание дуги трассируется цепочкой малых вулканических построек, сложенных высокомагнезиальными андезитами. ВСВМА расположен напротив подошедшего к зоне субдукции хребтового поднятия Лоялти и отчленяется от ЮВС сегмента мощной зоной трансформного разлома. Скорость конвергенции здесь падает на порядок по сравнению с остальными сегментами дуги. Гипоцентры землетрясений в этом сегменте концентрируются на глубинах от 40 до 150 км, что указывает на то, что вулканизм ВСВМА связан с пологой зоной субдукции ориентированной в крест простирания доминирующему направлению субдукции желоба Вануату. Изотопно-геохимические исследования высокомагнезиальных андезитов последних лет показали, что они являются не продуктами дифференциации бонинитовых расплавов, как это предполагалось ранее (*Sigurdsson, 1993*), а относятся к производным адакитового вулканизма (*Bourdon, 2003*).

Таким образом, дуга Вануату представляет собой ярчайший пример проявления процессов нестационарной субдукции настоящего времени. Если ее ЮВС характеризуются нормальным, стационарным типом крутой субдукции, то ЦВС и ВСВМА демонстрируют резкую смену геометрии субдукции, что связано с вступлением в зону конвергенции плавучих океанических возвышенностей – хребта Д'Антраксто, массива Вест-Торрес и хребта Лоялти. В отличие от региона Северного Тонга, обрыв слэба здесь фиксируется на больших глубинах и, вероятно, не приводит к формированию бонинитовых серий. Это обстоятельство может быть связано с природой хребта Д'Антраксто, который, по-видимому, не относится к мантлийно-плюмовым производным, т.е. имеет более холодную литосферу. Возникновение сегмента ВСВМА с «теплым и пологим» стилем субдукции, где в настоящее время происходит извержения вулканитов адакитовой серии, связано с современным вступлением в зону конвергенции хребта Лоялти.

5.4. Морфотектоника зон нестационарной субдукции. Традиционно области взаимодействия океанических возвышенностей с зонами конвергенции рассматриваются в рамках концепции коллизии типа хребет – дуга или плато – дуга. Такой сценарий априорно и предполагается для ЦВС дуги Вануату, с желобом которого происходит торцевое сочленение деформационной зоны, или асейсмического хребта, Д'Антраксто и массива Вест-Торрес. Хотя коллизия типа хребет – дуга, казалось бы, явление известное и предполагается во многих геодинамических построениях, обзор батиметрических карт современных мест сочленения хребтов и желобов показывает не слишком очевидные выражения этого, по идее, значительного события.

Морфологическая аномалия зоны сочленения хребта Д'Антраксто с желобом Вануату выражается в малоглубинной батиметрии трога (от 2.5 до 4 км) и высокому, участками субазральной, стоянии преддуговой области. Сравнительный анализ морфотектонических профилей через дугу Вануату в «коллизиином» (ЦВС) и «неколлизиином» (ЮВС) ее сегментах показал, что в зоне сочленения с хребтом преддуговая область оказывается поднятой по отношению к профилю «нормального» сегмента на ~ 6 км (*Meffre, Crawford, 2001*). В этой области расположено узкий (~ 50 – 70 км) и глубокий (~ 2 км плюс 4 км вулканогенно-осадочного чехла) интра-дуговой бассейн Аоба. Возраст начала его формирования по данным глубоководного бурения составляет ~ 400 000 лет (*Greene et al., 1994*). В это время произошла резкая смена условий седиментации – от раннего накопления пелагических осадков и пепловых гуфов до некомпенсированного заполнения бассейна мощной толщей вулканокластических песчаников и алевролитов. Скорость седиментации до 0.4 млн. лет оценивается в 25 м/млн. лет, тогда как после этого рубежа она возростала до 450 м/млн. лет (*Staerker, 1994*). Учитывая среднюю ширину современного трога Аоба ~ 50 км,

получаем, что скорость растяжения при его морфологическом оформлении составляла не менее 10 см/год. По данным измерений GPS скорость субдукции зоны Д'Антраксто в желобе Вануату не превышает 3.6 см/год (*Calmant et al., 1995*). Таким образом, здесь наличествует явный эксцесс сил растяжения по сравнению с силами сжатия, что и выражается в широком развитии современного мафического вулканизма вдоль оси трогового бассейна Аоба. Значительный аплифт преддуговой области сочленения Д'Антраксто и желоба Вануату не сопровождается проявлениями складчатости и разломообразования (*Meffre, Crawford, 2001*). Противоречия коллизиионной модели исчезают, если обратиться к модели аплифта надсубдукционной области, вызываемого детачментом слэба на малых глубинах. Результаты численного моделирования такой ситуации показывают, что отрыв слэба должен неизбежно приводить к ее аплифту амплитудой до 6 км. (*Buiter et al., 2002*). Циркулярный вулканический сегмент дуги Вануату демонстрирует амплитуду аплифта именно такого порядка, а «литосферное окно», возникшее при отрыве слэба и питающее базальт-пикриновый вулканизм, находится на глубинах от ~ 70 до ~ 200 км.

Как было показано, в районе северной части дуги Тонга ~ на 5 млн. лет ранее происходили процессы детачмента слэба. Опубликованные морфотектонические профили через этот регион показывают ту же амплитуду аплифта преддуговой области (~ 6 км), которую демонстрирует зона сочленения Д'Антраксто и желоба Вануату.

Аплифт преддуговой области установлен не только для современных зон нестационарной субдукции, но и реставрирован для среднего эоцена Изу-Бонинской дуги и среднего миоцена Марианской дуги. Это может служить косвенным признаком, что ИБМ островодужная система, испытала, как минимум, два эпизода детачмента слэба, связанных с вступлением в зону конвергенции океанических возвышенностей мантийно-плюмовой природы.

5.5. Решение многих проблем геодинамики интра-океанических зон конвергенции может быть найдено в механизме кратковременных эпизодов резкого изменения режима субдукции, который был определен как «нестационарная субдукция». Подобные обстановки возникли и имеют место в настоящее время там и тогда, где и когда к зонам конвергенции океанических плит подходят плавучие и теплые возвышенности океанического ложа, т.е. преимущественно мантийно-плюмовые образования такие, как цепи океанических остров («горячие точки») или океанические плато. Вступление в зону конвергенции таких плавучих масс может провоцировать детачмент слэба, что приводит к радикальным изменениям не только в субдуцирующей, но и в перекрывающей (надсубдукционной) плите. Решающее значение для возникновения растягивающих усилий, достаточных для разрыва субдуцирующей плиты, имеет композиционная, т.е. плотностная, разность на границе разнородных сред, каковыми и являются литосферы нормальной океанической и мантийно-плюмовой природы (*van de Zedde, Wortel, 2001, Niu et al., 2003*). В условиях стационарной субдукции нормальной океанической литосферы не происходит возмущения термального поля. Но положение резко меняется при вступлении в зону субдукции утолщенной и разогретой литосферы мантийно-плюмового происхождения, что также сопряжено с падением скорости конвергенции. Происходит обрыв слэба на сублитосферных глубинах, что вызывает декомпрессионное плавление верхней мантии и быструю аккомодацию продуктами частичного плавления верхней мантии литосферного окна, возникшего над местом обрыва слэба в преддуговой области.

Тектоническое выражение этого процесса – короткоживущий и высокоскоростной спрединговый центр, где формируются супрасубдукционные офиолиты, включая бонинитовые серии. Необходимые температурные условия и флюидный режим для реализации малоглубинного плавления тугоплавкой океанической литосферы «несут» мантийно-плюмовые образования с потенциальными мантийными температурами 1450 – 1500°C и фрагмент слэба, находящийся в приповерхностных условиях. В это же время происходит инверсия плотности: горячая молодая литосфера, родившаяся в спрединговом преддуговом центре, становится менее плотной, чем подошедшая к зоне конвергенции мантийно-плюмовая литосфера. Иницируется новая субдукция, фронт которой мигрирует в

сторону океанического пространства. За detachmentом слэба и инициацией новой зоны субдукции происходит аплифт преддуговой области амплитудой в несколько километров и начинает формироваться новая дуга. Продолжающееся погружение оторванного фрагмента палеослэба провоцирует раскрытие узкого задугового бассейна, расчленяя предшествующее пространство дуги и в некоторых случаях преддуговой области. Процесс рифтинга предшествующей дуги сопровождается сдвиговыми вращениями, вызываемыми неравномерным погружением оторванного слэба. Такой механизм также может быть ответственен за быструю смену геодинамических режимов субдукции.

ГЛАВА VI. Формирование ювенильной континентальной коры в ракурсе модели нестационарной субдукции.

6.1. Центральным звеном нестационарной субдукции является разрыв погружающейся плиты на границе между мантийно-плюмовой литосферой и несущей океанической литосферой при вступлении ее в зону конвергенции, что приводит к смене геодинамических процессов в перекрывающей плите. В общепринятых терминах геодинамики подобный процесс описывается рифтингом островодужных систем. Казалось бы, он имеет деструктивную направленность, приводя к расчленению ранее созданной островодужной коры и формированию на расколотых пространствах новых порций надсубдукционной океанической коры. Однако в ракурсе проблемы генерации ювенильной континентальной коры эпизоды нестационарной субдукции могут иметь решающее значение. Сравнительные характеристики двух наиболее изученных островодужных систем Мира – Изу-Бопин-Марианской и Алеутской – показывают их разительную структурно-вещественную контрастность, несмотря на одинаковый возраст. Алеутская дуга имеет мощность ~ 30 км, тогда как ИБМ – ~ 20 км. Тем не менее, по составу Алеутская дуга является базальтовой, а средняя кора ИБМ сложена тоналитовым комплексом (*Holbrook et al., 1999; Suyeshiro et al., 1996*). Очевидно, что эти различия не могут быть связанными с фактором их возраста. Было замечено, что ИБМ и Алеутская островодужные системы имеют различные истории рифтинга (*Boutelier et al., 2003*). Если ИБМ испытала, как минимум, два эпизода раскола и последовавшего за этим задугового спрединга, то Алеутская дуга никогда не подвергалась таким перестройкам. Из модели нестационарной субдукции вытекает, что малоглубинный detachment слэба приводит не только к рифтингу, но является и естественным механизмом для реализации декомпрессионного плавления в надсубдукционной обстановке, которое должно приводить к импульсам высокой продуктивности известково-щелочного островодужного вулканизма и магматизма. Ниже это положение будет протестировано на примере двух интра-океанических островодужных систем, Филиппинской и Соломоновых островов, которые демонстрируют механизмы формирования современной ювенильной континентальной коры. Затем, на основе таких закономерностей будет рассмотрены вопросы формирования архейской континентальной коры восточной части Балтийского щита.

6.2. Нестационарная субдукция и формирование ювенильной континентальной коры в современных островодужных системах.

Филиппинская дуга. Филиппины представляет собой островную дугу, которая с юго-запада имеет торцевое сочленение с микроконтинентальным блоком Палаван, являющимся фрагментом рифтогенной окраины юго-востока Евразийской континентальной плиты (рис 13) (*Karig, 1983*). Коллизия этого блока с центральной частью Филиппинской дуги произошла в раннем – среднем миоцене. Начиная с эоцена и до настоящего времени, развитие Филиппин происходило в энсиматическом режиме, что следует из геологических и изотопно-геохимических данных. Во-первых, в основании всех вулканогенно-осадочных разрезов Филиппин залегают офиолитовые комплексы. Во-вторых, изотопно-геохимические исследования древних и действующих вулканических центров показывают

отсутствие признаков контаминации древним континентальным веществом (Mukasa et al., 1987).

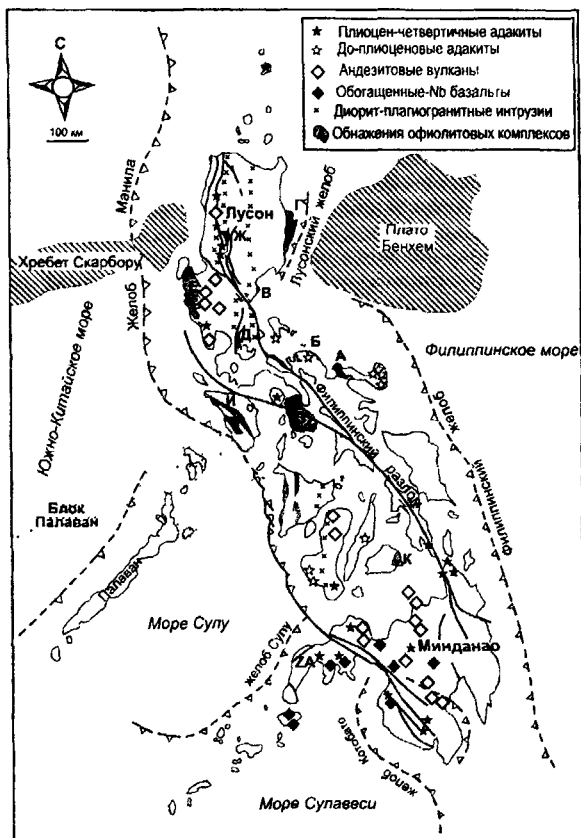


Рис. 13. Тектоническая схема Филиппин, иллюстрирующая размещение некоторых офиолитовых комплексов, вулканических центров адакитовых и АDR-серий и цепей диорит-плагиогранитных интрузий. Составлена на основе данных (Proust et al., 2000, Yumul et al., 2000, Yumul, 2003, Yang et al., 1996, Encarnación, 2004). Обозначены следующие выходы офиолитов А – Лагоной, Б – Калагасских островов, В – залива Дибют, Г – Касигуран, Д – Монтанлан, Е – Замбайль, Ж – Итогон, З – бассейн Мариндюк, И – Миндоро, К – Бохол. ЗА – метаморфический комплекс Замбоанга.

За исключением среднеюрского комплекса Лагоной все офиолиты Филиппин были сформированы в течение последних 100 млн лет (Encarnación, 2004a). Многие офиолитовые комплексы являются метаморфизованными. Степень метаморфических преобразований не зависит от возраста. Метаморфизм во всех случаях определяется как региональный, не связанный с такими явлениями как метаморфический цоколь офиолитовых покровов или температурной зональностью вокруг близлежащих интрузий. В результате амфиболитового

метаморфизма повышенных давлений (Калагасские о-ва, о. Палаван) базальты, дайки и габброиды превращены в амфиболиты с сильно варьирующими простираниями сланцеватости, что интерпретируется как следствие полифазных несоосных деформаций. Другие офиолитовые разрезы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, хотя известны и синхронные неметаморфизованные офиолиты.

Офиолиты Филиппин обладают полными разрезами «пенроузской псевдостратификации», но при этом все разрезы, демонстрируют различной степени тектоническую расчлененность. Метаморфизованные офиолиты обнаруживают более сильную расчлененность разрезов, а отдельные их члены разнесены в пространстве на многие километры.

Все офиолиты Филиппин относятся к типу супрасубдукционных офиолитов, сформировавшихся в связи с образованием новых порций океанической литосферы в преддуговых или задуговых областях нескольких эпизодов субдукции (*Encarnación, 2004a*). Имеющиеся палеомагнитные данные не показывают значимых перемещений отдельных блоков Филиппин по широте. Это свидетельствует о том, что основной коровый объем дуги сформировался не как композитный коллаж экзотических террейнов, а как единая островодужная система на краю Филиппинского моря.

С петрографической точки зрения, офиолитовый фундамент Филиппин можно определить как зеленокаменный комплекс, который в пространстве и времени ассоциирует с диорит-тоналитовыми интрузиями и когенетичными им островодужными вулканитами и вулканокластитами, что типично для архейских гранит-зеленокаменных областей (*Encarnación, 2004b*). С увеличением степени метаморфических преобразований региональный структурный образ этой ассоциации становится полностью аналогичным таковому в архейских зеленокаменных поясах. Так, метаморфизованные и тектонически фрагментированные офиолиты Калагасских островов находятся в ассоциации с тоналито-гнейсами Паракайль имеющими очертания гранито-гнейсовых куполов.

История роста коры Филиппин разделяется на два главных периода, граница между которыми приходится на ранний миоцен. В это время происходит инициация субдукции литосферы Южно-Китайского моря вдоль Манильского желоба (*Yumul et al., 2003*). До этого происходила субдукция с востока по Восточно-Лусонскому протожелобу, с которой было связано внедрение тоналитов Берегового хребта о. Лусон (49 – 27 млн. лет). С началом субдукции вдоль Манильского желоба связывается внедрение батолита Палали (25 – 17 млн. лет) и кварцевых диоритов Анго (18 млн лет) в Центральных Кордильерах. Тем не менее, судя по распространению пост-раннемиоценовых диоритовых комплексов на востоке Филиппин (*Scott, 2000*) субдукция плиты Филиппинского моря также продолжалась, и в настоящее время Филиппинская дуга представляет собой островодужное сооружение над зоной оппозитных субдукционных процессов (см. рис. 13) (*Dimalanta, Yumul, 2004*).

Несмотря на сложное устройство зоны конвергенции с западной стороны Филиппинской дуги, традиционно считается, что основную роль в ее развитии должна была играть коллизия с блоком Палаван (*Yumul et al., 2000, Hall, 2002*). Однако и в этом случае результаты коллизии оказываются не вполне ожидаемыми. В этой области интенсивным образом были проявлены процессы растяжения, вплоть до формирования интра-дугового океанического бассейна Мариндюк, который был сформирован ~ 5 млн. лет т.н. (*Sarewitz, Lewis, 1991*). Процессы растяжения во фронтальной зоне коллизии блока Палаван сопровождалась разнонаправленными вращениями блоков: к северу от нее – левосторонние, к югу – правосторонние. Согласно кинематическим реконструкциям предполагается существование здесь в миоцене короткоживущих и оппозитно направленных субдукционных зон, сопряженных со сдвигами (*Yumul et al., 2000*). По-видимому, эта область представляет еще одну разновидность нестационарной субдукции, когда при вступлении в зону конвергенции микроконтинентального блока несущая его океаническая литосфера начинает перманентно обрываться, а ее оторванные части погружаться в разные стороны. При этом происходят противоположные по знаку геодинамические процессы: с одной стороны формируются интра-дуговые спрединговые бассейны, а с другой стороны происходит аплифт по

механизму, описанному в предшествующей главе. Кроме того, такой сценарий определяет и причину вращений отдельных блоков.

Свидетельства коллизионных процессов в месте сочленения блока Палаван с Филиппинской дугой известны только на островах Миндоро и Ромблон, где обнаружен метаморфический комплекс, включающий офиолиты (Faure *et al*, 1989). Однако другие метаморфические комплексы Филиппин невозможно связать с коллизией. Часть офиолитов (Лагоной, Бохол) имеет до-раннемиоценовый возраст метаморфизма. Другая же часть (Калагасские острова, Дибют), хотя и имеют ранне-миоценовый возраст метаморфизма, расположены далеко от места коллизии (рис 13). Но, самым загадочным метаморфическим комплексом является Замбоанга на острове Минданао, который представляет особый интерес как современный аналог высокobarических метаморфических комплексов докембрия. В этот комплекс шириной ~ 50 км и протяженностью ~ 300 км входят огнейсованные гранитоиды, рассланцованные, а местами и мигматизированные, амфиболиты, амфиболитизированные габбро и кианит-содержащие кварц-сланцевые сланцы. Пиковая температура метаморфизма комплекса оценена в 700 – 740°C, минимально возможная температура – в 550°C. Для этого диапазона температур интервал давлений составляет от 9 до 5 кбар, соответственно. К-Ag изотопный возраст метаморфизма по амфиболам показал ранний миоцен (24.6 ± 1.4 21.1 ± 1.2 млн. лет) (Tamayo *et al*, 2000). Анализ опубликованных данных позволяет заключить, что протолитами амфиболитов Замбоанга являются низко-Ti примитивные островодужные базальты. Ассоциирующие с ними кварц-сланцевые сланцы по составу соответствуют продуктам риодацитового вулканизма.

Единственным событием, с которым можно связать формирование юной дуги Замбоанга и метаморфизм, слагающих ее комплексов, является инициация субдукции вдоль желоба Сулу, произошедшая в начале миоцена (Yumul *et al*, 2003). Процессы инициации субдукции и процессы нестационарной субдукции по физической сути являются близкими. В обоих случаях должен происходить разрыв литосферы и возникать новая зона субдукции. Численное моделирование процессов инициации субдукции показывает, что установлению стационарного режима субдукции должно предшествовать интенсивное растяжение в перекрывающей плите. В первые 1.4 млн. лет после начала трансформации литосферного разлома в субдукционную зону скорость растяжения в перекрывающей плите достигает 10 см/год, а желоб откатывается в сторону океана ~ на 140 км (Hall *et al*, 2003). В таком режиме начала компрессии со стороны подстилающей плиты на фоне растяжения в перекрывающей плите нет недостатка в притоке тепла, достаточного не только для метаморфизма, но и для начала частичного плавления нижних частей островодужной коры и/или погружающегося слэба, давая начало возникновению тоналит-трондьемитовых серий.

Наиболее широко гранитоидный магматизм проявлен на о. Лусон. Пик его приходится на ранний миоцен, когда предполагается смена полярности субдукции с востока со стороны Восточно-Лусонского протожелоба на запад со стороны Манильского желоба. Интересно заметить, что мощность островодужной коры Лусона составляет от 30 до 65 км, т.е сопоставима с мощностью зрелых орогенных сооружений, возникших в результате коллизионных процессов. Это обстоятельство является причиной попыток объяснить гранитоидный магматизм Лусона коллизией микроконтинентального блока Палаван с центральной частью Филиппинской дуги, что привело к «отмиранию» предшествующей субдукции в западном направлении (Yumul *et al*, 2003). Однако область столкновения Палавана с Филиппинской дугой находится гораздо южнее Лусона, и по ряду других причин она не может быть ответственной за мощность коры этого острова.

Альтернативой такому сценарию может быть процесс нестационарной субдукции, которая проявилась в раннем миоцене в результате подхода к Прото-Филиппинскому желобу плавучих масс мантийно-плюмового происхождения – плато Бенхем и расположенного восточнее плато Урданета. Данные их драгирования плато показывают, что они сложены мантийно-плюмовыми производными – базальтами OIB и E-MORB, которые, возможно, являются фрагментами средне-позднеоценовой горячей точки Манус (Shinijo *et al*, 2004)

Можно предполагать, что вступление в зону конвергенции этих плавучих масс в раннем миоцене должны были привести к крупномасштабному обрыву слэба плиты Филиппинского моря и затем к возобновлению зоны субдукции на расстоянии более 200 км к востоку от местоположения протожелоба Пауза, связанная с обрывом слэба плиты Филиппинского моря, была заполнена началом встречного движения со стороны плиты Южно-Китайского моря, что привело к развитию пост-ранне-миоценовой структуры Филиппин как островодужной системы над зонами оппозитной субдукции. Подобный сценарий согласуется с опубликованными реконструкциями палеогеодинамических разрезов Филиппинской дуги, показывающих положение четырех палеослэбов – двух со стороны плиты Филиппинского моря и двух со стороны плиты Южно-Китайского моря (Yumul *et al*, 2003). Если это так, то можно предполагать, что история становления ювенильной коры Филиппин насчитывала, как минимум, четыре эпизода нестационарной субдукции с интрадуговым рифтингом. Это означает, что современная Филиппинская дуга является не результатом прогрессивной однонаправленной аккреции, а интегральным результатом серии эпизодов сжатия (стационарный режим субдукции) и более кратковременных эпизодов растяжения (нестационарный режим субдукции). Такому типу островодужной аккреции можно дать определение **аккреции аккордеонного типа**, что отражает геодинамическую сущность процесса роста Филиппин, представлявшего собой серию периодов субдукционного сжатия, чередовавшихся с эпизодами рифтинга.

Изложенные данные по истории развития Филиппин подтверждают и дополняют тезис о рифтинговых процессах в островодужных системах как конструктивным факторе формирования ювенильной коры. От других энсиматических дуг на интра-океанических конвергентных границах Филиппины отличаются большим количеством эпизодов интрадугового рифтинга и смен субдукционных режимов. В соответствии с этой тенденцией на Филиппинах сформировался гораздо больший объем ювенильной континентальной коры, чем это произошло в примерно одновозрастных энсиматических дугах, таких как, Тонга-Фиджи или Изу-Бонин-Марианская. Вместе с тем, конвергентные зоны, обрамляющие Филиппины, показывают также большую насыщенность плавучими океаническими возвышенностями, включая мангитно-плюмовые производные. Несомненным представляется определяющая роль поглощения хребта Скарбору в смене режимов субдукции с «холодного и крутого» на «теплый и пологий» и вулканизма с АДР-типа на адакитовый (см. гл. IV).

Островодужная система Соломоновых островов. Геодинамическое развитие этой островодужной системы демонстрируют закономерности взаимодействия зон интра-океанической конвергенции с крупнейшими мангитно-плюмовыми постройками – океаническими плато, которые часто принимаются в качестве современных аналогов производных плюмовой геодинамики архея. В структуре юго-западной Пацифики Соломоновые острова располагаются в зоне конвергенции Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит в том месте, где в зону конвергенции вступает наиболее крупное современное океаническое плато – Онтонг-Джава.

Плато Онтонг-Джава, мощность коры которого достигает 40 км (Hussong *et al*, 1979), ранее рассматривалось как яркий пример мангитно-плюмовых структур положительной плавучести, неспособных к субдукции. Однако высказанные в конце 90-х годов предположения о возможной субдукции этого плато (Peterson *et al*, 1997, 1999), получили подтверждения результатами сейсмопрофилеирования. Согласно этим данным обнаруживаются две оппозитно направленные сейсмофокальные зоны, связанные с погружением как плато Онтонг-Джава со стороны Тихоокеанской плиты, так и литосферы Австралийской плиты (Taira *et al*, 2004). Субдуцирующая в настоящее время юго-западная часть плато имеет наибольшую мощность – 38 км, а под самим плато обнаруживается присутствие мангитного кила до глубин около 300 км (Richardson *et al*, 2000). Это свидетельствует в пользу высказанного в главе 1 предположения о балансирующем эффекте роста средней плотности океанической коры с повышением ее мощности, что

должно приводить к возникновению гравитационной неустойчивости плавучих масс океанических плато мощностью более 20 км.

Процессы опозитного субдукционного взаимодействия Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит в островодужной системе Соломоновых островов находят свое отражение в пространственном распределении островных сооружений и их вещественном наполнении (Coleman, 1966, 1970). В тектоническом плане островодужная система Соломоновых островов разделяется на три провинции (рис 14)

Вулканическая провинция маркируется цепью плиоцен-плейстоценовых вулканов, активность которых обусловлена субдукцией литосферы океанического бассейна Вудларк. Раскрытие и спрединг этого бассейна начался только около 5 - 6 млн. лет тому назад (Johnson et al., 1987). Драгированные из ложа этого бассейна образцы показали необычные

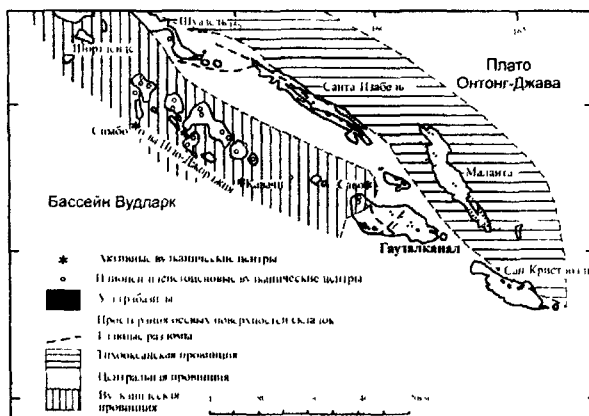


Рис. 14. Схема тектонического районирования Соломоновых островов (Coleman, 1966, 1970)

составы; здесь обнаружены высоко-Ti и высоко-Nb базальты, вероятно, представляющие собой производные мантийно-плюмового плавления (Perfit et al., 1987).

Субдукция молодой и горячей литосферы бассейна Вудларк под островодужную систему Соломоновых островов результировалась в следующих явлениях: (1) тектоническом аплифте блока Соломоновых островов; (2) пикритовом вулканизме (3) экстремально малом (~ 30 - 50 км) расстоянии между желобом и фронтом дуги (Pettersen et al., 1999). Геодинамические причины раскрытия бассейна Вудларк, как и причины необычного строения субдукционной системы западной полосы островодужной системы Соломоновых островов, оставались не ясными. Однако, рассмотренные в предшествующей главе основные черты строения современных зон нестационарной субдукции, обнаруживают те же самые закономерности, которые описываются процессами малоуглубленного обрыва слэба.

Отличие от ранее рассмотренных примеров состоит здесь в том, что, вероятно, после обрыва слэба Тихоокеанской плиты, возможно, с частью плато Онтонг-Джава, и последующего за этим быстрого раскрытия задутового бассейна Вудларк, субдукция началась в противоположном направлении. Раскрытие бассейна Вудларк по модели нестационарной субдукции подтверждается синхронностью начала спрединга в бассейне и обдукцией западного фрагмента плато Онтонг-Джава (блок Малаита) на островную дугу произошедшей ~ 5 - 6 млн т.н. (Hughes, Turner, 1977). Срыв верхкоровых уровней плато, по-видимому, был сопряжен с крупномасштабным detachmentом несущего слэба. Обдуриванный фрагмент плато обнажается на острове Малаита. Здесь вулканы и габброиды мелового возраста образуют фундамент Тихоокеанской провинции, который перекрыт миоцен-

плиоценовым осадочным чехлом. Плоскости сместителей надвигов, маркирующих эпизод обдуривания плато, направлены в сторону океана (Pettersen et al., 1999).

Центральная провинция включает группу островов, где обнаруживаются свидетельства непосредственного взаимодействия оппозитно направленных субдукционных зон. Наиболее изученным является крупнейший остров Гуадалканал. В его строении выделяются базит-ультрабазитовый комплекс основания позднемелового возраста, олигоцен-миоценовый комплекс вулканитов андезит-базальтового и андезитового составов и когенетичные им интрузии диоритов с АДР характеристиками, и плиоцен-плейстоценовый комплекс вулканитов адакитовой серии с когенетичными им диорит-плагиогрантными интрузиями. Таким образом, на острове Гуадалканал оказываются совмещенными в пространстве надсубдукционные комплексы различного происхождения – Тихоокеанского («нормальные») островодужные АДР вулcano-плутонические комплексы позднемиоценового возраста) и Индо-Австралийского (пост-миоценового возраста), которые представлены адакитовыми вулcano-плутоническими комплексами, возникшими за счет плавления молодой и горячей коры бассейна Вудларк. Эти комплексы ассоциируют в пространстве с зеленокаменным комплексом основания, который по имеющимся данным относится к формациям океанического плато.

Рассмотренный случай взаимодействия плато Онтонг-Джава с зоной конвергенции Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит, как и пример Карибского плато, показывают, что субдукция этих мантийно-плумовых образований происходит порционно. По-видимому, периоды медленного поглощения этих мощных океанических построек сменяются detachment литосферы, обдукцией их верхних уровней коры на островную дугу (Онтонг-Джава) или на континент (Карибское плато) и «откатом» зоны субдукции в сторону океана. При этом происходит быстрое изменение режимов субдукции с образованием островодужных сооружений на коре океанического плато.

6.3. Нестационарная субдукция в архее и формирование ранней континентальной коры.

Рассмотренные в главе 3 данные по архейским зеленокаменным поясам показывают, что не существует объективных свидетельств кардинальных различий в геодинамических условиях их формирования от обстановок подобных тем, которые имеют место на конвергентной границе Тихоокеанской и Индо-Австралийской литосферных плит. Различия в тектонической истории и изотопно-геохимических характеристиках подстилающей мантии позволяют полагать, что эти плиты принадлежат к изначально разным элементам глобальной диссимметрии Земли – ее Тихоокеанскому и Индо-Атлантическому тектоническим сегментам (Пуцаровский, 1997, 2002; Пуцаровский и др., 1999). В такой постановке вопроса зона интра-океанической конвергенции плит представляет собой сложную конструкцию, включающую системы островных дуг и связанных с ними короткоживущих океанических бассейнов, образующих взаимодействующие между собой микроплиты (Моссаковский и др., 2001). И именно на границах Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов происходит формирование новых порций ювенильной континентальной коры. На тектонический феномен Тихого океана было обращено внимание давно (Пуцаровский, 1972). В этом сегменте Земли на протяжении, вероятно, всего обозримого геологического времени происходило структурное саморазвитие симатической коры, а современный Тихий океан представляет часть Мирового Океана - Панталассы, история которой должна охватывать интервал времени не меньший, чем возраст древнейшей континентальной коры (Пуцаровский, 1997; 2002; Хашн, 2003). Можно полагать, что архейская Панталасса также обладала диссимметрией, маркируемой зонами глобальной плитовой конвергенции, а ее литосфера подвергалась рециклингу. Это положение служит концептуальной основой предлагаемой модели формирования континентальной коры Беломорско-Карельского сегмента Балтийского щита, возникновение и развитие которого связывается с геодинамическими процессами, протекавшими на конвергентной границе такого рода (рис. 15). В эмпирической основе модели лежит сводка данных по геологии, геохронологии и

тектоники этого региона, подготовленной для печати большим коллективом авторов (Слабунов и др, 2005).

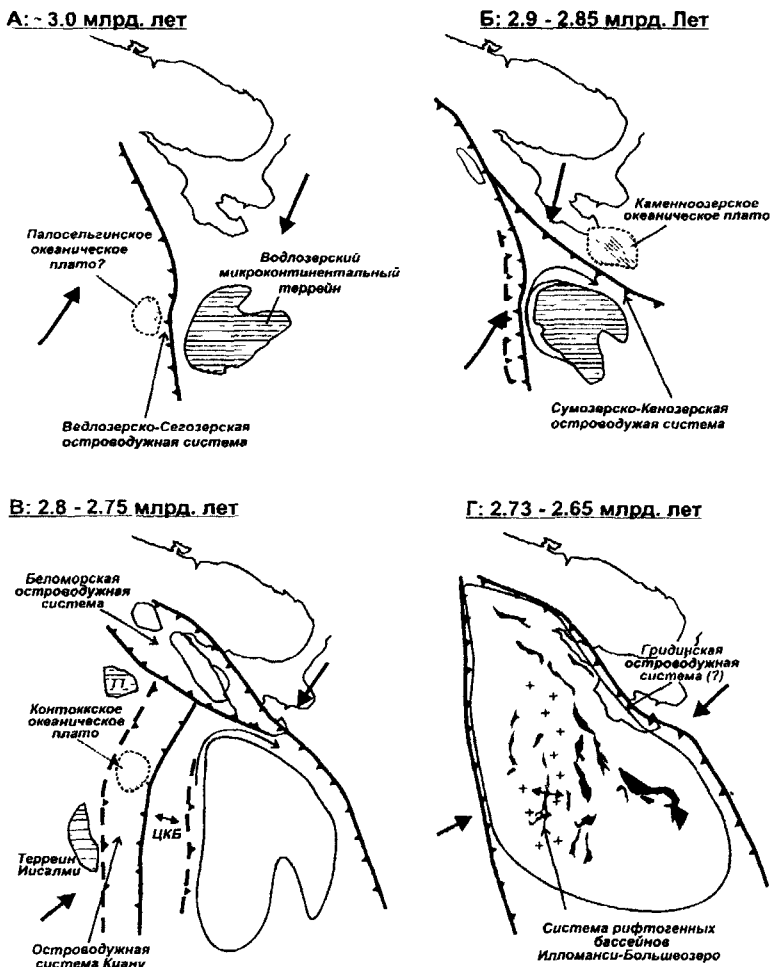


Рис. 15. Геодинамическая модель формирования архейской коры Беломорско-Карельского сегмента Балтийского щита. Стрелками обозначены предполагаемые кинематические направления. На рис. 1 показаны контуры зеленокаменных поясов; крестиками обозначен ареал распространения композитного батолита. Аббревиатура: ТТ – террейн Тойоттаманселька, ЦКБ – Центрально-Карельский бассейн.

К древнейшим породам Балтийского щита относятся небольшие ареалы ТТГ гнейсов, слагающие Волозерский блок на юго-востоке Карельской ГЗО (3.21 – 3.15 млрд лет, Lobach-Zhuchenko et al, 1993), блок Тойоттаманселька на севере Финляндии (3.25 - 3.11 млрд лет, Kröner, Compston, 1990) и террейн Иисалми на западе Финляндии (~ 3.14 млрд

лет, Paavola, 1986) Вероятно, эти блоки представляли осколки древних континентальных масс, подвергшихся рифтингу. В дальнейшем они играли роль микроконтинентальных блоков, подходящих к зоне интра-океанической конвергенции. Заметим, что эти микротеррейны в силу своего малого объема не могли оказывать влияние на интегральные свойства плавучести несущих их плит, определяющие направления конвергенции. Как показывает пример Филиппинской дуги, блок Палаван, обладая несравненно большим объемом континентальной массы, входит в состав погружающейся плиты.

Начальная стадия (А) связана с инициацией зоны субдукции к западу от Водлозерского блока, который находился на плите испытывавшей погружение (рис.) Это предположение связано с тем, что формации Ведлозерско-Сегозерского пояса обнаруживают изотопные свидетельства неравномерно проявленной контаминации древним коровым веществом (Овчинникова и др., 1994, Samsonov et al., 1997, Коваленко, Ризванова, 1999; Светов, 2005). Его источником быть Водлозерский блок, поставивший терригенный материал в желоб, где он мог разноситься на значительные расстояния. Предполагается, что этот желоб простирался далеко на север, поскольку в чупинской серии северной части Беломорья обнаруживаются детритовые цирконы с возрастом ~ 3.0 млрд. лет (Библикова и др., 2004).

Ведлозерско-Сегозерская система зеленокаменных поясов обнаруживает свидетельства наиболее древних (~ 3.0 млрд. лет) на Балтийском щите вулканогенных надсубдукционных комплексов (Светов и др., 2002, Светов и др., 2005). К ним относится базальт-андезит-дацитовая и коматит-базальтовая ассоциации (Лобач-Жученко и др., 1978; Рыбаков и др., 1981, Светова, 1988 и др.). Средне-кислые вулканы и их комагматы по петро- и геохимическим характеристикам имеют сходство с фанерозойскими островодужными сериями над зонами «холодной и крутой субдукции», но в поясе обнаружены также и субвулканические тела с адакитовыми характеристиками (Светов и др., 2005). Коматит-базальтовая формация пояса, представленная в основном базальтовыми коматитами и толеитами, связывается с мантийно-плюмовым магматизмом (Светов, 2004; Арестова, 2004). Однако обращает внимание большой объем пирокластике, достигающий в некоторых структурах 15% (Светов, 1997), что свидетельствует о газо- и водо-насыщенности расплавов нетипичной для «сухих» глубинных мантийно-плюмовых коматитов (Arndt et al., 1998). Кроме того, анализ опубликованных данных по этой формации (табл. 19, Рыбаков и др., 1981) обнаруживает вероятное присутствие в разрезе вулканитов бонинитовой серии – низко-Ti базальтов и бонинитов. Собственно коматиты в поясе редки, они известны в Палосельгинской и Совдозерской структурах и характеризуются содержаниями MgO в спинифекс-зоне потоков от ~ 26.7 до ~ 29 вес.% (Светова, 1988). Такая магнезиальность расплавов соответствует T_p от 1760 до 1810°C, указывая на начало процессов мантийного плавления на глубинах от 300 до 452 км. Отсюда следует, что коматиты этих структур относятся к мантийно-плюмовым образованиям, которые формировали океаническое плато с мощностью коры до 60 км. Возможно, что сценарий развития взаимодействия мантийно-плюмовой структуры с зоной конвергенции был аналогичным тому, что реставрируется в поясе Абитибиды.

Период 2.9 – 2.85 млрд. лет (стадия Б) ознаменовался подходом к зоне конвергенции Каменноозерского океанического плато, образовавшегося по данным Sm-Nd изохронного датирования несколько ранее, между 2960 и 2920 млн. лет (Сочеванов и др., 1991; Puchtel et al., 1999). Вполне вероятно, что взаимодействие плавучих масс «теплой» литосферы океанического плато с зоной интра-океанической конвергенции, как это показывает пост-олигоценная история плато Онтонг-Джава, привела к существенной перестройке геодинамического плана. Одним из возможных вариантов развития событий могла быть инициация новых зон субдукции. Ранее существовавший Ведлозерско-Сегозерский желоб «мигрировал» к западу, продуцируя известково-щелочные вулканы возраста 2854 – 2862 млн. лет, известные в Койкарской и Хаутаваарской структурах пояса (Сергеев, 1989; Овчинникова и др., 1994; Samsonov et al., 1996). Возможно, что в это время произошла реверсия направления субдукции, и в течение некоторого времени «работал» механизм

оппозитной субдукции. Нельзя не отметить возрастную синхронизацию островодужного вулканизма в Каменноозерской структуре Карельской ГЗО (~ 2875 млн. лет) с ранним островодужным магматизмом Беломорского мобильного пояса. Имеющиеся изотопно-геохронологические данные показывают, что до этого этапа ошутимых процессов корового роста в Беломорском поясе не было. U-Pb изотопные возраста ~2877 и ~2850 млн. лет островодужных ассоциаций Керетьского пояса (*Бибикова и др., 1999*) и Центральной Беломорской мафической зоны (ЦМЗ) (*Borisova et al., 1997*), в сочетании со значениями $\epsilon Nd = +2.7 - +2.8$, представляются очевидными доказательствами данного положения. К этому времени относятся и реликты офиолитовой ассоциации ЦМЗ, представленной сильно фрагментированными телами гарцбургитов, дунитов, пироксенитов и толеитов (*Слабунов, 2005*)

Период 2.8 – 2.75 млрд. лет (стадия В) отражен в формировании террейна Киану (*Слабунов и др., 2005*), где сохранились фрагменты Контоккского океанического плато (*Духтель и др., 1996, Puchtel et al., 1997, 1998*). Аналогичные коматитит-содержащие мантийно-плюмовые формации синхронного возраста распространены в поясе Кухмо-Суомусалми и структуре Типасъярви (*Blais et al., 1987, Vaasjoki et al., 1999*) Латеральная зональность в распределении ТТТ-серий обрамления Костомукшского пояса хорошо описывается эпизодом нестационарной субдукции, когда несущая плато океаническая литосфера испытала детачмент. Схема развития здесь могла быть очень сходной с тем, что происходит в островодужной системе Соломоновых островов, где в течение одного – двух миллионов лет произошла смена островодужного вулканизма с «нормального» островодужного типа на адакитовый, связанный с субдукцией новообразованного бассейна Вудларк. В палеогеодинамической реконструкции такой бассейн располагался между палеоостроводужной Ведлозерско-Сегозерской системой и «работающей» островодужной системой Киану, испытывавший коллизию как с Контоккским плато, так и микроконтинентальной террейном Исальми. В современной структуре эта область выделяется как Центрально-Карельский террейн, Sm-Nd модельные возраста которого не превышают 2.7 – 2.8 млрд. лет (*Лобач-Жученко и др., 2000, 2004*).

С началом взаимодействия Контоккского плато с западным желобом, по-видимому, произошло усложнение строения зоны конвергенции океанических плит. В это же время происходит инициация новой зоны субдукции, ориентированной в современных координатах ортогонально к главной субдукционной зоне. Подобный тип сочленения зон конвергенции демонстрирует современная геодинамика развития субдукции вдоль желобов Манила и Сулу (см. рис.). С этой зоной связывается формирование Северо-Карельского пояса и части ювенильной тоналитовой коры Беломорского пояса возраста 2.8 – 2.75 млрд. лет (*Глебовицкий, 1999*). В начале этого этапа происходило формирование бошинитовой серии СКЗП, которое было спровоцировано разрывом океанической литосферы при ее взаимодействии с горячей точкой, которая, как и в современной мантийно-плюмовой геодинамике, могла быть связана с плюмом, генерировавшим океаническое плато. Этот эпизод нестационарной субдукции, вероятно, и был ответственным за изменение геометрии субдукции со сменой характера островодужного вулканизма с известково-щелочного на адакитовый. Последовавший за обрывом слэба аплифт преддуговой области привел к тектоническому сочленению Ириногорского офиолитового разреза с разрезом склона зрелой островной дуги. Последующий рифтинг островодужной постройки, связанный с миграцией желоба отразился в формировании «верхних» толщ, которые «запечатали» предшествующий эпизод, таким образом, сохранив его от последующих деформационных преобразований.

Полное поглощение короткоживущего океанического бассейна, ответственного за формирование ювенильной островодужной системы возраста 2.8 – 2.75 млрд. лет, по-видимому, произошло в интервале времени 2.74 – 2.75 млрд. лет, что следует из датировки возраста метаморфизма 2744 ± 14 млн. лет (*Бибикова и др., 1995*).

Близкую аналогию геодинамики этого этапа можно найти в пост-миоценовой истории Филиппинской дуги, в модели аккреции аккордеонного типа. Эта модель позволяет объяснить ту череду дискретных термальных событий при формировании ювенильных коровых комплексов Беломорского пояса, которая отразилась в полицикличности его структурно-метаморфических преобразований. В такой модели растяжение литосферы и ее последующий разрыв представляют собой причину притока тепла и флюида, необходимого для начала метаморфических реакций. Последующее за этим сжатие должно приводить к скучиванию коровых комплексов, и, как следствие, метаморфизму повышенных давлений. Аплифт, следующий за обрывом слаба, будет приводить к быстрой экзугмации метаморфических комплексов повышенных давлений, как это наблюдается для комплекса Замбоанга на острове Минданао

Последняя стадия амальгамации ранее сформированных коровых сегментов Карельско-Беломорской области относится к периоду ~ 2.73 – 2.62 млрд лет (стадия Г). К началу этого периода был сформирован основной коровый объем этой области, который уже можно определить микроконтинентом – крупным островом, сопоставимым по площади с Филиппинами. Тектоническая активность этого времени разделяется на две событийные группы. Первая связана с режимом внутрикорового растяжения, сопровождаемого формированием комплекса композитного гранитоидного батолита, протягивающегося с юга от района поясов Илломанси до Пяозера на севере. Вторая группа событий охватывала периферические части Карельско-Беломорского микроконтинента, где были активными опозитные конвергентные зоны.

Композитный батолит выделяется по цепи синхронных санукитоидных интрузий, возраст которых составляет ~ 2.72 млрд лет (Чекулаев и др., 1994, 1997, 2003, Бибикова и др., 1997, Самсонов и др., 2001) Кроме санукитоидов в строении композитного батолита принимают участие сиениты, плагио-микроклиновые граниты и дайковые тела лампрофиров возраста 2694 ± 10 млн. лет (Самсонов и др., 2001). Режим становления этого батолита был сопряжен с процессами корового растяжения, сопровождавшегося мощной сдвиговой компонентой. С начальными этапами внедрения интрузивов связывается вулканизм поясов Илломанси – Гимольско-Большоезерской группы, возраст которого оценивается в интервале от 2740 до 2720 млн. лет (Vaasjoki et al., 1993; Самсонов и др., 2001). Сами же пояса по характеру внутренней структуры и их формационного наполнения сходны с присдвиговыми бассейнами типа «pull-apart» (Самсонов, 2004). Кроме того, в Таваярвинском батолите нами наблюдались минглинг-структуры, возникающие при механическом смешении контрастных по составу мантийных (базиты) и корово-мантийных магм (санукитоиды и сиениты), которые общепринято рассматриваются в качестве индикаторов магматизма корового растяжения (напр., Wilcox, 1999).

События возраста 2.73 – 2.62 млрд лет фиксируются также по периферии Карельско-Беломорской области. На западе это накопление и последующий метаморфизм парагенетического комплекса Нурмес, возраст которого оценивается 2720 – 2680 млн. лет (Kontinen, 1991) Отсутствие свидетельств островодужного магматизма этого возраста на западе служит признаком отмирания субдукции с западной стороны. Напротив, с восточной стороны Карельско-Беломорского микроконтинента продолжались аккреционные процессы роста коры. Эклогит-содержащий меланж Гридинской зоны восточного Беломорья, происхождение которого связывается с субдукционными процессами, имеет возраст около 2.72 млрд лет (Володичев и др., 2004, Бибикова и др., 2003) Кроме того, опубликовано множество изотопных датировок тоналитов и эндербитов, обнажающихся вдоль западного побережья Белого моря, фиксирующих интервал возрастов от 2.62 до 2.73 млрд лет (Баянова и др., 2002).

ВЫВОДЫ

1. В ряде архейских зеленокаменных поясов обнаружены вулканиты бонинитовой серии, которые для современной геодинамики традиционно рассматриваются в качестве наиболее ярких, индикативных показателей процессов «мокрого» и малоглубинного плавления мантийного клина над зонами интра-океанической субдукции. Как и в многочисленных примерах фанерозойских областей развития бонинитового вулканизма, в архее установлены свидетельства генерации вулканитов бонинитовой серии в обстановке спрединга океанического ложа над зоной субдукции (Ириногорские офиолиты Северо-Карельского пояса). Температурные условия, при которых происходило частичное плавление верхней мантии над зонами субдукции, заметно не отличались от таковых в современных обстановках. Напротив, температурные условия в глубинных уровнях архейской мантии, питавшие коматитовый плюмовый вулканизм, превышали температуры фанерозойских мантийных плюмов на 250 – 300°C

2. В геодинамике формирования энсиматических зеленокаменных поясов архе важнейшую роль играли процессы активного воздействия мантийно-плюмовых производных (океанические плато, структуры горячих точек) на зоны субдукции. Взаимодействие такого рода приводило к быстрому и резкому изменению характера субдукционных процессов, выразившегося в изменении геометрии погружающихся слэбов, рифтингу надсубдукционной океанической или островодужной литосферы и миграции желобов.

3. В современной геодинамике вступление в зоны плитовой конвергенции мантийно-плюмовых структур приводит к изменению режимов субдукции, что маркируется эпизодами нестационарной субдукции. Нестационарность субдукции выражается в детачменте погружающегося слэба, место локализации которого определяется композиционной (плотностной) неоднородностью между нормальной океанической литосферой и мантийно-плюмовой литосферой. Важнейшими элементами геодинамики этого процесса являются кратковременный эпизод спрединга в преддуговой области над зонами малоглубинного детачмента слэба, последующий крупноамплитудный аплифт этой области, интра- или задуговой рифтинг, сопровождаемые вращениями литосферы формирующихся тыловодужных океанических бассейнов. Место инициации новых зон субдукции смещается либо в сторону океана (миграция желоба), либо происходит реверсия направления субдукции и возникают системы оппозитной субдукции. Эпизоды нестационарной субдукции представляются наиболее благоприятными обстановками для формирования бонинитовых серий и супрасубдукционных офиолитов.

5. Главные эпизоды роста ювенильной континентальной коры, как в архее, так и, по-видимому, в последующие геологические эпохи были связаны с эпизодами перестроек субдукционных режимов в зонах интра-океанической конвергенции тесно связанными с процессами активного воздействия на эти зоны мантийно-плюмовых структур. Механизм приращивания новых порций ювенильной континентальной коры определяется как аккреция аккордеонного типа, что подразумевает смену доминирующих режимов растяжения в эпизоды нестационарной субдукции на сжатие в эпизоды стационарной субдукции

ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

- Щипанский А.А., Подладчиков Ю.Ю.* "Стадные батолиты" как индикаторы мощной раннеархейской коры океанического типа // ДАН СССР 1991 Т. 320 № 5 С. 1212 - 1216
- Новикова А.С., Штрейс Н.А., Щипанский А.А.* Гранит-зеленокаменные области и проблема архейской океанической коры // Геотектоника 1991 № 4 Р 376 – 380.
- Щипанский А.А., Новикова А.С.* Океанические плато как модель архейской океанической коры // Геологические исследования. 1994, № 1 С 6.
- Shchipansky A.A., Bogdanova S.V.* The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen // Tectonophysics. 1996. V 268. P. 109 – 125.

- Puchtel I S, Hofmann A W, Mezger K, Shchipansky A.A., Kulikov V S, Kulikova V V* Petrology of a 2.41 Ga remarkably fresh komatiitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetryny Belt, Baltic Shield // *Contrib Mineral. Petrol.* 1996. V. 124 P. 273 – 290.
- Samsonov A V, Bibikova E V, Puchtel I S, Shchipansky A.A., Zhuravlev D Z* Isotope and geochemical variations of the acid volcanics of the Karelian greenstone belts and their geotectonic significance // *Abstr. 1-st Iner. Symp. "Fennoscandian Geological Correlation"*, St.-Petersburg, 1996, С. 74 – 75.
- Пухтель И С, Самсонов А В, Щипанский А.А., Фурман В Н* Аккреционная тектоника в Карельской гранит-зеленокаменной области. Костомукшский зеленокаменный пояс как пример террейновой структуры // *Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Тез. докладов. С.- Петербург. ИГТД РАН, 1996. С. 163 – 165.*
- Пухтель И С, Богатиков О А, Куликов В С, Щипанский А.* Петрология палеопротерозойского лавового озера в районе г. Большая Левгора, Центральная часть Ветренного пояса, Балтийский щит // *Петрология 1997. № 5. С. 339 – 361.*
- Puchtel I S, Shchipansky A.A., Samsonov A V, Zhuravlev D Z* The Karelian granite-greenstone terrain in Russia / M de Wit L.D., Ashwal (Eds). *Greenstone Belts // Oxford Monographs on Geology and Geophysics 1997. V. 35. P. 699 – 706.*
- Puchtel I S, Hofmann A W, Jochum K P, Mezger K, Shchipansky A.A., Samsonov A V* The Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield: A remnant of a late Archean oceanic plateau? // *Terra Nova. 1997. V. 9. P. 87 – 90.*
- Puchtel I S, Hofmann A W, Mezger K, Shchipansky A.A., Samsonov A V* Oceanic plateau for continental 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.
- Shchipansky A.A, Samsonov A V, Bogina M M, Slabuнов A I, Bibikova E V* 2.8 Ga supra-subduction zone ophiolites of the Khizovaara structure, North Karelia: The first known occurrence of Archean rocks having boninitic affinities // *Abstr 3rd EUROPROBE-SVEKALAPKO Workshop, 26-29 11 1998, Repino, Russia. P 58-59*
- Щипанский А.А., Самсонов А В, Богина М М, Слабунов А В, Бибикина Е В.* Супрасубдукционный оphiлитовый комплекс Хизоваарского зеленокаменного пояса северной Карелии: первая находка метабоинитов в архее // *Материалы XXXII Тектонического совещания «Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма», Москва, ГЕОС, 1999. С. 314-317.*
- Щипанский А.А., Самсонов А В, Богина М М, Слабунов А В, Бибикина Е В* Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии - архейские метаморфизованные аналоги боинитов? // *Доклады РАН, 1999. Т. 365. №6. С. 817-820.*
- Puchtel I S, Hofmann A W, Amelin Yu V, Garbe-Schönberg C-D, Samsonov A V, Shchipansky A.A.* 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.*
- Shchipansky A.A., Samsonov A V, Puchtel I S, Bibikova E V* 2.8 Ga boninite series from the Khizovaara greenstone belt, North Karelia: Evidence for a modern style subduction in the late Archean // *Abstr. Int. Conf. "Early Precambrian: genesis and evolution of the continental crust (Geodynamics, Petrology, Geochronology, Regional Geology). Moscow, GIN RAS 9 – 11 September, 1999. Moscow: GEOS, 1999 P. 163 – 167.*
- Samsonov A V, Puchtel I S, Shchipansky A.A., Amelin Yu V, Bibikova E V* 2.8 Ga island-arc magmatism of the Kamennoozero greenstone belt, Eastern Karelia, Russia // *Abstr. Int. Conf. "Early Precambrian: genesis and evolution of the continental crust (Geodynamics, Petrology, Geochronology, Regional Geology) Moscow, GIN RAS 9 – 11 September, 1999. Moscow: GEOS, 1999. P. 150 – 152.*
- Щипанский А.А., Пухтель И С, Самсонов А В* Высокомагнезиальные породы зеленокаменных поясов Карелии как индикаторы различных геодинамических обстановок // *Материалы совещания МТК «Общие вопросы тектоники. Тектоника России». М.: Геос, 2000 С. 621 – 624.*
- Shchipansky A.A., Babarina I I, Krylov K.A., Samsonov A V, Bogina M M, Slabuнов A I, Bibikova E V* The 2.8 Ga supra-subduction zone ophiolite of the Iringora structure, North Karelian greenstone belt: field and preliminary geochemical data// *Abstr 5th EUROPROBE-SVEKALAPKO Workshop, 2-2.11 2000, Lammi, Finland. Univ. Oulu, Depart. Geoph., Rep. No. 23, p. 67.*
- Самсонов А В, Бибикина Е. В, Грачева Т В, Макаров В А, Щипанский А.А., Богина М М* Геохронология и петрология Хизоваарской структуры, Северокарельский зеленокаменный пояс: стадийность формирования и геодинамические режимы // *Тез. докладов 1 Российской конференции по изотопной геохронологии, 15-17 ноября, 2000 г., Москва. М.: Геос 2000. С. 326 – 329.*

Щипанский А.А., Бабарина ИИ, Крылов К.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Бибикина Е.В., Слабунов А.И. Древнейшие оphiолиты на Земле: Позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ирригорской структуры Северокарельского зеленокаменного пояса // Доклады РАН, 2001 Т. 377 №3. С. 376-380

Shchipansky A.A., Bibikova E.V., Samsonov A.V., Babarina I.I., Konilov A.N. 2.8 Ga boninite series of a suprasubduction zone ophiolite from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia // EUROPROBE, Precambrian Time-Slice Symp. 'Archean and Proterozoic Plate Tectonics: Geological and Geophysical Records. VSEGEI, St. Petersburg, 2001 P. 54 - 55.

Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя И.Г., Щипанский А.А., Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Кониллов А.Н. Процессы формирования раннедокембрийской коры северо-запада Карелии, Балтийский щит результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований / В кн Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь - Калевала Петрозаводск Карельский научный центр РАН, 2001. С.109-143.

Самсонов А.В., Пухтель И.С., Щипанский А.А., Бибикина Е.В., Богина М.М. Геохимическая зональность вулканоплутонических серий зеленокаменных поясов как отражение тектонического режима конвергентных границ плит в архее // Тез. I палеовулканологического симпозиума Петрозаводск. Из-во КарНЦ РАН, 2001. С. 41 - 42.

Konilov A.N., Shchipansky A.A. Metamorphism of boninites: a case study from the Khizovaara structure, North Karelian greenstone belt // Abstr. 6th Workshop of Svekalapko Project. Lammi, Finland, 29 11 -2 12 2001. P. 29

Щипанский А.А. Формирование коры аномальной мощности в пределах современных океанов и палеоокеанов / Отв. Ред. М.Г. Леонов. Вертикальная аккреция земной коры. факторы и механизмы М. Наука, 2002. С. 68 - 95

Божко Н.А., Постников А.В., Щипанский А.А. Геодинамическая модель формирования фундамента Восточно-Европейской платформы // ДАН РАН 2002 Т. 386 № 5 С. 651-655

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Бибикина Е.В., Бабарина Е.В., Кониллов А.Н. Позднеархейский (2.8 млрд лет) надсубдукционный оphiолитовый комплекс Северокарельского зеленокаменного пояса, СВ Балтийского щита // Тез. Сов. «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков» Т.1 М. ООО «Связь-принт», 2002. С. 118 - 119.

Самсонов А.В., Пухтель И.С., Щипанский А.А., Бибикина Е.В., Богина М.М. Геохимическая зональность вулканоплутонических серий зеленокаменных поясов как отражение тектонического режима конвергентных границ плит в архее // Тез. I палеовулканологического симпозиума. Петрозаводск: Из-во КарНЦ РАН, 2001 С. 41 - 42.

Бибикина Е.В., Самсонов А.В., Щипанский А.А., Богина М.М., Грачева Т.В., Макаров В.А. 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

Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V., Babarina I.I., Krylov K.A., Konilov A.N., Slabunov A.I., Bogina M.M. 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. 425 - 486.

Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V., Petrova A.Yu., Shchipansky A.A. 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.

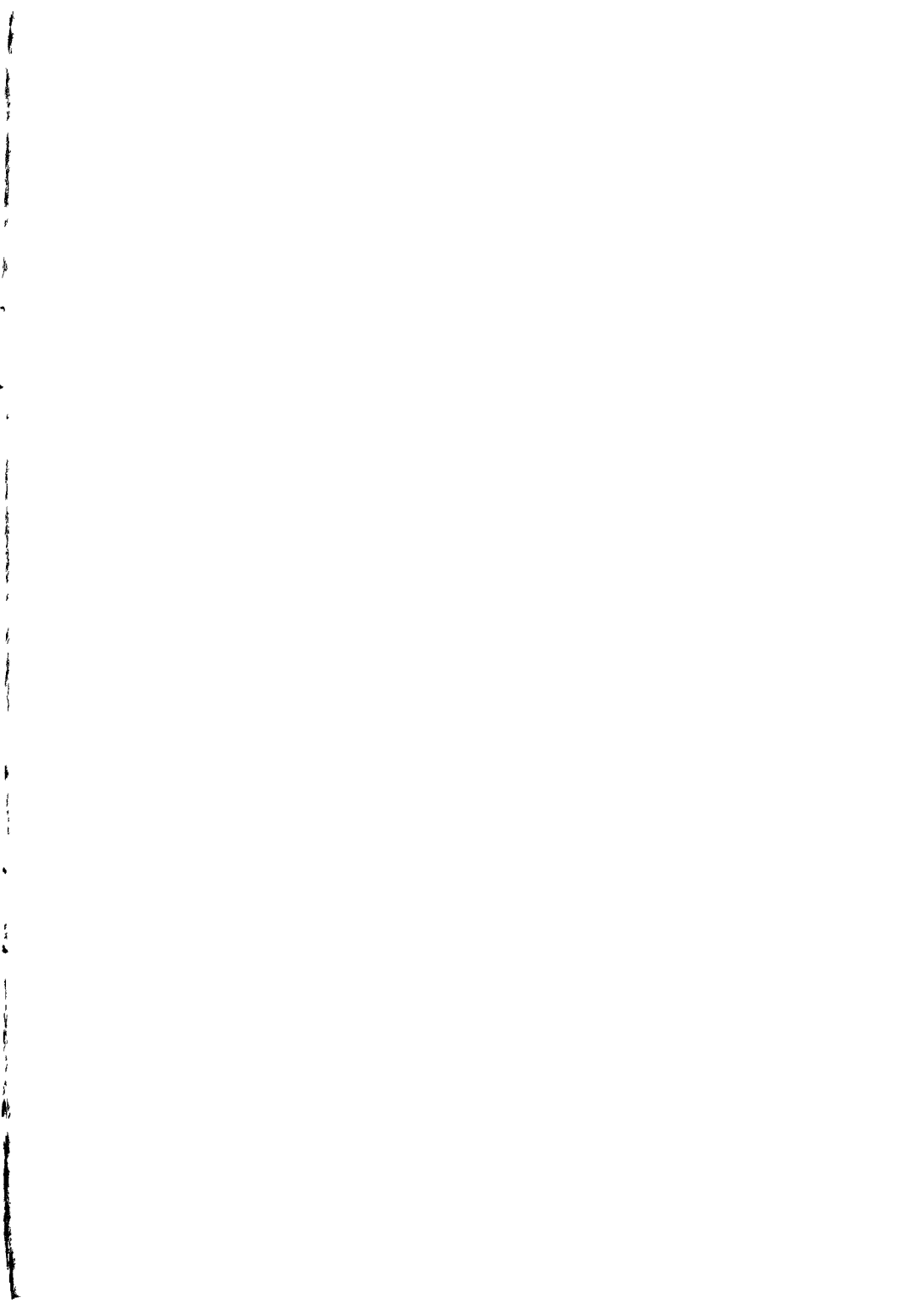
Щипанский А.А., Кониллов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколик С.Ю. Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Колыский полуостров // Тез. XXXVIII Тектонического совещания «Тектоника земной коры и мантии». Т.2., М.: ГЕОС, 2005, с. 389 - 392

Слабунов А.И., Лобач-Жуенко С.Б., Бибикина Е.В., Сорьонен-Вард П., Балаганский В.В., Володичев О.И., Щипанский А.А., Чекулаев В.П., Светов С.А., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: Геология, геохронология, тектоническое развитие // Геотектоника, 2005 (слана в печать).

Подписано в печать 5.10.2005 г. Формат 60x90, 1/16.
Объем 4,0 п.л. Тираж 100 экз. Заказ № 690

Отпечатано в ООО “Фирма Блок”
107140, г. Москва, ул. Краснопрудная, вл.13. т. 264-30-73
www.blok01centre.narod.ru

Изготовление брошюр, авторефератов, печать и переплет диссертаций.



3

№ 18850

РНБ Русский фонд

2006-4

21605

754