РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF PRECAMBRIAN GEOLOGY AND GEOCHRONOLOGY

EARLY PRECAMBRIAN OF THE BALTIC SHIELD

Edited by V. A. Glebovitsky



ST. PETERSBURG
«NAUKA»
2005

РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Ответственный редактор
чл.-кор. РАН В. А. Глебовицкий

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
«НАУКА»
2005

УДК 551.24 : 551.71 + 552.16
ББК 26.33
Р22

Ранний докембрий Балтийского щита. — СПб.: Наука, 2005. — 711 с. 182 ил.
ISBN 5-02-024950-5

В книге приведены результаты новейших комплексных геологических, петрологических и изотопно-геохронологических исследований раннедокембрийской литосферы Балтийского щита. На основе анализа этих данных разработаны новые представления о строении и эволюции главных элементов структуры региона. Детально рассмотрены такие геотектонические структуры, как Кольско-Норвежский, Фенно-Карельский и Свекофеннский геоблоки, Беломорский складчатый пояс, Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс. В заключение представлены результаты геодинамических реконструкций различных раннедокембрийских (от 3.5 до 1.9 млрд лет) этапов эволюции литосферы Балтийского щита.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся проблемами геологии, петрологии и изотопной геохимии ранних стадий развития Земли.

Рецензенты:

А. А. АРЗАМАСЦЕВ, В. В. ИВАНИКОВ

The book gives the complete modern results of the geological, petrological and isotope-geochronological investigations of the early precambrian (3.5—1.9 G.a) lithosphere of the Baltic Shield. Based on this data some new conceptions and ideas of the composition and geodynamics evolution of the Baltic Shield lithosphere are present. The main geotectonic structures, such as Kola-Norwegian, Fenno-Karelian, Svecofennian, Belomorian, Lapland-Kolva are systematically described. The book is important for the geologists, interested in the problems of the geology, petrology and isotope-geochronology of early history of the Earth.

This research was financially supported by RFBR (projects № 00-05-64920, 00-05-65168, 00-05-65268, 99-05-65206, 99-05-65263, 01-05-64909).

Издание осуществлено при поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
по проекту № 05-05-78000

РФФИ

© Российская академия наук, 2005
© Издательство «Наука», 2005
© Коллектив авторов, 2005

ISBN 5-02-024950-5

ВВЕДЕНИЕ

Балтийский, или Фенно-Скандинавский, щит является классической областью распространения раннего докембрия и в то же время самым крупным выходом фундамента Восточно-Европейской платформы. История его детальных геологических исследований насчитывает несколько десятилетий. Значительную роль сыграли западноевропейские (прежде всего скандинавские) ученые, но велика роль и российских геологов, и не только потому, что они, обладая большим опытом и колоссальной интуицией, предвосхитили современные представления о строении и эволюции раннего докембрия, но также из-за того, что восточная, и прежде всего северо-восточная, часть щита обладает целым рядом неповторимых особенностей геологического строения. Среди исследователей, внесших выдающийся вклад в изучение раннего докембрия Балтийского щита, необходимо упомянуть И. Седерхольма, Г. Вегманна (Wegmann, 1928), Вяюрюнена (Vayrynen, 1933) и, конечно, А. А. Полканова, Э. К. Герлинга (1961), которые первыми создали целостную картину геологической эволюции данной территории и обосновали свои представления не только геологическими, но геохронологическими фактами. Среди других российских исследователей необходимо упомянуть Н. А. Елисеева и его коллег (1963 г.), Н. Г. Судовикова (1937 г.), Л. Я. Харитонова (1966 г.), И. В. Белькова, И. Д. Батиеву (1976 г.), В. А. Масленикова (1963 г.), К. О. Кратца (1963 г.).

Заслуга И. Седерхольма (1915 г.) состоит прежде всего в том, что он первым наметил выделение наиболее существенных тектонических элементов строения щита и обратил внимание на значительную роль глубинных процессов в формировании его структуры. Он предложил для таких глубоких сечений земной коры некоторые специфические приемы выделения эпох диа-

строфизма. Одним из подобных индикаторов явились интрузивные тела базитов, которые прорывают глубокометаморфизованные и гранитизированные породы, а затем сами подвергаются деформации и мигматизации. Это явление, замеченное впервые в области Свекофеннид, было названо эффектом Седерхольма и позже использовалось другими исследователями для расшифровки геологической истории глубинных зон. Н. Г. Судовиков (1937), например, применил этот прием при изучении мигматитовых полей Беломорья, исследуя поведение тел лерцолитов, габбро и норитов (так называемых друзитов). Этот признак до сих пор используется для обоснования разделения архейского и раннепротерозойского периодов эволюции Беломорского подвижного пояса. Именно на территории Балтийского щита Н. Г. Судовиков разрабатывал свою теорию гранитизации, и исходным эталонным объектом для него послужили гнейсы беломорского комплекса, а позже — зоны повышенного метаморфизма в Северном Приладожье.

Г. Вегманн (1928 г.) был первым геологом, который подметил черты альпинотипной тектоники в раннем докембрии Балтийского щита. В области Свекофеннид это офиолитовая ассоциация Оутокумпу, флиш калевия и крупные шарьяжи. Вяюрюнен (1936 г.) был первым исследователем раннего докембрия, который на основании геологических наблюдений и литолого-формационного анализа выделил стабилизированный к началу карелия блок земной коры (ятулийский континент). Эта идея была поддержана и развита в капитальных трудах Л. Я. Харитонова (1966).

А. А. Полканов и Э. К. Герлинг (1961) обобщили весь опыт предшествующих геологических исследований и впервые систематически применили изотопно-геохронологические методы, результатом чего было создание общей концепции эволюции Балтийского щита. Из этих работ с очевидностью вытекало, что восточная его часть является в значительной степени архейской, что и составляет главную его специфику. В восточной и юго-восточной частях были выделены раннепротерозойские Свекофенниды и Готиды, а также зона еще более молодой Дальсландской орогении. В то время Беломориды рассматривались как наиболее древнее ядро Балтийского щита, что было неизбежной ошибкой, учитывая достигнутую тогда степень геологической изученности. Появившиеся несколько позже новые данные позволили В. А. Масленикову обосновать гипотезу о протерозойском возрасте Беломорид.

Исключительное значения для познания геологии Балтийского щита имели работы К. О. Кратца (1963), в частности, о карелидах Карелии. По существу в них предложена схема

расчленения позднеархейских и раннепротерозойских супракрустальных и плутонических образований, которая принципиально не изменилась вплоть до настоящего времени, если не считать некоторых ошибочных суждений о геологии Свекофеннид и соотношений калевия (включая ладожскую серию) с классическим ранним протерозоем Карелии (сумий, сариолий и ятулий). Развитие идей К. О. Кратца (1978) привело к первым геологическим интерпретациям геофизических данных о глубинном строении щита и о возрасте главных его тектонических структур.

Последние 30 лет в изучении геологии раннего докембрия Балтийского щита был достигнут значительный прогресс, что определялось следующими обстоятельствами.

Накоплен огромный фактический материал по датированию узловых объектов, охватывающих практически весь диапазон временно́й эволюции щита, так что появилась возможность выбрать для построения и развития моделей только реперные датировки, которые обеспечены прецизионными аналитическими данными и однозначно интерпретируемыми геологическими наблюдениями над соотношениями между породами и процессами. В результате были разработаны надежные схемы расчленения плутонических и супракрустальных комплексов горных пород.

Исследователи в настоящее время обладают огромным объемом информации по геохимии редких и редкоземельных элементов, а также по изотопной геохимии Pb, Nd, Sr и стабильным изотопам в метаосадочных и магматических породах. Это создало предпосылку для идентификации по ним геодинамических обстановок в различные периоды раннедокембрийской геологической истории и для геохимического моделирования процессов. Фундаментальными результатами геохимических исследований явилось выявление основных закономерностей роста и переработки континентальной земной коры, а также достоверное выделение областей и зон архейского и раннепротерозойского крастогенеза. На Балтийском щите раньше, чем в других регионах мира, удалось провести площадные исследования такого рода, и поэтому он в целом является прекрасным геологическим эталоном раннего докембрия.

Последние тридцать лет ознаменовались углубленными исследованиями эндогенных процессов с использованием всего современного методического арсенала. В частности, на основании петрологических и геохимических исследований удается получить информацию об источниках магматических расплавов, понять состояние и особенности состава нижнекорового и мантийного протолита, что дает выход на решение геодинамических

задач. Планомерное исследование метаморфизма, определение его термодинамических параметров, флюидного режима дают возможность понять направление, скорость и причины тектонических деформаций и движений, что прямо зависит от динамики литосферы на определенных этапах эволюции.

Вся совокупность геологических, петрологических, геохимических и изотопно-геохронологических данных позволяет подойти к решению проблем раннедокембрийской геодинамики. После пионерских исследований Г. Гаала и Р. Горбачева (Gaal, Gorbatchev, 1987), предложивших плейт-тектоническую интерпретацию структуры Балтийского щита для архейского и раннепротерозойского периодов, опубликовано много работ, развивающих эти идеи. Неудивительно поэтому, что позже появились многочисленные новые данные, которые позволяют серьезно углубить анализ геодинамических обстановок и уточнить многие положения теории.

Как было показано ранее (Глебовицкий, 1996), основные элементы структуры Балтийского щита (тектонические пояса) легко прослеживаются из европейской части России на территорию Северной Америки. Так, раннепротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген из Европы через юг Гренландии протягивается на южную окраину Канадского щита, где южнее архейской провинции Сьюпириор известен протяженный складчатый пояс, во многом похожий на Свекофеннский. В целом выделяется гигантский по протяженности (несколько тысяч километров) пояс. Как будет видно из дальнейшего изложения, наилучшим образом, наиболее полно он представлен на Балтийском щите и изучен с такой степенью детальности, которая позволяет представить полную геодинамическую картину его эволюции. Столь же гигантским является раннепротерозойский Лапландский коллизионный пояс, который простирается на западное побережье Гренландии и далее сложно сочленяется с Трансгудзонским поясом средней части Канадского щита. Легко сопоставимыми являются и архейские коллизионные и аккреционные орогены. Но подобные структуры на Балтийском щите выгодно отличаются тем, что дают возможность проследить с большой детальностью их взаимоотношения, а значит, и взаимодействие во время их формирования.

Все сказанное дает основание определить задачи этого исследования.

1. Используя все данные по датированию, проследить эволюцию раннедокембрийских структур на территории Балтийского щита.

2. На основании имеющейся информации по редкоэлементной, редкоземельной и изотопной геохимии изверженных пород проследить механизмы и динамику роста архейской и протерозойской континентальной земной коры.

3. На основании данных о геологии, структуре, петрологии и геохимии главнейших комплексов супракрустальных и плутонических пород, по условиям, *PT*-режимам и *PT*-эволюции метаморфических комплексов проанализировать геодинамические обстановки в литосфере для каждого крупного этапа развития региона.

Вся территория Балтийского щита подразделяется на три крупные, принципиально разные области (геоблоки, по Кратцу и др., 1978): 1) Кольско-Карельскую, 2) Свекофеннскую и 3) Дальсландскую. Все три области отличаются прежде всего временем проявления главных кратогенных процессов и наиболее существенной переработки континентальной земной коры. Границей между Кольско-Карельской и Свекофеннской областями является так называемая Раахе-Ладожская зона, которая очень надежно обосновывается на территории Финляндии и идентифицирована как структура между архейской и протерозойской континентальной корой. Она протягивается на территорию Северной Швеции, в район Шелефтео, но картруется там менее уверенно, так как архейская кора в тех местах очень интенсивно переработана в раннепротерозойское (свекофеннское) время. Ниже мы вернемся к более подробной характеристике этой важнейшей тектонической зоны.

Если Свекофеннский геоблок относительно однороден, то Кольско-Карельская область — крайне гетерогенна, из-за чего она была разделена на ряд мегаблоков (Кратц и др., 1978), или провинций: Кольскую, Беломорскую (или Беломорско-Лапландский пояс) и Карельскую. Все они выступают в качестве тектонотипов (своеобразных эталонов), используемых для интерпретации структуры фундамента значительной части Русской плиты, и поэтому должны быть рассмотрены отдельно.

ГЛАВА 1

КОЛЬСКО-НОРВЕЖСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

АРХЕЙ

В результате более чем векового изучения докембрия Кольского полуострова сложилось несколько, в различной степени отличающихся, а иногда взаимоисключающих друг друга концепций его тектонического строения, стратиграфии и эволюции эндогенных процессов. Наиболее существенные изменения в сложившихся представлениях произошли в последнее десятилетие в связи с появлением новых данных по глубинному строению литосферы Кольского полуострова, природе тектонических границ различных литосферных блоков и изотопному возрасту слагающих их комплексов.

В данной работе автор придерживается традиционной схемы тектонического районирования Кольского геоблока с южным его ограничением по Туадеш-Сальнотундровской и Кандалакшско-Колвицкой структурам (Лапландско-Колвицкая шовная зона) (рис. 1.1).

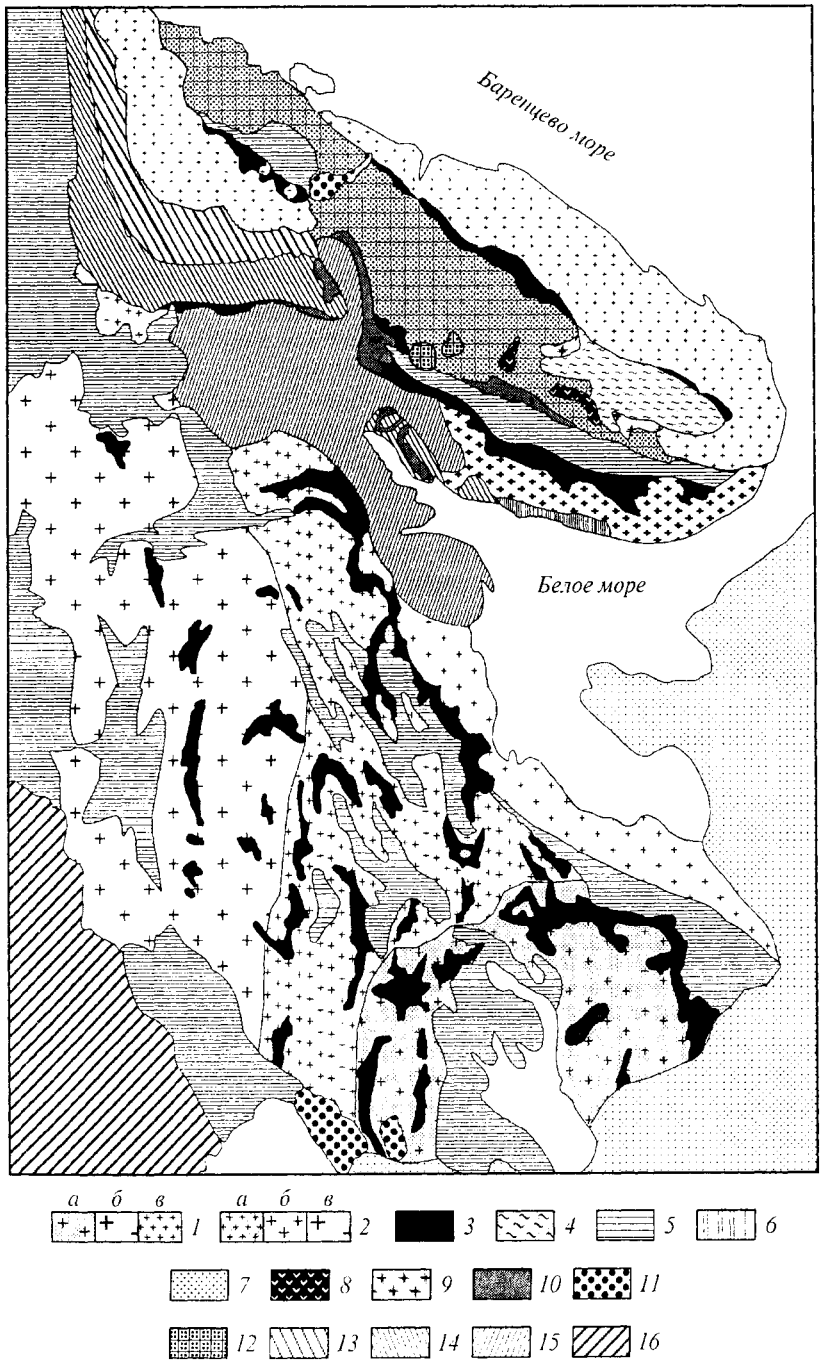
Так называемая Кольско-Норвежская зона карелид выделена много лет назад (Кратц, 1963; Харитонов, 1966) в качестве специфической зоны раннепротерозойской складчатости. Вместе с тем тогда же было ясно, что она является областью широкого распространения архейских пород, слагающих северную и центральную части Кольского полуострова (Полканов, Герлинг, 1961). Позже выяснилось, что в этом регионе широко распространена ассоциация тоналит-трондьемитовых гнейсов, представляющих первичнокоровые нестратифицированные образования и являющихся, как предполагалось, фундаментом для всех архейских супракрустальных толщ (Батиева, Бельков, 1968). В дальнейшем часть карельских троговых структур была идентифицирована как архейские зеленокаменные пояса (Вревский, 1982, 1985, 1989; Вревский, Колычев, 1986), и таким образом действительно раннепротерозойские структуры были

«очищены» и всесторонне исследованы (Загородный и др., 1964; Гилярова, 1972; Поляк, 1968; Предовский и др., 1974; Дук, 1977; Кольская сверхглубокая, 1984; Загородный, Радченко, 1983; Петров, Волошина, 1978; Федотов, 1985; Загородный и др., 1983; Предовский, 1980; Минц и др., 1984, 1987, 1989; Минц, 1993).

В пределах Кольского полуострова и прилегающих территорий выделяются (в том числе и по геофизическим данным) относительно крупные изометричные блоки (или домены) преимущественно гнейсового и гранулито-гнейсового состава (Мурманский, Центральнокольский, Терский, Стрельнинский, Ина-ри и Кейвский) и разделяющие их удлиненные в плане тектонические элементы — супрактустальные пояса различного возраста и геотектонической природы (Колмозеро-Вороньинско-Урагубский, Терско-Аллареченский, Тана-Корватундровский зеленокаменные пояса; Кейвская парагнейсовая структура, Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс; Полмак-Пасвик-Печенга-Варзугский рифтогенный пояс). Считается, и это находит подтверждение геологическими и изотопно-геохронологическими данными последнего десятиления, что гнейсовые и гранулито-гнейсовые домены сложены более древними породами по сравнению с вулканогенно-осадочными поясами. Объединяя их в кольско-беломорский комплекс, мы отдаем дань традиции. Ниже будет показано, что древнейшие образования Кольской провинции в целом не сопоставимы по возрасту с беломорским мегакомплексом. Супракрустальные толщи архейских зеленокаменных поясов и связанные с ними плутониты в этой работе объединены в лопийский комплекс.

Кольско-Беломорский (гранулитово-гнейсовый) комплекс

Несмотря на сложное мозаично-блоковое строение Кольской провинции, в ее пределах довольно легко распознаются главные структурные элементы. Это нестратифицированный комплекс то-налит-трондьемитовых (или эндербитовых) гнейсов и гранитогнейсов, всеми рассматриваемый как в той или иной мере преобразованное вещество первичной сиалической коры, слагающий почти целиком Мурманский и значительную часть Центральнокольского блоков. Особое место в структуре Кольского полуострова занимает Кейвский блок, обладающий специфическими чертами состава и строения, ограничивающими возможности однозначных геологических корреляций и тектонических интерпретаций.


Баренцево море
Белое море
а б в
1
а б в
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

Центральнокольский блок

В этом блоке (рис. 1.1) архейские комплексы представлены неоднократно и неоднородно метаморфизованными (от высокотемпературных ступеней амфиболитовой до гранулитовой фации) парагнейсами и кристаллическими сланцами *кольской серии*, а также ортопородами разного состава и происхождения. К последним относятся тоналит-трондьемитовые и эндербитовые гнейсы, чарнокито- и гранито-гнейсы (или граниты I группы, по Полканову, 1939), идентифицированные как вещество первичной сиалической коры (Батиева, Бельков, 1968; Ветрин, 1983, 1984, 1991). Супракрустальные биотит-гиперстеновые, биотит-гранатовые, гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы, двупироксеновые (иногда гранатсодержащие) кристаллические сланцы, эвлизиты, железистые кварциты и другие породы кольской серии залегают в единых структурах с тоналит-трондьемитовыми и эндербитовыми гнейсами, что сильно затрудняет исследование их первичных соотношений. С сожалением нужно отметить, что в литературе нет ни одного убедительного описания их соотношений, свидетельствующих о том, что вторые являются древним фундаментом для первых. В то же время процессы мигматизации, приводящие к формированию значительных объемов автохтонных и параавтохтонных гранито-гнейсов — граниты II группы (Полканов, 1939), накладываются и на те, и на другие. Многие исследователи обратили внимание на эту двойственность и неопределенность их позиции и пришли к выводу, что причина этого не только в совместной деформации двух комплексов пород, но и в значительной ремобилизации

Рис. 1.1. Схема геологического строения восточной части Балтийского щита.

1—2 — архейский ($AR_1 + AR_2$) нерасчлененный комплекс тоналит-трондьемитовых гнейсов, гранитов, мигматитов и гранулитов в Фенно-Карельской (*1*) и Кольско-Норвежской (*2*) провинциях; домены и блоки: *1а* — Водлозерский, *1б* — Центральнокарельский, *1в* — Западно-Карельский, *2а* — Мурманский и Инари, *2б* — Центральнокольский, *2в* — Терско-Стрельнинский; *3—4* — лопийский (AR_2) комплекс: *3* — зеленокаменные пояса, *4* — Кейвская парагнейсовая структура; *5* — сумийско-сариолийский и ятулийский (PR_1); *6* — иотнийский комплекс Терского грабена; *7* — фанерозойский платформенный чехол; *8* — габбро-анортозиты (AR_2); *9* — щелочные граниты (AR_2); *10* — основные–ультраосновные расслоенные интрузии (PR_1); *11* — граниты рапакиви (PR_2); *12* — нефелиновые сиениты (PZ); *13—16* — тектонические комплексы: *13, 14* — Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс повышенных (*13*) и умеренных (*14*) давлений (2.4—1.9 млрд лет), *15* — беломорский пояс (2.4—1.8 млрд лет), *16* — Свекофенниды.

древних гранитоидов в процессе позднеархейского метаморфизма. Характерными для Центральнокольского полуострова являются интрузивные и довольно однородные гиперстеновые диориты, которые слагают крупные массивы, залегающие среди тоналит-трондьемитовых гнейсов. Они совместно деформированы и метаморфизованы.

В супракрустальной кольской серии выделяется несколько ассоциаций пород, которым придавался смысл стратиграфических подразделений, возведенных в ранг свит (Бондаренко, Дагелайский, 1968), объединявшихся в нижнюю и верхнюю толщи, на основании их залегания в ядрах и на крыльях антиформ. Первая из них представлена довольно однородными биотитовыми, амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами, иногда рассматривающимися как метаморфизованные вулканиты андезито-дацитового состава. Верхняя толща сложена биотит-гранат-силлиманитовыми и кордиеритсодержащими гнейсами, чередующимися с основными кристаллическими сланцами, известковистыми сланцами и железистыми кварцитами, ритмично-слоистыми высокоглиноземистыми сланцами и эвлизитами.

В результате бурения Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) в северо-западной части Кольского сегмента в значительной степени были расширены и уточнены представления о составе и строении кольской серии вообще и ее нижней части в частности (Кольская сверхглубокая..., 1984). Высокометаморфизованные образования кольской серии в районе СГ-3 развиты с глубины 6842 м (кора выветривания высокоглиноземистых биотит-плагиоклазовых гнейсов, подстилающих базальную телевинскую свиту Печенгской структуры) и продолжаются до 12 262 м (глубина проходки к 1990 г.). В общем, результаты бурения СГ-3 позволили выделить пять трансгрессивных седиментационных мегаритмов, верхние элементы которых сложены толщами гранат-биотит-плагиоклазовых глиноземистых гнейсов, а нижние — высококальциевых гнейсов. В первом сверху мегаритме (6842—7630 м) толща высококальциевых биотит-плагиоклазовых гнейсов содержит тела пара- и ортоамфиболитов, железистые кварциты, конгломераты, косослоистые метапесчаники (7619—7630 м) (Кольская сверхглубокая...,1984, 1998). По совокупности геолого-петрографических и минералого-химических данных по разрезу СГ-3 кольской серии выделены три генетические группы пород: 1) метавулканогенные (базальты, андезито-базальты, дациты), 2) метатерригенные (глиноземисто-кремнистая формация), 3) метавулканогенно-терригенные.

Наземные сейсмические данные по району СГ-3 позволяют выделить сейсмические границы на глубинах 12—18 км (переход от высокоскоростных к низкоскоростным пластам), что, возможно, соответствует нижней границе развития гнейсов кольской серии. В этом случае ее мощность при современном эрозионном срезе составляет не менее 6 км.

Изотопное датирование (табл. 1.1) тоналитовых гнейсов архейской части разреза СГ-3 (глубина 9745, 11 770 и 11 950 м) свидетельствует об их кристаллизации в интервале 2933—2835 млн лет.

В северном обрамлении Печенгской структуры на территории Норвегии выделяются *Кола-Ярфиордская* и *Санвик-Лоттинская зоны*, или террейны, архейских пород. Первая зона сложена комплексом серых тоналитовых гнейсов (TTG) Хомпен, а также биотитовыми, биотит-амфиболовыми и гранат-амфиболовыми парагнейсами и амфиболитами комплексов Кола-Ярфиорд и Корпфиллет (Dobrzhenetskaya et al., 1995).

Санвик-Лоттинская зона имеет купольно-блоковое строение и сложена амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и двуслюдяными ортогнейсами, гранатовыми амфиболитами, объединенными в комплекс Гарсио, а также кварцитами, железистыми кварцитами, конгломератами, метапесчаниками, слюдистыми сланцами, ортогнейсами и амфиболитами комплексов Варангер, Сванвик и Киркенес. Возраст этих комплексов варьирует в пределах 2840—2804 млн лет (табл. 1.1) (Levchenkov et al., 1995). По данным Л. Ф. Добрженецкой (Dobrzhenetskaya et al., 1995), образования комплекса Гарсио могут сопоставляться с верхней частью разреза позднеархейского зеленокаменного пояса Бърневант Северной Норвегии, а парапороды комплексов Варангер, Сванвик и Киркенес следует коррелировать с нижней частью объединенного разреза этого пояса. Вулканогенно-осадочные образования Санвик-Лоттинской зоны протягиваются в юго-восточном направлении под Печенгскую структуру и, по-видимому, слагают верхнюю часть (первый мегаритм) архейского разреза, вскрытого СГ-3 (Митрофанов и др., 1997).

Среди гнейсов кольской серии выделяется несколько групп гранитоидов, находящихся в различной пространственно-временно́й взаимосвязи как с гнейсами, так и между собой.

Наиболее древняя группа представлена бимодальной габбро-гранитной (тоналитовой) серией Веже-тундры и Линьятунтури, которые подверглись структурно-метаморфическим преобразованиям в условиях гранулитовой фации совместно с гнейсами кольской серии (Добрженецкая, 1989; Авакян, 1992). Первичное положение и контакты этих интрузивных образований не уста-

Таблица 1.1

Изотопный возраст пород Кольского геоблока Балтийского щита

№ п/п	Возраст	Метод	Порода, местоположение	Литературный источник
			Верхнеархейские (лопийские) супракрустальные и интрузивные комплексы	
			Урагубско-Колмозеро-Вороньинский зеленокаменный пояс	
1	2650 ± 60	Rb-Sr	Гнейсы, червутская свита, р-н горы Охмыльк	Овчинникова и др., 1985
2	2700 ± 40	»	То же	
3	2790 ± 70	U-Pb	То же, оз. Лице	
4	2930 ± 90	Pb-Pb	Метаандезиты вороньетундровской свиты	
5	2802 ± 67	Sm-Nd	Коматииты, полмостундровская свита	Вревский, 2000
6	2870 ± 40	U-Pb	Андезито-дациты, вороньетундровская свита, Полмос-Порос	Кудряшов и др., 1998
7	2828 ± 8	»	Кварцевые порфиры, вороньетундровская свита, Полмос-Порос	
8	2680 ± 10	»	Лампрофиры, секущие гранодиориты Поросозерского масива	Кудряшов, Гавриленко, 2000
9	2760 ± 13	»	Царконы из гальки плагиомикроклинового гранита, лявозерская свита	
10	2730 ± 15	Rb-Sr	Пегматиты, Полмос-Порос	Пушкарев и др., 1978
11	2733 ± 6	U-Pb	Гнейсо-гранодиориты, Поросозерский массив	Кудряшов и др., 2000
12	2925 ± 6	»	Лейкогаббро, габбро-пироксенитовый массив Патчемварак	
			Кейвская парагнейсовая структура	
13	2780 ± 100	»	Гнейсы лебяжинской свиты	Пушкарев и др., 1978; Пушкарев, 1990
14	2871 ± 15	U-Pb	Риолит-дациты, кластолава, пурначская свита, Малые Кейвы	
15	2730 ± 15	»	Пегматиты, прорывающие габбро-пироксениты Патчемварак	

16	2751 ± 41	U-Pb	Щелочные граниты Понойского массива	Кудряшов и др., 1998; Bayanova et al., 1998
17	2759 ± 36	»	То же	
18	2674 ± 6	»	Щелочные граниты и граносиениты, Зап. Кейвы	Зозуля, Баянова, 2000
19	2630 ± 31	»	Нефелиновые сиениты и щелочные габбро, массив Сахарйок	
20	2654 ± 5	»	Щелочные граниты, Белые Тундры	
21	2770—2800	Sm-Nd T_{DM} (WR)	Нефелиновые сиениты и щелочные габбро, массив Сахарйок	Balashov et al., 1996
22	2790—2810	»	Щелочные граниты и граносиениты, Зап. Кейвы	
			Терско-Аллареченский зеленокаменный пояс	
23	2809 ± 10	U-Pb	Тоналиты, Воче-Ламбино, Приимандровская структура	Balashov et al., 1992
24	2807 ± 7		Галька тоналита из конгломаратов Воче-Ламбино, Приимандровская структура	Кислицин и др., 2000а
25	2707 ± 11	»	Метариодациты, арваренчская свита, гора Арваренч	Пожиленко и др., 2000а, б
26	2660	»	Гнейсы аллареченской свиты	Тугаринов, Бибикова, 1980
27	2210	»	Мигматиты по гнейсам аллареченской свиты	
28	2738 ± 6	»	Габбро-диабазы, Кировогорская структура, Приимандровский ЗКП	Кудряшов и др., 1998; Bayanova et al., 1998a, b
			Архейские гранулито-гнейсовые области	
29	2902 ± 9	U-Pb	Тоналит-гранодиоритовые ортогнейсы Хомпен	Levchenkov et al., 1995a
30	2803 ± 15	»	Породы TTG-гнейсового комплекса Варангер	

Таблица 1.1 (*продолжение*)

№ п/п	Возраст	Метод	Порода, местоположение	Литературный источник
31	2880 ± 45	Rb-Sr	Высокоглиноземистые гнейсы кольской серии (Тульпярв) — *Возраст ранней стадии зонального амфиболитово-гранулитового метаморфизма*	Авакян, 1992
32	2724 ± 49	U-Pb	Гранат-биотитовые гнесы с силлиманитом и кордиеритом, кольская серия, Пулозеро	Петровская, Баянова, 2000
33	2656 ± 14	»	Эндербиты, воздействующие на гнейсы кольской серии, там же	
34	2635 ± 5	»	То же	
35	2640 ± 20	»	Тоналиты «по эндербиту», там же	
36	2550 ± 15	»	Жильные граносиениты, там же	
37	2832 ± 6	»	Тоналитовые гнейсы, СГ-3 11762—11770 м	Кольская..., 1998
38	2835 ± 5	»	Тоналитовые гнейсы, СГ-3 11943—11950 м	
39	2933 ± 54	SRIMP	СГ-3 9745 м	Бибикова и др., 1993
			Комплекс расслоенных интрузий	
40	2659 ± 2	U-Pb	Габбро-анортозиты, Цагинский массив	Баянова и др., 2000
41	2679 ± 16	»	Габбро-анортозиты, Ачинский массив	
42	2610 ± 12	»	Дайка Gr-лейкогаббро, Щучье-Медвежьеозерский массив	Митрофанов и др., 1993

новлены, а современное залегание представляет собой повторно деформированные тектонические пластины.

Для гиперстенсодержащих тоналит-гранодиоритов, входящих в состав «гнейсового комплекса Хомпен» района Серварангер Норвегии, был получен U-Pb методом по циркону наиболее древний для Кольского полуострова возраст 2902 ± 9 млн лет (Levchenkov et al., 1995a, 1995b). Поскольку комплекс Хомпен занимает ту же структурно-метаморфическую позицию в Центральнокольском блоке, что и несколько более молодой по изотопным данным (табл. 1.1) веже-тундровский комплекс, то этот возраст может рассматриваться как минимальный для гранулитового метаморфизма умеренных давлений «кольских гнейсов» (Dobrzhenetskaya et al., 1995).

Ко второй группе принадлежат большие плутоны и дайки гранодиоритов (эндербиты и эндербито-чарнокиты), которые внедрялись в кольские гнейсы во время поздней стадии гранулитового метаморфизма (Nordgulen et al., 1995). Внедрение этих плутонических комплексов происходило в интервале 2709—2762 млн лет (табл. 1.1).

Метаморфизованные в условиях гранулитовой фации гнейсы комплекса Ярфиорд прорываются интрузиями монцонит-сиенитовой серии Ропелв с возрастом 2727 ± 28 млн лет, относящейся к третьей интрузивной группе (Levchenkov et al., 1995a; Nordgulen et al., 1995).

В настоящее время структурно-метаморфическая изученность кольской серии позволяет достаточно убедительно выделять в Центральнокольском блоке несколько циклов деформаций и метаморфизма. Ранний тектоно-метаморфический цикл был синхронен с метаморфизмом гранулитовой фации умеренных давлений и сопровождался двумя этапами складчатых деформаций (Добрженецкая, 1978). Во время второго цикла деформаций, включающего пять этапов складкообразования, были сформированы главные структурные формы территории — крупные изоклинальные складки северо-западного простирания. Эти деформации сопровождались метаморфизмом от условий повторной гранулитовой фации на северо-западе до амфиболитовой на остальной территории (Добрженецкая, 1978).

Полиметаморфические комплексы пород Центральнокольского блока хорошо исследованы петрологически (Петров и др., 1986; Авакян, 1992; Глебовицкий, 1993). Наиболее существенной чертой этой территории является сложная метаморфическая зональность, отражающая повышение степени метаморфизма в направлении с северо-востока на юго-запад от высокотемпе-

ратурных ступеней амфиболитовой до гранулитовой фации, что соответствует вариации температуры от 650 до 800 °С и давления от 4—5 до 6—7 кбар. Эти параметры находятся в соответствии с наблюдениями близкой по времени кристаллизации андалузита и дистена и отвечают условиям высокотемпературного метаморфизма переходных по давлению фациальных серий (Ky-Sill → And-Sill). Давно было установлено (Высокоградиентные..., 1982; Добрженецкая, 1978), что в зоне амфиболитовой фации в гнейсах встречаются реликты высокотемпературных парагенезисов, связанных с ранним тектоно-метаморфическим циклом (ТМЦ), что свидетельствует о неоднократном достижении условий гранулитовой фации в толщах кольской серии. На пике метаморфического процесса, второго ТМЦ, в обеих зонах проявлена интенсивная мигматизация, приводящая к появлению анатектических гранитных и чарнокитовых магм, следствием которых было формирование параавтохтонных и аллохтонных массивов. Их подъем приводит к тому, что охлаждение на регрессивной стадии чаще всего происходит на фоне хорошо выраженной декомпрессии, близкой к изотермической на ранней стадии, что отражено в эволюции *PT*-параметров «по часовой стрелке» (Глебовицкий, 1993). Но это не единственный путь развития метаморфических пород в рассматриваемой субпровинции. В центральной ее части (район Кицы) в зонах рассланцевания в гнейсах кольской серии и в интрузивных телах диоритов развиваются высокобарические ассоциации, в частности гиперстен + гранат + силлиманит, при образовании которых давление достигало 9 кбар и более при температуре 800 °С. После этого в зонах рассланцевания возникали парагенезисы средних ступеней амфиболитовой фации (630—680 °С) при давлении около 6—6.5 кбар. Иными словами, в таких случаях устанавливается компрессионный *PT*-тренд, направленный «против часовой стрелки».

Инарский блок

Инарский блок занимает бóльшую часть Финской Лапландии и протягивается в юго-восточном направлении на российскую территорию в Аллареченский район (Marker, 1985; Mitrofanov et al., 1995). Его северная граница проходит по системе надвигов, расположенных южнее Южно-Печенгской зоны, а южная — по системе разломов с поверхностями листрического типа, падающих на север и северо-восток (Кольская...,1998). На западе он ограничен норвежскими каледонидами.

В большей степени блок сложен гранито-гнейсами, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами и мигматитами нерасчлененного кольско-беломорского комплекса.

Мурманский блок

Мурманский блок занимает северо-восточную часть Кольского полуострова и протягивается на 600 км при ширине 60—70 км от Белого моря до п-ова Среднего, постепенно выклиниваясь в северо-западном направлении. С юга он отделен системой разломов, которые по геофизическим данным прослеживаются до глубин 35—40 км с падением в северо-восточном направлении (рис. 1.2). С севера Мурманский блок ограничен «разломом Карпинского» в акватории Баренцева моря. Блок сложен преимущественно тоналит-трондьемитовыми гнейсами, плагиогранитными и гранитными мигматитами и гранито-гнейсами, включающими в себя небольшие тела гнейсов гранулитовой фации, эндербитов и чарнокитов. На пределах блока выделены реликты предположительно супракрустальных образований двух типов: 1) двупироксеновые плагиоклазовые кристаллические сланцы «баренцевоморской серии» на северо-востоке; 2) биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты («качаловская толща») на юго-востоке территории (Макиевский, 1981; Минц и др., 1996). Возможно, что некоторые из них могут быть сопоставлены с вулканогенно-осадочными породами зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья.

Характерной особенностью строения блока является сочетание полукольцевых и кольцевых разломов, иногда интерпретирующихся как надвиги, и линейных зон рассланцевания, подчеркивающих систему сместителей, по которым гранитоиды блока надвинуты на зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья и Кейвский блок. Тоналитовые гнейсы, гранито-гнейсы и ассоциирующиеся с ними породы практически повсеместно метаморфизованы в условиях высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации. Только иногда выделяются реликтовые участки, где можно наблюдать, что мигматизации амфиболитовой фации предшествовали процессы эндербизации (Минц и др., 1996).

Время формирования мигматит-гранитного комплекса оценивается на основании Sm-Nd модельного возраста в интервале 2.68—2.94 млрд лет (Timmerman, Dely, 1995; Минц и др., 1996). По циркону из различных генераций гранитоидов, включая пегматиты, был определен U-Pb методом возраст 2.85 млрд лет

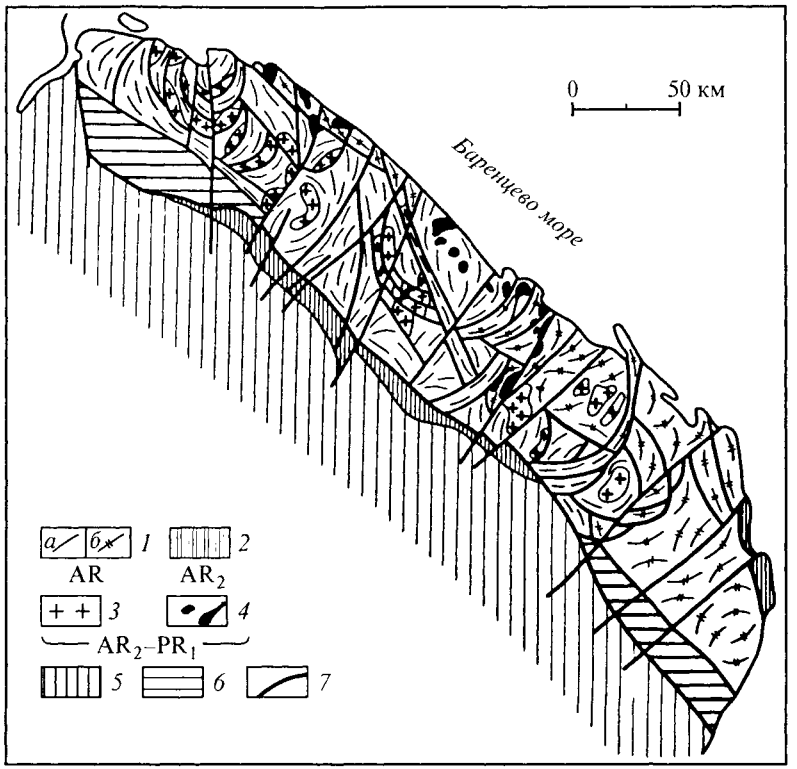


Рис. 1.2. Тектоническая схема строения Мурманского блока. По Минцу и др. (1980), с упрощениями.

1 — раннеархейский комплекс: *а* — эндербиты, плагиограниты и мигматиты, *б* — двупироксеновые кристаллические сланцы, биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы (баренцевоморская серия); *2* — позднеархейский (лопийский) осадочно-вулканогенный комплекс; *3* — плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты; *5* — Центральнокольский блок; *6* — нерасчлененные образования Мурманского и Центральнокольского блоков; *7* — разломы.

(Пушкарев и др., 1979), который интерпретируется как время метаморфизма, мигматизации и формирования перемещенных тел гранитов.

Лопийский комплекс: супракрустальные породы и плутониты зеленокаменных поясов

На Кольском полуострове в настоящее время не существует единых представлений об объемах и границах кольско-беломорского и лопийского комплексов из-за интенсивного проявле-

ния позднеархейских—раннепротерозойских процессов метаморфизма, гранитообразования и складчатости. Тем не менее новые геохронологические, петрологические и литолого-формационные данные позволяют выделить в регионе самостоятельный верхнеархейский (лопийский) структурно-вещественный комплекс. Этот комплекс объединяет супракрустальные вулканогенно-осадочные и ассоциирующие с ними интрузивные образования, бо́льшая часть которых может рассматриваться в качестве аналогов вулканогенно-осадочных комплексов зеленокаменных поясов (Вревский, 1989). Особое положение в структуре Кольской провинции занимает Кейвская структура, которая по особенностям своего строения, состава и возрасту может рассматриваться в качестве аналога парагнейсовых поясов архея.

На современном эрозионном срезе зеленокаменные пояса Кольского мегаблока (Колмозеро-Вороньинский, Терско-Аллареченский, Тана-Корватундровский) представляют собой реликты протяженных зон, сохранившихся после позднеархейского гранитообразования, метаморфизма и складчатости (рис. 1.1). Геологическое положение зеленокаменных поясов Кольского полуострова определяется, с одной стороны, их перекрытием нижнепротерозойскими (карельскими) образованиями и прорыванием плагиомикроклиновыми гранитами с возрастом 2.6—2.7 млрд лет, а с другой — незатронутостью деформациями, проявленными в кольско-беломорском комплексе, и процессами гранулитового метаморфизма, плагиогранитизации и мигматизации, регионально проявленными в фундаменте. В ряде районов супракрустальные комплексы зеленокаменных поясов залегают на породах этого фундамента с несогласием и перерывом, доказываемым наличием базального конгломератового горизонта (рис. 1.3). Структурный план зеленокаменных поясов в целом имеет линейный рисунок, но в ряде случаев тектоническое строение зеленокаменных структур (Терской, Аллареченской, Каскамской) в значительной мере определяется влиянием раннеархейских блоков фундамента, возможно частично реоморфизованных в позднем архее, а также крупными диапировыми интрузиями плагиомикроклиновых гранитов. По внутреннему строению зеленокаменные пояса представляют собой чаще всего сжатые, иногда асимметричные синклинали и моноклинали.

В некоторых местах супракрустальные комплексы зеленокаменных поясов залегают на породах фундамента с несогласием и перерывом, с конгломератами в основании разреза (рис. 1.3; табл. 1.2). Структурный план зеленокаменных поясов в целом

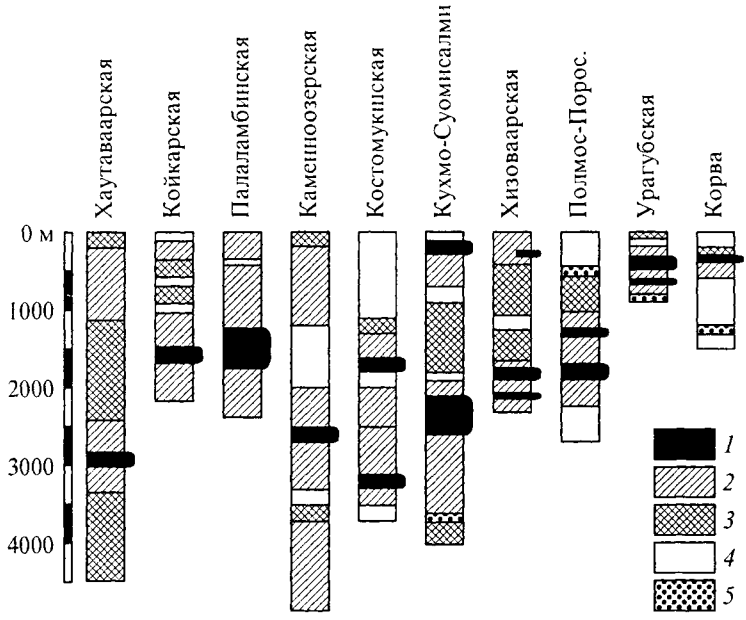


Рис. 1.3. Схематические стратиграфические разрезы зеленокаменных поясов восточной части Балтийского щита.

1 — коматииты, *2* — толеиты, *3* — андезиты—дациты, *4* — осадки, *5* — конгломераты.

имеет линейный рисунок, но в ряде случаев тектоническое строение зеленокаменных структур (Терской, Аллареченской, Каскамской) в значительной мере определяется влиянием блоков фундамента, сложенного кольско-беломорским комплексом, возможно частично реоморфизованным, а также крупными диапировыми интрузиями плагиомикроклиновых гранитов (рис. 1.1). По внутреннему строению зеленокаменные пояса представляют собой чаще всего сжатые, иногда асимметричные, синклинали и моноклинали. Вопросы стратиграфии отдельных верхнеархейских (лопийских) вулканогенно-осадочных пород были рассмотрены в ряде публикаций (Вулканизм раннего докембрия...,1980; Гилярова, 1974; Мирская, 1978, и др.), данные которых в той или иной мере учтены в табл. 1.2. В качестве тектонотипа и стратотипа зеленокаменных поясов в работе принят наиболее геологически и геохронологически изученный Колмозеро-Вороньинско-Урагубский зеленокаменный пояс.

Таблица 1.2

Формационно-геохронологическая корреляция супракрустальных комплексов позднего архея Кольского геоблока

Зеленокаменные пояса и структуры									Парагнейсовый пояс
Колмозеро-Вороньинско-Урагубский	Терско-Аллареченсий							Тана-Корва-тундровский	Кейвская
Полмос-Поросозерская	Каскамская		Аллареченская	Приимандровская	Заимандровская	Терская		Корва	Кейвская
Червутская свита (*Al*) 2790 ± 45* 2650 ± 60** 2700 ± 40***	Тальнинская свита			Арваренч-ская свита (*А-Д*) 2707 ± 11*	Волчетун-дровская свита *Al*	Бабозер-ская свита		Свита Корва Al	Кейвская свита *Al*
Вороньетундровская свита (*Б-А-Д*) 2930 ± 90*** 2828 ± 8* 2870 ± 40* Полмостундровская свита (Fe) (*К-Т*) 2882 ± 190**	Каскамская свита	Б-А-*Д* *К-Т*	Аллареченская (аннамская) свита (Fe) К-Т 2660 *	2922 ± 13* Пялочная свита	Оленьинская (заимандров-ская) свита *Б-А-Д* Fe	Пялочная свита	*Б-А-Д* К-Т	Падос свита	*Б-А* *К-Т* Лебяжин-ская (пур-начская) свита Д-Р 2871 ± 15* Понойская свита *АБ-Д*
Лявозерская свита (*К*) → 2760 ± 13*	Вырним-ская свита		Копосовская свита	Вочеламбин-ская свита (*К*) → 2807 ± 7	Ровквунская свита	Песчано-озерская свита *К*			Коловай-ская свита К

Примечание. Изотопные методы: одна звездочка — U-Pb, две — Sm-Nd, три — Rb-Sr. *Al* — высокоглиноземистые осадки, Fe — железистые кварциты, *К* — конгломераты. Вулканические серии: *К-Т* — коматиит-толеитовая, *Б-А-Д* — базальт-андезит-дацитовая, *Б-А* — базальт-андезитовая, *АБ-Д* — андезибазальт-дацитовая, *А-Д* — андезит-дацитовая, *Д-Р* — риолитовая.

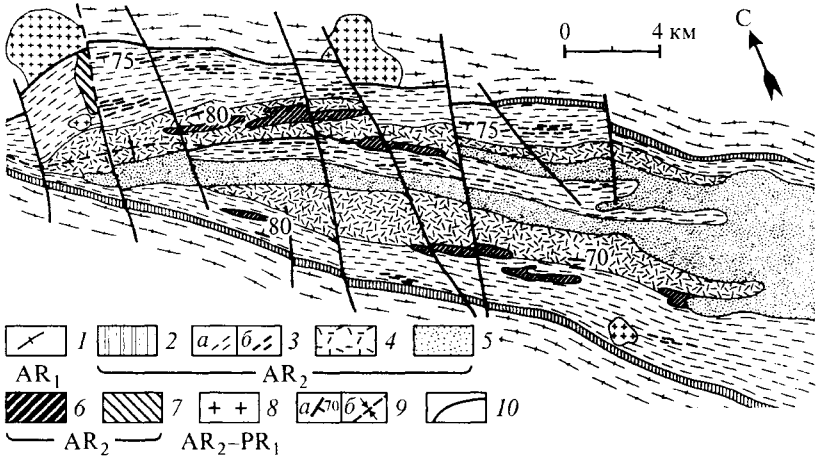


Рис. 1.4. Схема геологического строения северо-западной части Полмос-Поросозерской структуры Урагубско-Колмозеро-Вороньинского зеленокаменного пояса (Вревский, 1989).

1 — тоналитовые гнейсы, плагио- и плагиомикроклиновые граниты, мигматиты и гранито-гнейсы; *2* — лявозерская свита (биотитовые и гранат-биотитовые сланцы); *3* — полмостундровская свита (*а* — толеитовые метабазальты, *б* — коматииты); *4* — вороньетундровская свита (метабазальты, андезиты, дациты); *5* — червутская свита (глиноземистые гнейсы и сланцы); *6* — габбро-амфиболиты; *7* — метаперидотиты; *8* — микроклиновые граниты; *9* — структурные элементы (*а* — залегание пород, *б* — ось синклинальной структуры); *10* — тектонические нарушения.

Колмозеро-Вороньинско-Урагубский зеленокаменный пояс

Вулканогенно-осадочные образования этого пояса слагают наиболее крупную Полмос-Поросозерскую структуру (рис. 1.4) в зоне сочленения Мурманского и Центральнокольского блоков, а также ряд мелких синклиналей и моноклиналей на ее северо-западном продолжении, среди которых лучше всего сохранилась Урагубская структура.

Полмос-Поросозерская структура. В составе вулканогенно-осадочного комплекса этой наиболее детально геологически и геохронологически изученной структуры (Белолипецкий, 1975; Вревский, 1989; Мирская 1978) выделяются четыре свиты (снизу вверх): лявозерская, полмостундровская, вороньетундровская и червуртская. Лявозерская свита (нижняя терригенная толща) сложена гранат-биотитовыми и биотитовыми сланцами, которые в виде узкой полосы прослеживаются вдоль всего юго-западного фланга структуры, тогда как на северо-восточном фланге они наблюдаются лишь фрагментарно. Мощность свиты в

северо-западной части пояса составляет 100—150 м, в юго-восточной — 300—500 м. Полмостундровская свита (коматиит-толеитовая серия) представляет собой наиболее мощную толщу различных амфиболитов, бóльшая часть которых является метаморфизованными толеитовыми базальтами с прослоями вулканогенно-осадочных пород. Здесь же были обнаружены (Вревский, 1980, 1989) перидотитовые коматииты, переслаивающиеся с пироксенитовыми и базальтовыми коматиитами. Перидотитовые коматииты образуют несколько потоков общей мощностью более 250 м, каждый из которых в верхних частях имеет зоны со спинифекс-структурами. По простиранию потоки перидотитовых коматиитов прослеживаются на 1500—1800 м. Базальтовые коматииты находятся в тесной пространственной связи с пироксенитовыми и перидотитовыми коматиитами, а в ряде случаев образуют самостоятельные потоки среди толеитовых метабазальтов. К верхней части разреза свиты приурочены согласные дайки и силлы «овоидных» габбро-анортозитов (табл. 1.2), прослеживающихся по простиранию на 20—25 км при средней мощности 2—5 м. Вороньетундровская свита (базальт-андезит-дацитовая серия) является самой разнообразной по составу слагающих ее пород пачкой мощностью до 800 м. Это метаморфизованные основные вулканиты, переслаивающиеся со средними и кислыми метавулканитами, количество которых закономерно увеличивается до полного преобладания в верхах разреза (рис. 1.2). Червуртская свита (верхняя терригенная толща) представлена глиноземистыми гнейсами и сланцами с андалузитом в северо-западной и дистеном в юго-восточной части пояса. В основании свиты устанавливаются полимиктовые конгломераты, галька которых кроме олигоклазовых гранитов содержит практически все разновидности пород нижележащих свит, в том числе и коматиитов.

Супракрустальный комплекс зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья метаморфизован в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации с преобладанием андалузит-силлиманитовой фациальной серии на северо-востоке структуры и дистен-силлиманитовой — на юго-востоке. Данные по структурным взаимоотношениям метаморфических минералов глиноземистых и умеренно глиноземистых пород, состав и зональность гранатов, амфиболов и биотитов из богатых кальцием пород, а также термодинамические параметры минералообразования по различным геотермобарометрам позволяют считать, что условия метаморфизма в породах пояса эволюционировали от высокоградиентного к низкоградиентному режиму в пределах одного позднеархейского метаморфического цикла, внутри кото-

рого существовали условия переходного по давлению типа (Вревский, 1989).

Супракрустальные и интрузивные образования Полмос-Поросозерской структуры достаточно полно изучены геохронологически (табл. 1.2), что позволяет надежно привязать последовательность геологических событий к геохронологической шкале:

2.92—2.87 млрд лет — коматиит-толеитовый вулканизм, внедрение силлов габбро-анортозитов;

2.87—2.88 млрд лет — базальт-андезит-дацитовый вулканизм;

2.88—2.79 млрд лет — накопление верхней терригенной толщи (червутская свита);

2.7—2.65 млрд лет — внедрение позднекинематических гранитоидов, метаморфизм And-Sill и Ky-Sill фациальных серий амфиболитовой фации, формирование редкометалльных и турмалиновых пегматитов.

Таким образом, длительность формирования супракрустальных комплексов структуры и ее структурно-метаморфического преобразования можно оценить в 200—250 млн лет.

Урагубская структура. На северо-восточном продолжении границы Мурманского и Центральнокольского блоков, в среднем течении р. Ура, находится небольшой фрагмент зеленокаменного пояса — Урагубская структура. Здесь были выделены базальные конгломераты в нижней терригенной толще, а также метаморфизованные аналоги турбидитов в верхах нижней терригенной пачки супракрустальных пород (Бондаренко, Дагелайский, 1968). Среди ультраосновных пород обнаружены хорошо расслоенные потоки коматиитов (Borisova et al., 1995, Смолькин, 1992).

Пироксенитовые коматииты составляют бо́льшую часть разреза вулканогенных пород Урагубской структуры. Они проявлены в виде полос выдержанной мощности 60—200 м и представляют собой неравномерно-, крупно- и мелкозернистые темно-зеленые амфиболиты. В отличие от перидотитовых коматиитов и метабазальтов эти породы прослеживаются по простиранию всей толщи структуры. Для этой группы коматиитов характерно интенсивное проявление наложенных деформаций, которые приводят к полному исчезновению первичных структур. В участках развития этих пород с максимальной мощностью отмечается переслаивание пироксенитовых и перидотитовых коматиитов. Редко в обнажениях можно наблюдать в породах реликты габбровой структуры разной зернистости, причем граница зон с различающейся зернистостью несогласна с контактами пород. Перидотитовые коматииты здесь — согласные полосы выдержанной мощности от 3—5 до 100 м.

По простиранию строение потока может изменяться, массивная зона уменьшается за счет увеличения зоны коматиитов со структурой «спинифекс» с одновременным увеличением размера замещенного оливина до 10—20 см. Также имеют место потоки с редуцированным разрезом, где некоторые зоны могут отсутствовать. Отмечены приуроченность перидотитовых коматиитов к местам развития пироксенитовых коматиитов и согласованное пространственное положение этих пород. Для перидотитовых коматиитов наблюдается развитие в отдельных зонах крупных изометричных кристаллов вторичного оливина размером до 3—6 см, замещенного агрегатом слюдистых минералов с кальцитом.

Тана-Корватундровский зеленокаменный пояс

Корватундровская структура. Эта структура (рис. 1.5) расположена в южном и юго-западном обрамлении Лапландского гранулитового пояса и является частью протяженной региональной тектонической зоны, известной в зарубежной литературе как пояс Тана, который протягивается вдоль всего южного обрамления Лапландского гранулитового пояса — от Сальных тундр на юго-востоке до района оз. Инари в Северной Финляндии. Соотношение вулканогенно-осадочных пород пояса в целом и Корватундровской структуры в частности с высокометаморфизованными породами Лапландского пояса трактуется исследователями по-разному — в том числе и как протолит гранулитов (Козлов и др., 1998). В пользу этого представления свидетельствуют находки пород, аналогичных по составу перидотитовым и базальтовым коматиитам, среди высокометаморфизованных комплексов Больших и Малых Сальных тундр — юго-восточная часть Лапландского гранулитового пояса (Суслова, 1978; Докучаева, Борисова, 1984).

Коматииты в Корватундровской структуре были впервые установлены автором в виде согласной пачки мощностью от 20 до 80 м, прослеживаемой по простиранию на 500 м среди толщи переслаивания метабазальтов (плагиоамфиболитов), андезитобазальтов (биотит-амфиболовые сланцы) и линз конгломератов, коррелируемой с кандалакшской толщей Кандалакшско-Колвицкой «структурно-формационной» зоны (Богданова, Ефимов, 1984; Козлов, 1990). Коматииты в целом представлены актинолит-тремолит-хлоритовыми сланцами и серпентинитами с редкими реликтами первичного оливина. Местами в основании разреза пачки устанавливаются реликты порфиробластовой структуры и в верхней части разреза — реликты спинифекс структуры.

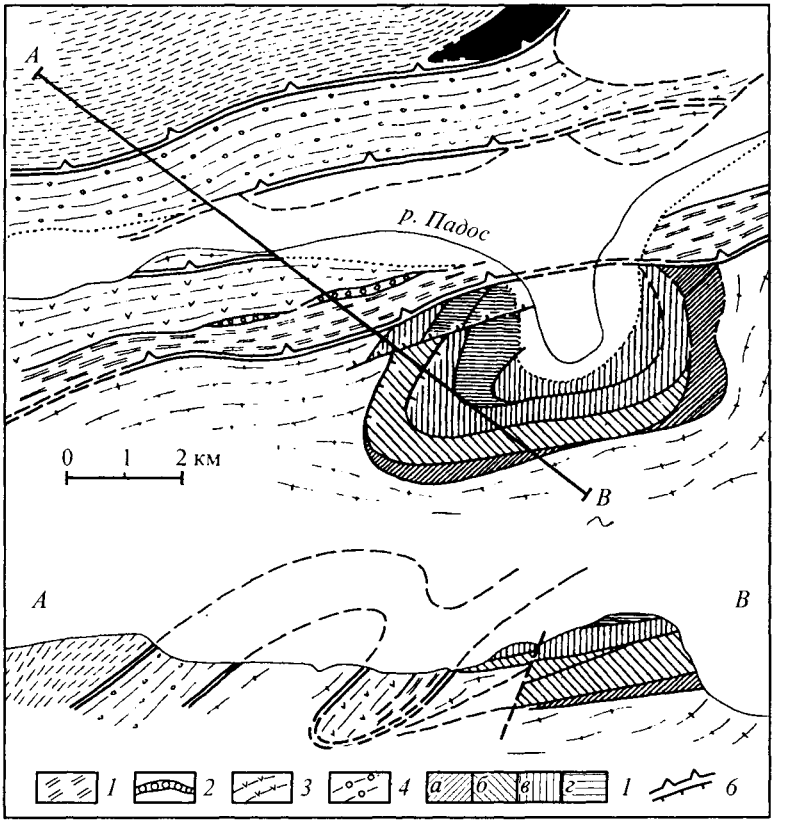


Рис. 1.5. Схема геологического строения и разрез (*A*, *B*) центральной части Корватундровской структуры Тана-Корватундровского зеленокаменного пояса.

1 — биотитовые, биотит-мусковитовые сланцы и гнейсы; *2* — метаконгломераты; *3* — матабазальты, андезибазальты и коматииты; *4* — биотит-гранат-амфиболовые сланцы; *5* — массив Падос (*а* — серпентиниты, *б* — гарцбургиты, *в* — дуниты, *г* — бронзититы); *6* — тектонические границы.

Терско-Аллареченский зеленокаменный пояс

Этот пояс является наиболее крупной позднеархейской структурой на Кольском полуострове. Он протягивается с юго-востока на северо-запад более чем на 400 км при ширине от 60 до 20 км и как бы «обрамляет» Печенгскую и Имандра-Варзугскую структуры (рис. 1.1). Зеленокаменный пояс состоит из ряда более мелких структур синклинального и синклинально-моноклинального типов (Терская, Приимандровская, Заимандровская, Аллареченская, Каскамская), которые взаимно пе-

реходят друг в друга или же отделены региональными разломами.

Терская структура расположена в южном обрамлении Имандра-Варзугской зоны в пределах Стрельнинского и Терского сегментов и протягивается от горла Белого моря до среднего течения р. Умбы. От Имандра-Варзугской Терская структура отделена тектонической зоной. Вулканогенные и осадочные породы этой структуры образуют несколько более мелких синклиналей и моноклиналей, окаймляющих куполовидные выступы гранито-гнейсов основания (рис. 1.6) (Беляев, 1980; Иванов, 1986; Петров, Волошина, 1978), которые хорошо выделяются по своим пониженным магнитным и гравиметрическим характеристикам. Супракрустальные образования Терской структуры подразделяются на три свиты, общий разрез которых можно представить следующим образом (снизу вверх).

1. Песчаноозерская (пулоньгская) свита сложена биотитовыми и гранат-биотитовыми сланцами с прослоями амфиболитов и биотит-амфиболитовых сланцев. В верхней части свиты залегает пачка полимиктовых конгломератов (Федорова, Шустова, 1974).

2. Пялочная свита представлена мощной толщей метавулканитов, которые разделяются на две подсвиты. Нижняя, пурначская, сложена амфиболитами и амфиболовыми сланцами различных текстурных разновидностей и разного состава. Наибольшее развитие имеют гранатовые и полевошпатовые разновидности, а также мономинеральные амфиболиты, которые по составу отвечают толеитовым базальтам и частично коматиитам. Верхняя, безымянная, подсвита мощностью до 600 м сложена различными разновидностями полевошпатовых амфиболитов, амфиболовых, биотит-амфиболовых и амфибол-двуслюдяных сланцев, которые представляют собой метаморфизованные кислые, в меньшей мере средние и основные вулканиты (Иванов, 1987). В верхней части разреза свиты появляются отдельные пачки и прослои мусковитовых и железистых кварцитов и биотит-мусковитовых гнейсов. Породы безымянной свиты залегают с несогласием как на гранито-гнейсах основания, так и на породах пялочной свиты (Иванов, 1987).

3. Бабозерская свита в основном развита в северо-западной части структуры (рис. 1.6). Среди пород, слагающих эту свиту, можно выделить две основные группы: а) биотитовые, биотит-мусковитовые и биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы, часто содержащие гранат, ставролит, дистен и составляющие около 80 % объема свиты; б) амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы, являющиеся метаморфизованными основными и среднеосновными вулканитами.

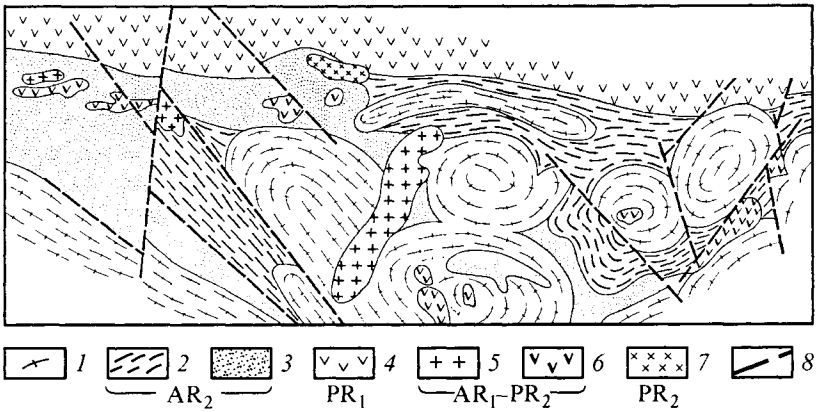


Рис. 1.6. Схематическая геологическая карта Терской структуры Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса (Гиляров, 1974; Иванов, 1983).

1 — тоналиты и плагиомикроклиновые гнейсы, граниты и мигматиты; породы: *2* — песчаноозерской и пялочной свит, *3* — бабозерской свиты, *4* —карельского комплекса, имандра-варзугской серии; *5* — микроклиновые (плагиомикроклиновые) граниты; *6* — габбро-амфиболиты; *7* — щелочные граниты; *8* — разломы.

Приимандровская структура является северо-западным продолжением и замыканием Терской зеленокаменной структуры на западном берегу оз. Имандра. Северо-западный и западный фланги структуры ограничены интрузией габбро-лабрадоритов Главного хребта (рис. 1.7). Разрез супракрустального комплекса Приимандровской структуры изучен достаточно хорошо геологически и геохронологически (Латышев, 1984; Воче-Ламбинский..., 1991) и может служить опорным для всего Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса. В основании разреза супракрустального комплекса залегает гнейсо-конгломератовая толща (вочеламбинская свита) мощностью до 800 м, в составе которой развиты полосчатые биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-мусковитовые гнейсы и сланцы (метаморфизованные аркозы, граувакки и туфы) с прослоями метаандезитов, метадацитов (биотит-кварцевые плагиосланцы) и метабазальтов, количество которых закономерно возрастает вверх по разрезу свиты. В средней части свиты присутствует несколько горизонтов (линз) полимиктовых конгломератов (табл. 1.2). От нижележащих плагиогнейсов и гранито-гнейсов породы вочеламбинской свиты отделены тектонической зоной бластомилонитов (Латышев, 1984; Воче-Ламбинский..., 1991). Вышележащая пачка (кислоубская свита) представлена толщей переслаивающихся амфиболитов, амфиболовых и биотит-амфиболовых слан-

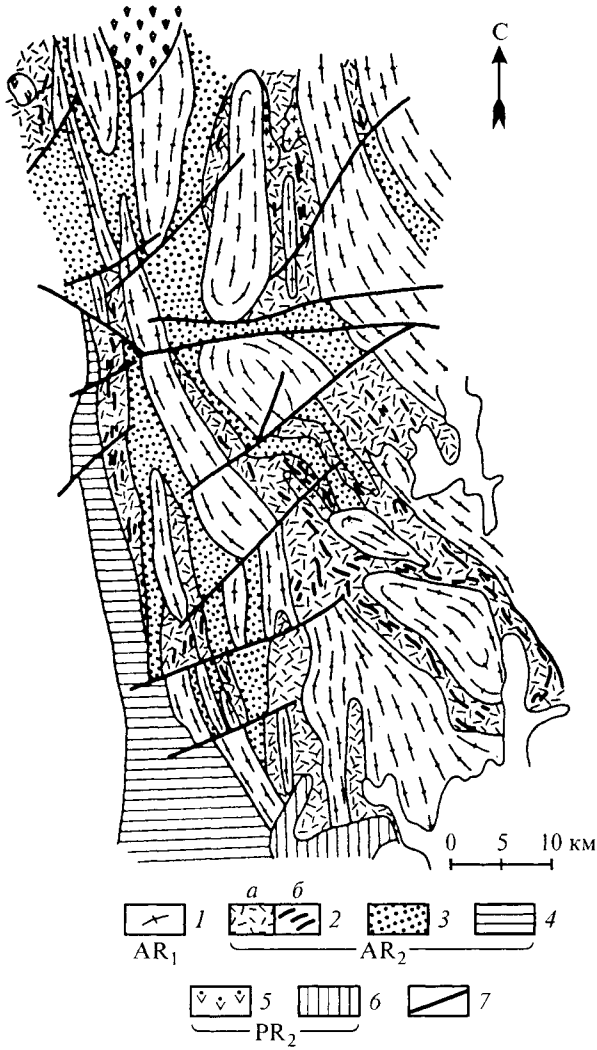


Рис. 1.7. Схематическая геологическая карта Заимандровской (Оленегорской) структуры. По П. М. Горяйнову (1976), с упрощениями.

1 — тоналиты, плагио- и плагиомикроклиновые гнейсы, граниты и мигматиты; *2* — заимандровская (оленьинская) свита (*а* — матабазальты, андезиты, дациты и риолиты; *б* — железистые кварциты); *3* — волчеозерская свита (глиноземистые гнейсы и сланцы); *4* — габбро-лабрадориты Главного хребта; *5*, *6* — щелочные габброиды, гипербазит-габбро-нориты Мончеплутона; *7* — разломы.

цев с прослоями биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов и сланцев, которые выше по разрезу переходят в монотонную толщу сланцеватых амфиболитов (витегубская свита). В верхней части разреза последней появляются прослои высокоглиноземистых сланцев со ставролитом, дистеном, андалузитом и реже кордиеритом. Возраст пород супракрустального комплекса Вочеламбинской структуры может быть оценен не древнее 2807 ± ± 7 млн лет (U-Pb возраст циркона тоналитов гальки конгломератов) (Кислицин и др., 2000; Вревский, Левченков, 1991).

Метаморфизм пород супракомплекса проходил не менее чем в два структурно-метаморфических цикла. Ранний (позднеархейский) цикл прогрессивного регионального метаморфизма принадлежал к фациальной серии А—АБ повышенных давлений амфиболитовой фации. В кульминационную стадию этот этап достигал условий ультраметаморфизма, синхронно с которым происходило внедрение плагиогранитов с возрастом 2809 ± ± 10 млн лет (табл. 1.1) в нижние части лопийского комплекса.

Второй структурно-метаморфический цикл развития Приимандровской структуры являлся по своим параметрам регрессивным и отвечал условиям зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. По времени этот цикл совпадал с прогрессивным этапом метаморфизма имандра-варзугского комплекса и внедрением габбро-анортозитов Главного хребта.

Арваренчская структура расположена в районе северного побережья Вите-губы оз. Имандра (гора Ар-Варенч). Это изолированный участок развития вулканогенных толщ основного, среднего и кислого состава с хорошо сохранившимися текстурными и структурными признаками, выделяемых в арваренчскую свиту.

В основании свиты развиты метамандельштейны, пироксенитовые и базальтовые коматииты, которые во многом сходны с основными метавулканитами витегубской свиты. Наращивает разрез мощная (до 500 м) толща переслаивания вулканитов среднего и кислого состава. Палеовулканологические реконструкции позволили выделить здесь субвулканическую постройку трещинного типа (Козлов и др., 1974). Стратиграфическое положение арваренчской свиты трактуется по-разному. Некоторые исследователи (Гилярова, 1984, и др.) рассматривают ее в составе докарельского (лопийского) комплекса, тогда как другие (Негруца, 1997; Латышев, 1984) относят к нижнему отделу раннего протерозоя (кукшинская свита Имандра-Варзугской структуры). Полученные в ИГГД РАН и ГИ КолНЦ РАН (Пожиленко и др., 2000) геохронологические данные (табл. 1.1, 1.2) по кислым метавулканитам арваренчской свиты Прииман-

дровской структуры позволяют рассматривать ее в качестве стратиграфического аналога лебяжинской свиты Кейв.

Заимандровская (*оленегорская*) *структура* представляет собой ряд узких синклинальных и моноклинальных, вытянутых в субмеридиональном направлении структур, окаймляющих овальные и линзовидные куполовидные блоки основания (рис. 1.7). Эти блоки сложены раннеархейскими плагиогранит-мигматитами, гранодиоритами и диоритами, которые частично реоморфизованы и микроклинизированы в позднеархейское время. Сводный разрез супракрустальных толщ Заимандровской структуры (Горяйнов, 1976; Макиевский, Загородный, 1981) сложен следующим образом (снизу вверх).

1. Ровквунская свита — биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы с силлиманитом, отвечающие по составу аркозам и граувакам с примесью туфового материала. Мощность свиты составляет 500—1000 м.

2. Заимандровская (оленьинская) свита — амфиболиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы с прослоями кислых метавулканитов и силикатно-кремнистых пород. К средней части разреза этой толщи приурочены продуктивные горизонты (до 200 м) и главные месторождения железистых кварцитов, которые перекрываются пачкой амфиболовых и биотитовых гнейсов, метаморфизованных кислых вулканитов. Для метавулканитов, слагающих бóльшую часть разреза свиты, устанавливается непрерывный разрез от метабазальтов до метариолитов общей мощностью от 200 до 600 м.

3. Волчьеозерская свита — толща глиноземистых гнейсов мощностью более 800 м.

Структурно-метаморфическая эволюция Заимандровской зеленокаменной структуры происходила в пять деформационных этапов, из которых первые два отвечали условиям амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии, а второй низкоградиентный метаморфизм, проявленный вдоль субмеридиональных зон, сопровождался тремя этапами структурных преобразований (Козаков, 1979; Евдокимов и др., 1978).

Возраст пород структуры оценивается по U-Pb методу между цирконами 2738 ± 6 млрд лет из габбро-амфиболитов (табл. 1.1, 1.2).

Каскамско-Аллареченская структура протягивается в субширотном направлении более чем на 150 км (рис. 1.8) от государственной границы РФ с Финляндией и Норвегией до Верхнетуломского водохранилища на юго-востоке. Ее южная граница проходит вдоль регионального разлома, отделяющего ее от Лотинско-Сальнотундровского блока «гранулитового пояса» Кольского полуострова, а северная граница совпадает с зоной Порьи-

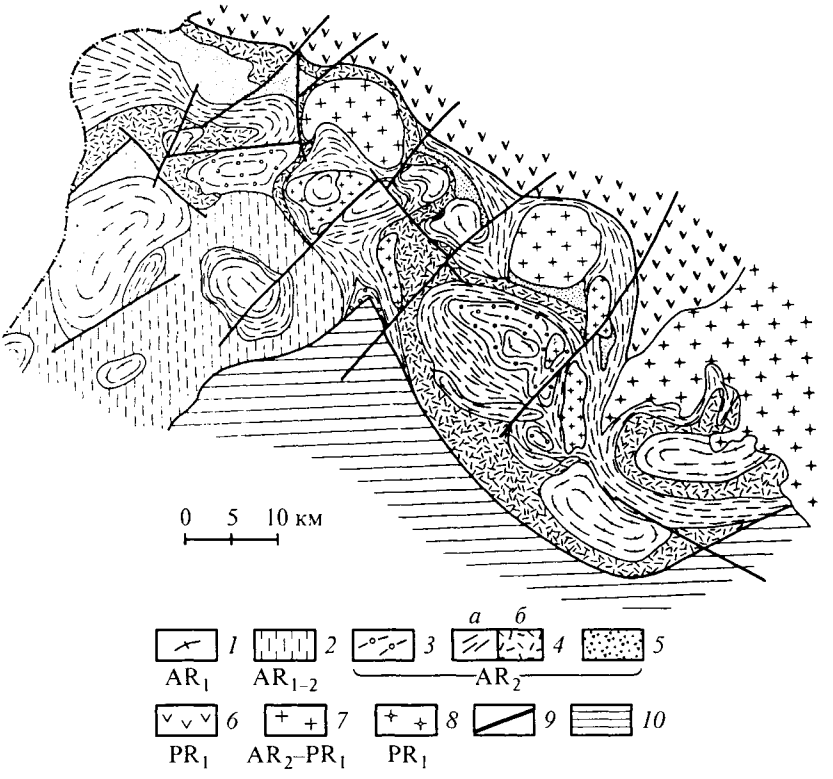


Рис. 1.8. Схема геологического строения Каскамско-Аллареченской структуры. Составлено по данным О. А. Беляева (1978) и др.

1 — тоналиты, плагио-, плагиомикроклиновые граниты и мигматиты; *2* — нерасчлененные гнейсы и сланцы кольской серии и лопийского комплекса; *3* — породы копосовской и вырнимской свит (метаграувакки). *4* — породы каскамской и аллареченской свит (*а* — коматииты, пикриты, метабазальты, *б* — метаандезиты, глиноземистые плагиосланцы), *5* — породы тальинской свиты (биотитовые, гранитовые и другие парагнейсы и сланцы); *6* — карельский комплекс (печенгская серия); *интрузивные образования*: *7* — гранодиориты и плагиомикроклиновые граниты, *8* — граниты, гранодиориты и граносиениты, *9* — тектонические нарушения, *10* — лоттинско-сальнотундровский блок.

ташских разломов, отделяющей ее от Печенгской структуры. В тектоническом отношении Каскамско-Аллареченская структура подразделяется на два блока — Аллареченский на востоке и Хихнаярвинский (или Каскамский) на западе, разделенные Вешъяурской зоной смятия. В обоих блоках широко развиты куполовидные брахиантиклинные структуры гнейсо-гранитов и гранодиоритов нижнеархейского комплекса основания, содержащих реликты гнейсов и кристаллических сланцев кольской

серии и крупные интрузии плагиомикроклиновых гранитов (Беляев, 1978). Супракрустальные комплексы позднего архея, с одной стороны, слагают крупные синклинальные структуры (Каскамский блок), где разрез представлен наиболее полно и с наиболее мощным проявлением вулканитов, а с другой — образуют мелкие межблоковые синклинали и моноклинали (Аллареченский блок), в которых разрез характеризуется более широким развитием терригенных образований.

Каскамский (Хихнаярвинский) блок. Ранее некоторые исследователи (Загородный, Радченко, 1983) рассматривали его в качестве южного эродированного крыла Печенгской структуры. Однако еще в 60-х годах было установлено (Беляев, 1971) и позднее многими другими исследователями (Беляев, Петров, 1974; Кольская...,1984; Кременецкий, 1979) подтверждено, что супракрустальные образования Каскамского блока древнее пород Печенгской структуры. Верхнеархейский осадочно-вулканогенный комплекс залегает с угловым несогласием (гора Куроайви) на гранито-гнейсах основания. Разрез комплекса подразделяется на три свиты (снизу вверх). Вырнимская свита, представленная биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами грауваккового состава, иногда значительно мигматизированными и гранитизированными. Мощность свиты 1000—1200 м (Болотов, 1983). Вышележащая каскамская свита сложена различными текстурными разновидностями амфиболитов и амфибол-биотитовых сланцев, по составу отвечающих толеитовым базальтам. В верхней части разреза свиты распространены биотитовые и гранат-биотитовые сланцы. Среди амфиболитов установлено присутствие высокомагнезиальных пород, отвечающих по составу пикритам и пироксенитовым коматиитам. Венчает разрез супракрустального комплекса толща переслаивания двуслюдяных и биотит-гранатовых гнейсов, а также сланцев (тальинская свита), образованных за счет глинисто-терригенных и терригенно-осадочных отложений (Кременецкий, 1979; Богачев, Горелов, 1968). Мощность свиты оценивается в 700—900 м. Породы тальинской свиты залегают в небольших синклиналях, расположенных на севере и юго-востоке Каскамско-Аллареченской структуры.

Аллареченский блок. Супракрустальные образования в блоке слагают узкие синклинали и моноклинали, окаймляющие куполовидные блоки основания (Копосовский, Аллареченский, Аннамский и др.) и подразделяются на две свиты. Нижняя, копосовская, свита сложена различными парагнейсами и сланцами неустановленной мощности. Вышележащая аллареченская (или аннамская) свита состоит из полевошпатовых амфиболи-

тов, амфиболовых, биотит-амфиболовых и биотитовых сланцев, иногда несущих текстурные признаки вулканитов, которые по составу отвечают пикритам, толеитам, андезито-базальтам и андезитам с прослоями туфов. Среди биотитовых и биотит-амфиболовых сланцев установлены пачки переслаивания марганцовистых (гранат-куммингтонит-пирротиновые сланцы), сульфидно-углеродистых пород и железистых кварцитов (Болотов и др., 1981). К пачкам полевошпатовых амфиболитов приурочены пластовые и линзовидные тела (всего около 200) метагипербазитов, которые совместно с амфиболитами рассланцованы и складчато деформированы (Медно-никелевые..., 1985). Ряд тел гипербазитов залегает в гранито-гнейсах основания. С метагипербазитами (оливиниты, гарцбургиты, пироксениты) связаны два медно-никелевых месторождения Кольского полуострова — Аллареченское и Восток. Большинство исследователей считают эти метагипербазиты интрузивными образованиями, причем их возраст трактуется по-разному — от раннеархейского до раннепротерозойского. Однако в ряде случаев эти «тела» по существу представляют собой переслаивание пачек (потоков?) ультраосновных пород с амфиболитами, амфиболовыми и биотитовыми сланцами (Зак, 1980), что позволяет считать медно-никелевые месторождения этого района связанными с коматиитовым вулкано-плутоническим комплексом, типичным для многих архейских зеленокаменных поясов мира. Для верхнеархейского супракрустального комплекса Каскамско-Аллареченской структуры изотопно-геохимические данные не позволяют однозначно интерпретировать их возраст, однако ряд определений (табл. 1.1) свидетельствует о присутствии здесь позднеархейского вещества.

Кейвская структура

Эта структура является одной из наиболее крупных на Кольском полуострове и занимает практически всю территорию Кейвского блока. Ее северо-восточной границей является система разломов, отделяющая ее от Мурманского блока. Западным ограничением структуры является зона глубинных разломов, с которыми связаны крупные массивы раннепротерозойских гипербазит-габбро-лабрадоритов Панских-Федоровых тундр. К юго-восточной границе структуры приурочены обширные массивы щелочных гранитов, южнее которых проходит тектоническая зона, отделяющая Кейвскую структуру от Имандра-Варзугского пояса (рис. 1.9). Бóльшая часть площади Кейвской структуры занята щелочными гранитами, которые прорывают

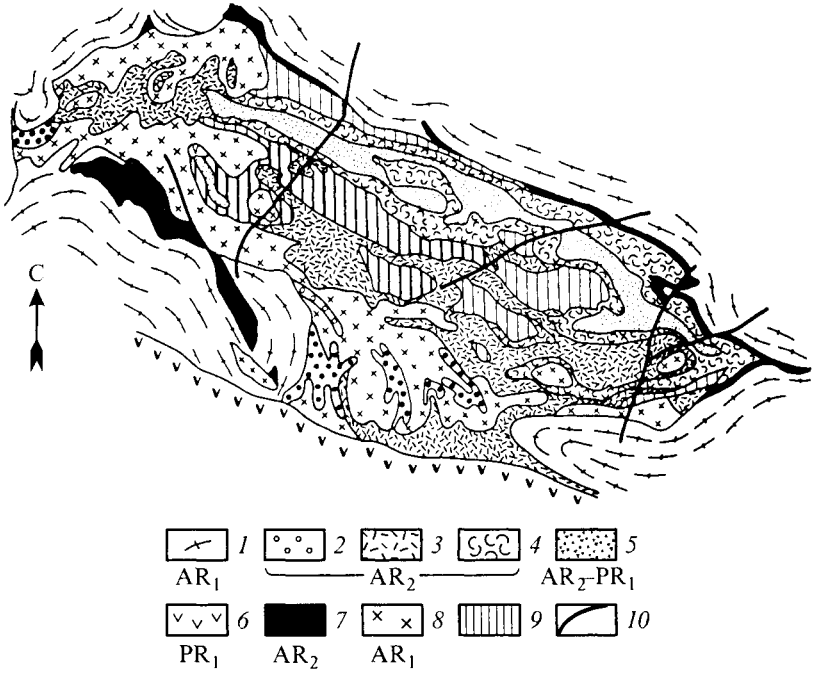


Рис. 1.9. Схема геологического строения Кейвской структуры. По работе «Вулканизм раннего докембрия...» (1980), с упрощениями.

1 — тоналито-гнейсы; *2* — кислые и разные, *3* — кислые, *4* — основные метавулканиты лебяжинской серии; *5* — метаграувакки; *6* — метавулканиты; *7* — габброиды; *8* — щелочные граниты; *9* — метапелиты кейвской свиты; *10* — разломы.

кианитовые сланцы кейвской свиты, переработанные на больших площадях щелочным метасоматозом (Батиева, 1976; Минц и др., 1996).

В целом Кейвская структура представляет собой пологую синклиналь, во внутренних частях которой существуют блоковые поднятия фундамента.

Стратиграфический разрез супракрустальных образований Кейвской структуры состоит из четырех свит. Нижняя, коловайская, свита развита по периферии всех ограничивающих структуру выступов гнейсового комплекса основания. В составе свиты преобладают биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые и двуслюдяные гнейсы и сланцы, которые по своему первичному составу интерпретируются как полимиктовые песчаники и туффиты кислого и среднего состава (Вулканизм и седиментогенез..., 1987). К нижней части свиты (район оз. Ефимозеро) приурочены линзы с галькой плагиогнейсов и грани-

тов (Батиева, Бельков, 1968). Общая мощность свиты варьирует от 500 до 800 м.

Вышележащая понойская (или патчервутундровская) свита обедняет толщу метавулканитов, представленных плагиоамфиболитами, амфибол-биотитовыми гнейсами и сланцами. По составу вулканиты отвечают железистым андезибазальтам и андезитам. Наблюдается закономерное уменьшение основности метавулканитов вверх по разрезу свиты до полного преобладания кислых вулканитов, которые выделяются в вышележащую лебяжинскую свиту. В эту свиту объединена толща биотит-кварц-полевошпатовых гнейсов с хорошо сохранившимися признаками вулканитов, эксплозивной, эффузивной, жерловой и субвулканической фации (Мирская, 1979). По составу более 70 % этих гнейсов отвечают кислым вулканитам (дацитам и риодацитам) повышенной железистости, и только около 15 % объема свиты представлено метаосадочными породами (двуслюдяные сланцы), которые реконструируются как граувакки, аркозы и туфы. Мощность лебяжинских гнейсов составляет 1000—1500 м.

Метавулканиты лебяжинской свиты перекрываются с несогласием и корой выветривания кейвской свитой (Бельков, 1963). Свита представлена гранат-ставролитовыми, гранат-мусковитовыми, кианитовыми, ставролит-кианитовыми и двуслюдяными сланцами. В основании разреза установлены линзы и прослои полимиктовых и кварцевых конгломератов. По первичному составу эти сланцы представляют собой в основном монтмориллонит- и каолинит-гидрослюдистые глины с примесью липтохлоритового материала, алевропелиты, кварцевые псамиты и аркозы (Вулканизм и седиментогенез..., 1987). Мощность сланцев кейвской свиты составляет 400—500 м в районе Малых Кейв и 900—1000 м в Больших Кейвах.

Возраст супрактустальных комплексов Кейвской структуры трактуется не однозначно. Если породы коловайской, понойской и лебяжинской свит несомненно относятся к верхнему архею, в том числе и по изотопным данным (Пушкарев и др., 1979), то кейвские сланцы до последнего времени рассматривались большинством исследователей как нижнепротерозойские сумийские образования (табл. 1.1, 1.2). Проведенные Геологическим институтом КолНЦ РАН изотопно-геохимические исследования щелочного магматизма (табл. 1.1) позволяют рассматривать всю Кейвскую структуру в качестве аналога верхнеархейских парагнейсовых поясов.

Супракрустальные образования Кейвской структуры в целом метаморфизованы в De-Sill фациальной серии амфиболитовой,

а на юго-востоке малокейвской зоны — эпидот-амфиболитовой фации. В то же время для высокоуглеродистых сланцев существуют данные о присутствии параморфоз дистена по андалузиту, что позволяет представить последовательность метаморфического минералообразования следующим образом: $Ky_I \rightarrow And \rightarrow \rightarrow Ky_{II} \rightarrow Stv \rightarrow Bt \rightarrow Pl$ (Метаморфизм..., 1986). Термодинамические условия метаморфических преобразований пород кейвской структуры по разным термобарометрам оцениваются следующим образом: $T = 460—560$ °С, $D = 4.0—5.3$ кбар (Петров, 1979). Существует двоякая интерпретация этих данных: 1) метаморфизм происходил в два этапа — ранний (архейский) высокоградиентный и поздний (нижнепротерозойский) низкоградиентный (Метаморфические комплексы..., 1971); 2) метаморфизм протекал в рамках одного низкоградиентного этапа с «некоторыми своеобразием, обусловившим появление андалузита» (Метаморфизм..., 1986).

Учитывая близость термодинамических параметров метаморфизма Кейвской и Полмос-Поросозерской структур, лежащих вблизи моновариантной линии And-Ds равновесия, а также принимая позднеархейский возраст кейвской свиты (см. выше), можно полагать, что метаморфические преобразования Кейвской структуры протекали моноциклически в позднем архее.

Верхнеархейские интрузивные комплексы

Среди верхнеархейских интрузивных образований Кольского геоблока наиболее крупными и значимыми являются три плутонические формации: габбро-лабрадоритовая, диорит-плагиогранитная, палингенных плагиомикроклиновых и щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов.

Интрузивные образования *габбро-лабрадоритовой формации* имеют широкое развитие на территории Кольского полуострова, что является одной из главных особенностей развития земной коры этого геоблока Балтийского щита в позднем архее. Практически все массивы пространственно связаны с позднеархейскими комплексами Колмозеро-Вороньинско-Урагубского зеленокаменного пояса (силлы «овоидных» габбро-анортозитов, массивы Потчемварак и Колмозерский) и Кейвской парагнейсовой структуры (Цагинский, Ачинский, Ельскозерский и Щучье-Медвежьеозерский массивы).

Расположение массивов контролируется зонами глубинных разломов между раннеархейскими гранито-гнейсовыми комплексами и верхнеархейскими супракрустальными толщами, с кото-

рыми они совместно метаморфизованы и деформированы. Контакты массивов с вмещающими породами обычно тектонические.

По особенностям внутреннего строения установлено два типа интрузий. Первый тип характеризуется отчетливой ритмичной расслоенностью (Цагинский и Ельскозерский массивы) со следующей последовательностью: оливиниты → габбро-нориты → габбро-лабрадориты → титаномагнетитовое габбро и ультрабазиты → позднемагматические титаномагнетитовые руды. Наиболее крупная Цагинская интрузия занимает площадь около 180 км^2 и представляет собой пологозалегающее пластинообразное тело мощностью около 1.5 км с эродированной апикальной частью (Радченко,1984; Юдин, 1980). Средний химический состав Цагинского массива отвечает субщелочному базальту, а тер- модинамические условия его кристаллизации соответствовали умеренным глубинам — 6—7 кбар (Шарков, 1984). Возраст массива определен равным 2659 ± 2 млн лет (табл. 1.1).

Второй тип массивов, к которым принадлежат массивы обрамления Кейвской структуры и массив Потчемварак, характеризуется следующей, в той или иной полноте проявленной, расслоенностью: габбро и габбро-нориты → крупнозернистые габбро, габбро-лабрадориты, лабрадориты → габбро и габбро-нориты. Средний химический состав Потчемваракского, Колмозерского и Ачинского массивов соответствует толеитам и оливиновым толеитам повышенной глиноземистости, а их кристаллизация соответствовала глубинам 5—7 кбар (Шарков, 1984; Юдин, 1980).

Массивы обрамления Кейвской структуры представляют собой пластинообразные конформные интрузии, имеют сходное внутреннее строение, условия кристаллизации и в значительной степени подверглись наложенным метаморфическим изменениям амфиболитовой фации совместно с вмещающими породами.

Возраст Ачинского габбро-анортозитового массива составляет 2679 ± 16 млн лет (табл. 1.1).

Наиболее крупные массивы *диорит-плагиогранитной формации* (Лицинский, Каскельярвский, Колмозерский, Поросозерский, Устьпонойский) пространственно приурочены к Колмозеро-Вороньинскому зеленокаменному поясу. По составу породы формации образуют ряд от габбро-диоритов до плагиомикроклиновых гранитов. В некоторых массивах установлены взаимопереходы от центра к периферии: плагиограниты → биотитовые гранодиориты → амфибол-биотитовые гранодиориты → → амфиболовые гранодиориты. Возрастное положение массивов определяется прорыванием ими верхнеархейских вулканогенно-осадочных комплексов, с которыми они испытали совместные деформации и метаморфизм. Изотопный возраст пород форма-

ции определяется U-Pb изохронным методом по цирконам и составляет 2680 ± 10 млн лет из лампрофира, прорывающего гранодиориты Поросозерского массива (табл. 1.1).

Палингенные плагиомикроклиновые граниты значительно развиты в пределах Мурманского блока и менее — в Центральнокольском и Терском блоках (Магматические формации..., 1985). Среди гранитов этой формации выделяются анатектические, метасоматические, палингенные, интрузивные и мигматит-граниты, которые отвечают различным уровням глубинности. Геологическое положение и возраст этих гранитов определяются их прорыванием и воздействием на супракрустальные толщи позднеархейских зеленокаменных поясов, что подтверждается изотопным возрастом гранитов (табл. 1.1).

Нефелиновые сиениты и щелочные габбро Сахарйокского массива являются уникальными позднеархейскими образованиями Балтийского щита. Массив приурочен к северо-западной зоне разломов, расположенных вдоль южного борта Имандра-Варзугской структуры.

Массив представляет собой круто наклоненное на северо-запад дайкообразное тело шириной около 2 км и длиной 7 км. Лежачий бок и апофизы массива сложены щелочными сиенитами, а в висячем боку преобладают нефелиновые сиениты. Среди нефелиновых сиенитов присутствуют тела щелочных габброидов — эссекситов и тералитов. В сиенитах присутствуют также ксенолиты гранодиоритов, щелочных гранитов и габбролабрадоритов.

В целом массив представляет собой многофазную интрузию с такой последовательностью внедрения: щелочные габброиды → → щелочные сиениты → нефелиновые сиениты. Ниже приведен средний (n = 7) химический состав нефелиновых сиенитов Сахарйокского массива (Минеральный и химический состав..., 1978):

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Пп. п.	P_2O_5
55.80	0.16	19.34	4.46	2.42	0.18	0.11	1.69	8.92	5.33	0.10	0.64	0.05

Геохимия, Sm-Nd изотопная систематика и петрология супракрустальных комплексов

Вулканогенные комплексы

Коматииты. Породы этого типа на Кольском полуострове (Полмос-Поросозерская, Урагубская, Корватундровская структуры) являются самыми высокожелезистыми (FeO* = 12—19 %)

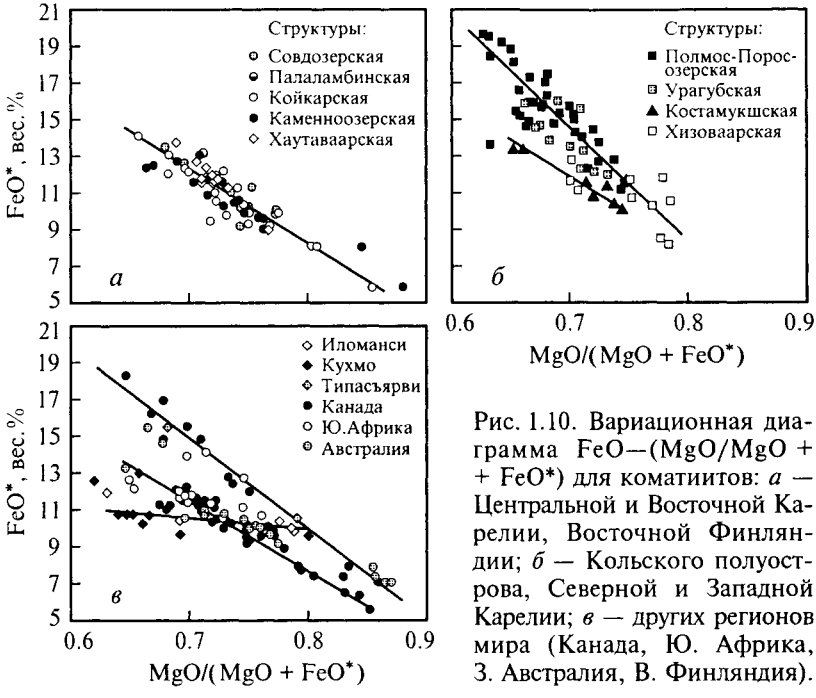


Рис. 1.10. Вариационная диаграмма FeO—(MgO/MgO + + FeO*) для коматиитов: *а* — Центральной и Восточной Карелии, Восточной Финляндии; *б* — Кольского полуострова, Северной и Западной Карелии; *в* — других регионов мира (Канада, Ю. Африка, З. Австралия, В. Финляндия).

образованиями этого типа пород на Балтийском щите и имеют лишь отдельные аналоги среди коматиитов из других регионов мира. В координатах FeO*—Mg# коматииты этого региона образуют самостоятельный тренд, на который попадает бóльшая часть коматиитов Хизоваарской структуры (Северная Карелия) при значительно более низком содержании железа (рис. 1.10, табл. 1.3).

На вариационной диаграмме Al_2O_3—FeO* (рис. 1.11) коматииты Кольского полуострова и частично Хизоваарской структуры образуют компактное поле с низкой глиноземистостью (1.5—5.5 %) и высоким содержанием железа (FeO* = 12—18 %). По содержанию Al_2O_3 с этой группой коматиитов сравнимы только образцы Койкарской структуры (Al_2O_3 = 3—6 %), которые совместно с составами ПК Каменноозерской структуры Восточной Карелии образуют самостоятельное поле составов, отличающееся, кроме того, и очень низким содержанием FeO* — 5—10 % (рис. 1.11, *а*).

На вариационной диаграмме Ti—Zr (рис. 1.12) с нанесенными трендами эволюции составов производных различных типов мантийных источников (OIB — обогащенная мантия,

Таблица 1.3

Средние химические составы перидотитовых коматиитов архейских зеленокаменных структур Кольского геоблока

Компоненты	Структура			Компоненты	Структура		
	1	2	3		1	2	3
n	8	41	36	*n*	8	41	36
SiO_2	44.54	43.91	44.28	HREE	1.80	0.76	1.82
TiO_2	0.39	0.27	0.28	Sc	—	14	17
Al_2O_3	7.19	3.74	5.28	Cr	5274	3383	2289
FeO*	13.71	15.73	13.85	Ni	1066	1690	1385
MnO	0.16	0.23	0.29	Co	100	134	164
MgO	28.34	32.92	29.78	V	173	69	155
CaO	5.39	3.03	6.13	Nb	1	3	3
Na_2O	0.20	0.10	0.09	Rb	2	4	4
K_2O	0.04	0.06	0.02	Ba	28	89	55
Mg/Mg + Fe	0.67	0.68	0.68	Hf	—	0	0
Al_2O_3/TiO_2	24.62	14.35	18.58	Sr	71	85	47
CaO/Al_2O_3	0.75	0.82	1.16	Ti	2788	1915	2265
$(Ce/Sm)_N$	1.0	1.6	1.2	Zr	27	17	20
$(Cd/Yb)_N$		1.8	1.4	Y	8	5	8

Примечание. 1 — Корватундровская, 2 — Полмос-Поросозерская, 3 — Урагубская.

CHUR — примитивная мантия, DM — деплетированная мантия) практически все составы ПК Кольского полуострова располагаются вдоль тренда примитивной мантии. Вариации значений Y/Zr-отношений (рис. 1.12) в принципе соответствуют трендам на диаграмме Ti—Zr.

По характеру распределения редкоземельных элементов в коматиитах, представленных зонами спинифекс и брекчированной кровли, можно выделить два типа (рис. 1.13, табл. 1.4).

Тип I — хондритовое («плоское») распределение РЗЭ [$(Ce/Yb)_N = 0.8—1.2$]. Характерно для перидотитовых коматиитов Полмос-Поросозерской, Урагубской структур (рис. 1.13).

Тип II— в различной степени обедненные легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ) [$(Ce/Sm)_N = 0.61—0.70$; $(Ce/Yb)_N = 0.4—0.9$]. Коматииты Полмос-Поросозерской структуры (рис. 1.14).

Кроме различного распределения и содержания в коматиитах Урагубско-Колмозеро-Вороньинского пояса легких лантаноидов они характеризуются наиболее низкими значениями (для коматиитов Балтийского щита в целом) уровня среднего сум-

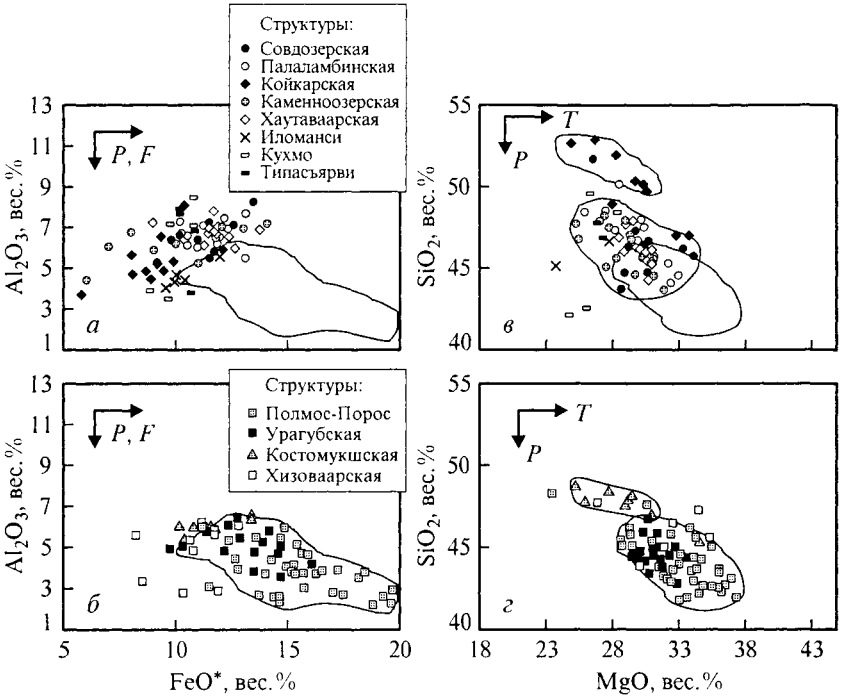


Рис. 1.11. Вариационные диаграммы Al_2O_3—FeO* (*а*, *б*) и MgO—SiO_2 (*в*, *г*) для коматиитов Балтийского щита. Стрелками показано увеличение давления *P*, температуры *T* и степени плавления *F* по экспериментальным данным (Heros e. a., 1993; Tronnes e. a., 1992; Wei e. a., 1990).

марного содержания тяжелых лантаноидов (ΣТРЗЭ$_N$) по отношению к хондриту (от 0.3 до 2.5) при сопоставимой магнезиальности пород — $Mg^{\#}$ = 0.63—0.78 (рис. 1.14).

Двенадцать образцов ПК Кольского полуострова (Полмос-Поросозерская и Урагубская структуры — табл. 1.4, 1.8), относящиеся ко второй возрастной группе, имеют среднее значение $\varepsilon Nd_{(T = 2870)} = +2.5$. На Sm-Nd эволюционной диаграмме образуют линию регрессии с наклоном, отвечающим возрасту 2802 ± ± 67 млн лет и $\varepsilon Nd_T = +3.0 \pm 0.3$, СКВО = 0.49 (рис. 1.15, 1.16). Эта зависимость может представлять собой как линию смешения производных изотопно различных мантийных резервуаров, так и «мантийную» изохрону, наклон которой определялся временем разделения мантийных источников. Поскольку процессы смешения источников, так же как и процессы контаминации коровым веществом, обычно приводят к завышению Sm-Nd-модельного возраста, а полученная зависимость в пределах оши-

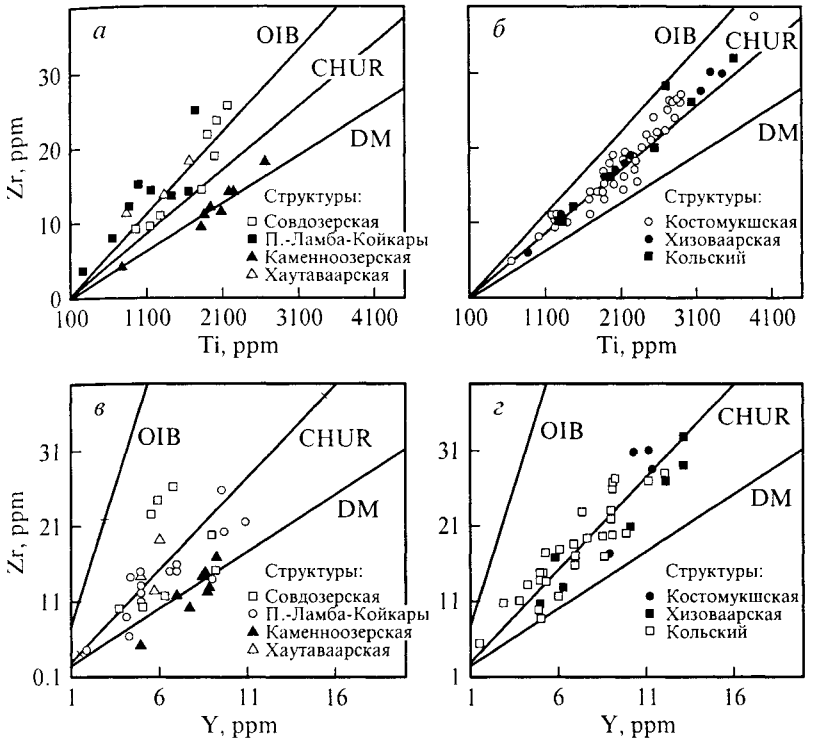


Рис. 1.12. Соотношения содержания Ti, Y и Zr в коматиитах Центральной и Восточной Карелии (*а*, *в*), Кольского полуострова, Северной и Западной Карелии (*б*, *г*).

бок соответствует изохронному U-Pb возрасту вулканизма этих структур (табл. 1.1), то, вероятно, она отражает генерацию этих ПК из единого мантийного резервуара с $\varepsilon Nd = +3.0 \pm 03$. Кроме того, отсутствие корреляции изотопного состава Nd с его обратной концентрацией (1/Nd) в образцах коматиитов Кольского полуострова (Полмос-Поросозерская и Урагубская структуры) также свидетельствует о достоверности изохронного возраста и гомогенности смешения вещества разных мантийных источников.

Правомерность рассмотрения коматиитов отдельных структур Урагубско-Колмозеро-Вороньинского пояса как производных однотипного изотопного резервуара мантии основывается также на их геохимической близости и принадлежности к первому геохимическому типу (ΣТРЗЭ = 0.4—2.5 хондрита, ΣFeO = 10—12 %, Al_2O_3 = 2—6 %) с «хондритовым»

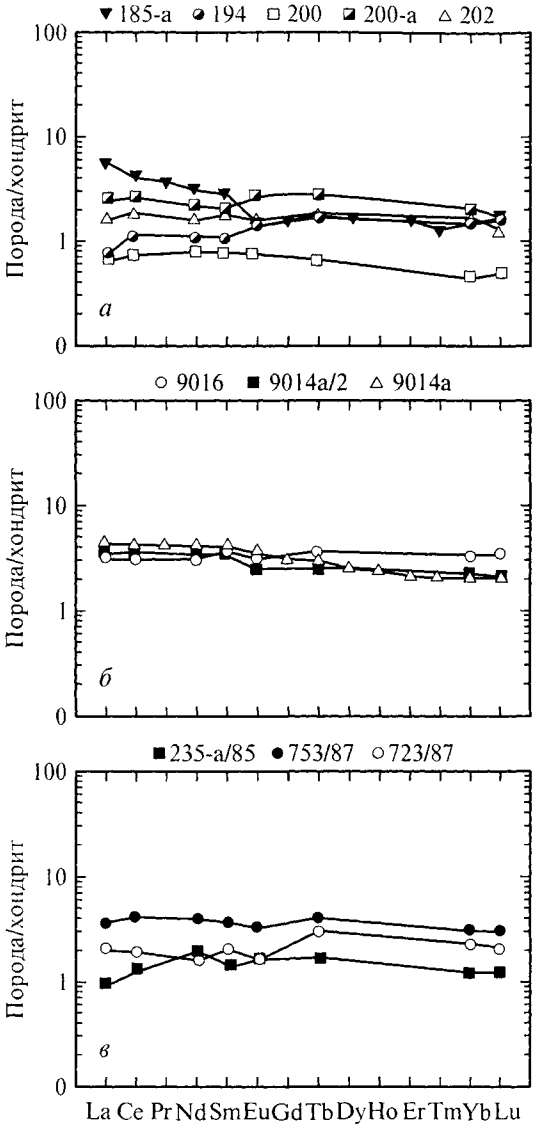


Рис. 1.13. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, в коматиитах Полмос-Поросозерской (*а*), Урагубской (*б*), Терской и Корватундровской (*в*) зеленокаменных структур Балтийского щита.

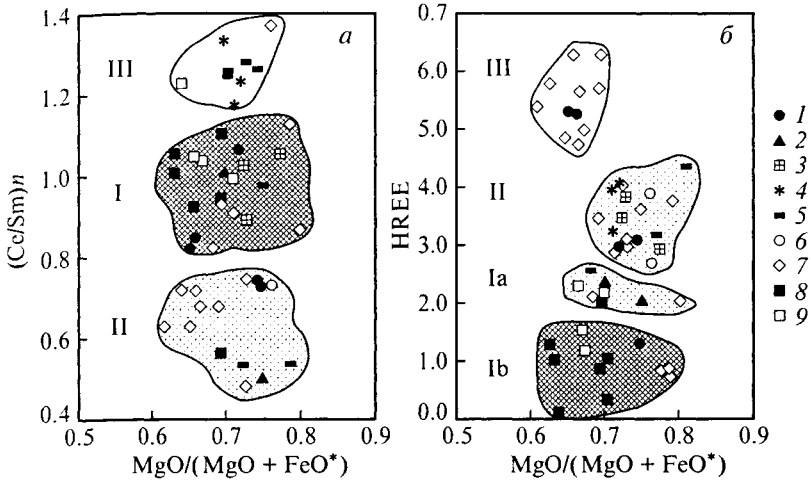


Рис. 1.14. Геохимические типы (*а*) и группы (*б*) коматиитов Балтийского щита по распределению и содержанию легких и тяжелых лантаноидов относительно магнезиальности.

Структуры: *1* — Костомукшская, *2* — Хизоваарская, *3* — Совдозерская, *4* — Хаутаваарская, *5* — Палаламбайская и Койкарская, *6* — Каменноозерская, *7* — В. Финляндии, *8* — Полмос-Поросозерская, *9* — Урагубская.

распределением ТРЗЭ или небольшой обедненностью ЛРЗЭ [$(Ce/Sm)_N$ = 1.1—0.7] (Vrevsky et al., 1996). Сочетание такого характера распределения РЗЭ с высоким положительным значением ε_{Nd} означает, что деплетированность мантийного резервуара произошла задолго до генерации коматиитов, которые к моменту выплавления коматиитовых расплавов гомогенно смешались с менее деплетированным компонентом нижней мантии.

Существенным отличием в петрогенезисе первичных коматиитовых расплавов зеленокаменных поясов Кольского полуострова являются их равновесное сосуществование с пироповым гранатом в области магмогенерации при P = 4—9GPa и «нормальный» деплетированный мантийный резервуар (DM_1 ε_{Nd_T} = = +3.0 ± 0.3). Кроме того, часть из этих коматиитовых расплавов по своим геохимическим параметрам несомненно являлась результатом плавления недеплетированного гранатсодержащего мантийного перидотита из наиболее высокотемпературной осевой части плюма, о чем свидетельствуют их геохимические характеристики (табл. 1.4, рис. 1.17).

Особое место в схеме петрогенезиса (рис. 1.17) занимает часть коматиитов Полмос-Поросозерской структуры с уникальными

Таблица 1.4

Содержания породообразующих, редких и редкоземельных элементов в перидотитовых коматиитах Кольского геоблока

Компоненты	Структура										
	723\87	185-a	194	2	200-a	202	9019g	9016	9014b/1	9014a/2	9014a
	Корва	Полмос-Поросозерская					Урагубская		Урагубская		
SiO_2	45.77	41.75	43.16	42.53	43.56	48.3	44.06	44.71	43.75	44.17	44.17
TiO_2	0.55	0.23	0.28	0.28	0.26	0.41	0.53	0.21	0.19	0.26	0.23
Al_2O_3	6.3	2.89	3.75	4.08	4.38	5.43	5.04	6.1	4.79	5.78	4.67
FeO*	12.99	19.64	18.4	14.97	14.28	13.59	14.65	12.33	13.54	14.16	14.57
MnO	0.12	0.16	0.31	0.11	0.17	0.22	0.3	0.24	0.26	0.3	0.36
MgO	29.91	32.96	31.77	35.51	33.97	23.35	30.37	29.94	31.6	27.48	29.49
CaO	4.31	2.34	2.24	2.29	3.15	8.06	4.96	6.38	5.78	7.7	5.83
Na_2O	0.01	0.02	0.03	0.11	0.1	0.55	0.07	0.07	0.07	0.13	0.13
K_2O	0.01	0.02	0.06	0.06	0.06	0.09	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Sc		13					12				21
Cr	6608	2138	3882	3654	3927	347	1556	2949	1530	2893	2191
Ni	1349	1109	1351	1983	1877	845	2279	1621	1847	1570	1690
Co	101	122		138			104	102	84	94	95
V	184	0					0	202	109	160	135
Cu		54					5	4			57
Zn		91					44				63
Nb		0.8					0.7		2	4	1
Rb			10		10	5		5	3	11	4

Ba	20							47	137	57	2
Hf		0.1					0.1				0
Sr	74	88	93	45	60	60	13	19	17	77	75
Ti	2610							1974	846	2144	
Zr	26	5	14	15	16	23	3	12	17	28	4
Y	7	3	5	5	7	9	2	6	9	10	7
La	0.870	1.290	0.173	0.155	0.581	0.366	0.701	0.750	1.250	0.810	1.036
Ce	2.480	2.360	0.695	0.450	1.572	1.100	1.830	1.900	3.001	2.110	2.575
Pr		0.330					0.260				0.384
Nd	1.810	1.340	0.512	0.350	0.943	0.715	1.040	1.430	1.900	1.520	1.884
Sm	0.540	0.380	0.159	0.110	0.303	0.263	0.320	0.530	0.560	0.490	0.593
Eu	0.180	0.080	0.078	0.040	0.151	0.088	0.080	0.180	0.160	0.140	0.195
Gd		0.290					0.270				0.620
Tb	0.140	0.058	0.061	0.023	0.098	0.065	0.050	0.130	0.110	0.090	0.109
Dy		0.400					0.390				0.633
Ho							0.080				0.128
Er		0.250					0.230				0.340
Tm		0.030					0.030				0.050
Yb	0.470	0.230	0.220	0.070	0.315	0.260	0.180	0.520	0.490	0.350	0.324
Lu	0.070	0.040	0.038	0.012	0.042	0.031	0.028	0.080	0.080	0.050	0.050
(Ce/Sm)N	1.11	1.50	1.06	0.99	1.25	1.01	1.38	0.87	1.29	1.04	1.05
(Gd/Yb)N		1.02	1.05	1.48	1.32	1.1	1.21		0.95	1.28	1.55
Eu/Eu		0.73					0.83				0.98
HREE	2.05	1.30	1.03	0.33	1.31	1.02	1.18	2.28	2.20	1.49	2.41

Примечание. $(Cd/Yb)_N$ экстраполировано по Gd.

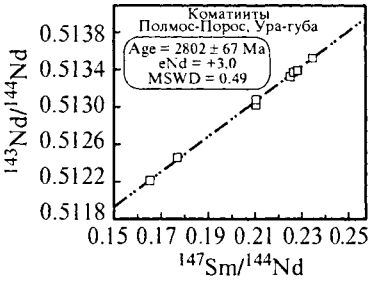


Рис. 1.15. Sm—Nd-эволюционная диаграмма для коматиитов зеленокаменных поясов Кольского полуострова.

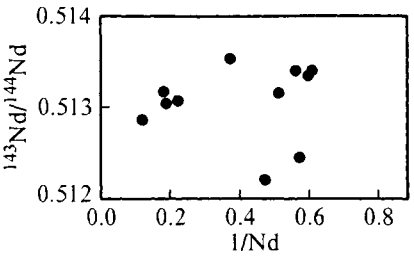


Рис. 1.16. Соотношение $^{143}Nd/^{144}Nd$—1/Nd для коматиитов и толеитов Кольского полуострова (Полмос-Поросозерская, Арагубская и Корватундровская структуры).

геохимическими характеристиками (ΣТРЗЭ ~ 1.5—0.3, $(Gd/Yb)_N$ ~ ~ 1.0, $(Ce/Sm)_N$ = 0.2—1.2). Проведенное петролого-геохимическое моделирование с использованием в качестве исходного состава примитивной мантии (PM) хондритовой модели не позволило получить расплавов с таким низким общим содержанием тяжелых лантаноидов (Вревский, 2000). Вероятно, причины появления таких расплавов следует искать в каком-то ином, нежели хондритовом, составе нижнемантийного вещества, слагающего осевую часть плюма.

Базальты — основные метавулканиты позднеархейских зеленокаменных структур Кольского полуострова, представлены различными амфиболитами (анхимономинеральными, плагио-) и биотит-амфиболовыми сланцами. В ряде структур достаточно хорошо сохранились первичные эффузивные текстуры и структуры (подушечные, миндалекаменные, вариолитовые), а также пирокластических извержений.

По химическому составу среди метабазальтов преобладают два типа — толеиты с повышенной железистостью и глиноземистые базальты известково-щелочной серии, причем последние, как правило, тяготеют к верхним частям разрезов вулканогенных толщ супракомплексов и часто переслаиваются с биотитовыми и кварц-биотит-амфиболовыми плагиосланцами, которые по составу соответствуют андезибазальтам и андезитам (табл. 1.5).

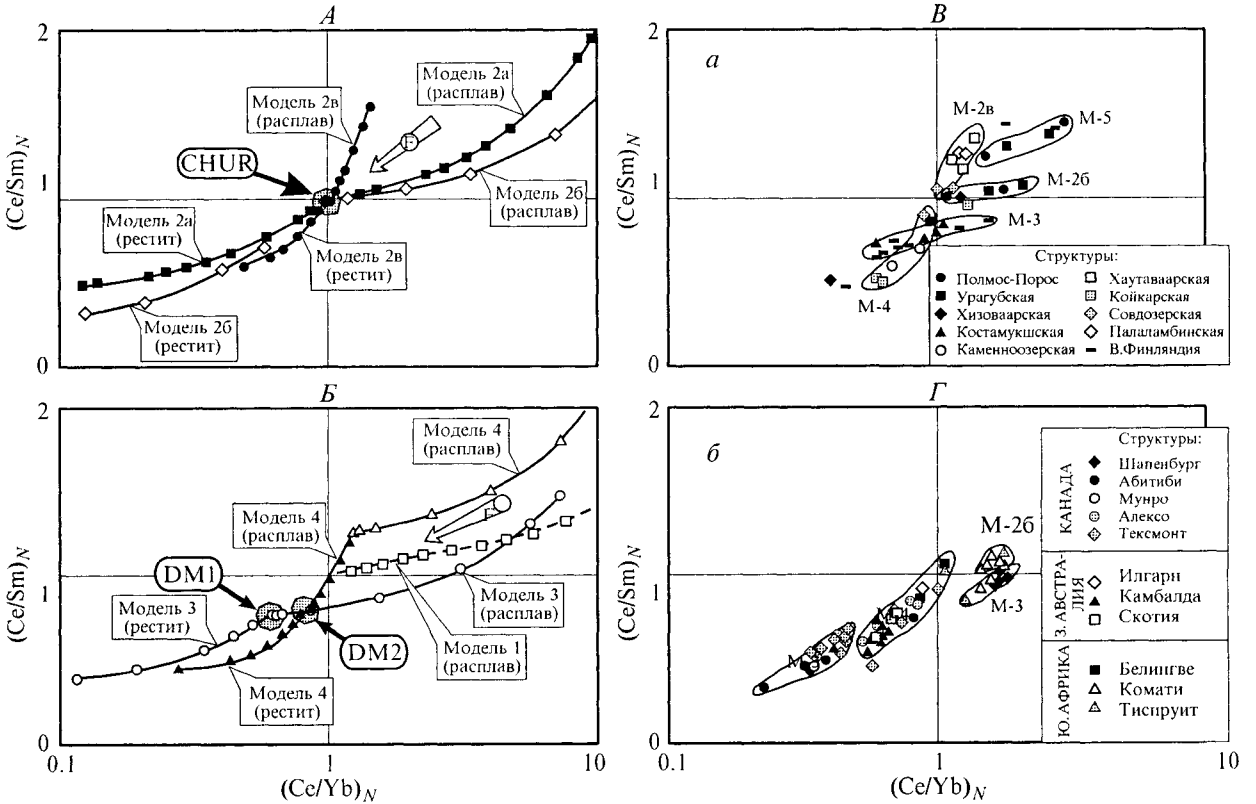
Основные метавулканиты позднеархейских зеленокаменных поясов Кольского полуострова имеют достаточно значимые региональные петрохимические различия по ряду параметров (рис. 1.18, см. вкл.). В целом по сравнению с метабазальтами лопийских зеленокаменных поясов Карелии позднеархейские основные

Таблица 1.5

Средние химические составы вулканогенных комплексов архейских зеленокаменных структур Кольского геоблока

Окислы	Структура											
	Терская				Заимандровская			Каскамско-Аллареченская				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
n	18	3	3	6	21	17	20	11	7	5	6	18
SiO_2	48.84	48.43	60.50	67.24	50.66	58.89	70.69	49.50	47.16	44.48	61.10	40.14
TiO_2	1.34	0.57	0.78	0.71	1.11	0.84	0.33	1.42	0.56	1.17	0.67	0.48
Al_2O_3	14.21	1.60	13.77	11.94	14.64	17.09	15.90	13.79	17.60	9.45	15.20	1.90
Fe_2O_3	3.42	3.01	2.42	2.12	3.04	2.12	0.74	2.76	3.16	2.51	1.79	3.89
FeO	9.97	7.83	6.47	4.41	9.58	6.05	1.73	10.22	9.82	9.94	5.76	11.85
MnO	0.26	0.22	0.14	0.11	0.18	0.12	0.03	0.20	0.23	0.24	0.12	0.24
MgO	6.51	13.39	3.35	1.35	7.13	3.94	0.75	6.95	6.64	19.14	2.91	36.00
CaO	10.32	9.18	4.73	3.52	10.67	6.20	2.33	9.58	11.65	8.91	5.40	1.80
Na_2O	2.23	1.49	3.30	3.85	2.39	3.69	5.28	2.53	1.26	0.99	3.70	0.30
K_2O	0.66	0.57	2.35	2.40	0.58	1.25	2.20	0.84	0.30	0.27	1.54	0.39

Примечание. 1—4 — пялочная свита: 1 — толеитовые метабазальты, 2 — базальтовые коматииты, 3 — метаандезиты, 4 — метадациты (Вулканизм и седиментогенез..., 1987); 5—7 — заимандровская свита: 5 — метабазальты, 6 — метаандезиты, 7 — метадациты (Вревский, 1989); 8 — метабазальты аннамской свиты; 9 — то же, каскамской свиты (Вулканизм и седиментогенез..., 1987; Беляев, 1978); 10 — пикрит, каскамская свита; 11, 12 — метаандезит, гарцбургит (Вулканизм и седиментогенез..., 1987; Медно-никелевые..., 1980).


А
Б
В
Г
а
б
(Ce/Sm)N
(Ce/Yb)N
CHUR
DM1
DM2
Модель 2а (расплав)
Модель 2в (расплав)
Модель 2б (расплав)
Модель 2а (рестит)
Модель 2в (рестит)
Модель 2б (рестит)
Модель 4 (расплав)
Модель 3 (расплав)
Модель 1 (расплав)
Модель 3 (рестит)
Модель 4 (рестит)
М-2в
М-5
М-2б
М-3
М-4
Структуры:
Полмос-Порос
Урагубская
Хизоваарская
Костамукшская
Каменноозерская
Хаутаваарская
Койкарская
Совдозерская
Палаламбинская
В.Финляндия
КАНАДА
Шапенбург
Абитиби
Мунро
Алексо
Текскмонт
З. АВСТРАЛИЯ
Илгарн
Камбалда
Скотия
Ю. АФРИКА
Белингве
Комати
Тиспруит

метавулканиты Кольского полуострова являются значительно менее железистыми, а метабазальты Каскамской и Полмос-Поросозерской структур — более глиноземистыми. Самыми низкотитанистыми и низкощелочными (рис. 1.18, *б*) являются метабазальты Каскамской структуры, с которыми наиболее близки метабазальты полмостундровской свиты Полмос-Поросозерской структуры, относящиеся к коматиит-толеитовой серии. Основные метавулканиты Аллареченской структуры по этим параметрам представляют наиболее щелочную группу, формально приближающуюся к известково-щелочной серии. К этой же группе принадлежат частично и базальты вороньетундровской свиты Полмос-Поросозерской структуры Урагубско-Колмозеро-Вороньинского пояса.

Андезиты (метаандезиты) установлены практически во всех супракрустальных комплексах позднеархейских зеленокаменных поясов Кольского полуострова, занимая верхние части вулканогенных разрезов (табл. 1.6—1.8). Породы представляют собой мелко-, среднезернистые биотит-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые плагиосланцы и гнейсы. Иногда сохраняются порфировидные вкрапленники плагиоклаза и мелкообломочные туфовые структуры.

По составу породообразующих элементов метаандезиты относятся к низко- и среднекалиевому типам (рис. 1.18, *в*, *г*), причем в андезитах Полмос-Поросозерской структуры преобладают низкокалиевые, а в Терской — среднекалиевые разновидности.

Все метаандезиты характеризуются преобладанием содержания Na_2O над K_2O (K_2O/Na_2O), причем средние вулканиты Полмос-Поросозерской структуры являются наиболее натриевыми (рис. 1.18, *д*, *е*).

Рис. 1.17. Моделирование процессов частичного равновесного плавления различных (CHUR, DMI, DM2) мантийных источников коматиитов (*А*, *Б*) и положение составов коматиитов Балтийского щита (*а*) и других регионов мира (*б*) относительно модельных типов мантийных источников (*В*, *Г*).

Модель 1 — плавление примитивного (0.5 × CH) гранатсодержащей (Mj + Mg—Pv) мантии при $P > 14$GPa; модель 2а — плавление неделетированного, нормального (2 × CH) гранатового (Mj) мантийного перидотита при $P = 9$—14GPa; модель 2б — то же, при $P = 4.0$—2.5GPa; модель 2в — плавление неделетированного нормального безгранатового мантийного перидотита при $P < 2.5$GPa; модель 3 — плавление деплетированного (2 %-ное предварительное плавление) нормального гранатсодержащего мантийного перидотита при $P = 4$—9GPa; модель 4 — плавление деплетированного (5 %-ное предварительное плавление), нормального безгранатового мантийного перидотита при $P = 2.5$—4GPa.

Таблица 1.6

Средние химические составы главных типов пород Кейвской структуры

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
n	24/11	6	15	11	6/4	15	11/7
SiO_2	70.52	60.79	54.93	69.57	70.60	73.60	73.14
TiO_2	0.44	0.97	1.11	0.49	0.77	0.42	0.38
Al_2O_3	13.15	12.93	14.18	12.68	16.18	10.54	11.72
Fe_2O_3	2.39	2.82	3.39	1.78	1.62	1.57	1.15
FeO	3.93	8.11	8.55	5.63	2.27	4.28	2.90
FeO*							
MnO	0.08	0.16	0.17	0.11	0.03	0.07	0.05
MgO	0.26	2.58	3.93	0.56	0.29	0.22	0.28
CaO	2.15	5.51	7.69	1.51	0.43	1.15	1.45
Na_2O	2.82	2.85	3.22	3.39	0.96	3.83	3.89
K_2O	4.16	2.00	1.19	3.10	3.15	4.44	4.89
K_2O/Na_2O	1.51					1.16	
Sc	11.9					8	3
Cr	31.5				15	41	109
Ni	27.2				10	10	11
Co	4.30					4	3.6
V	10				20	8	19
Nb	14					27	22
Rb	177					303	252
Ba	1250					142	145
Hf	12.3					24	19
Sr						50	40
Ti							
Zr	423					1440	642
Y	36.6					219	53

Примечание. Структуры: 1 — метариодациты, лебяжинская свита; 2 — глиноземистые метаандезиты; 3 — железистые андезибазальты; 4 — лейкократовые метаграувакки; 5 — монтморилонит-гидрослюдистые метапелиты, Большие Кейвы; 6 — метатрахириодациты, лебяжинская свита; 7 —эгирин-арфедсонитовые граниты, Белые Тундры. 2—5 — Вулканизм и седиментогенез..., 1987; 1, 6, 7 — Минц и др., 1996. *n* — количество анализов: петрогенные / редкие и редкоземельные элементы (здесь и далее).

Ощутимо значимые различия наблюдаются в сериальном составе андезитов (по соотношению FeO*/MgO—SiO_2, %; рис. 1.18, *в*, *г*). Практически все средние вулканиты по этим параметрам относятся к известково-щелочной серии, за исключением составов метаандезитов Терской структуры, которые попадают в поле толеитовой серии.

Таблица 1.7

Средние химические составы главных типов вулканогенных пород Полмос-Поросозерской структуры

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
n	22	13	19	12	15	24	44
SiO_2	46.58	48.89	49.21	48.85	57.58	70.30	49.08
TiO_2	0.48	0.72	0.88	0.77	0.80	0.39	0.78
Al_2O_3	9.25	14.96	15.06	15.24	14.81	14.07	14.69
Fe_2O_3	2.10	1.86	2.31	2.15	2.03	0.78	2.40
FeO	9.46	8.93	9.25	9.19	6.87	2.23	9.00
FeO*	0.19	0.18	0.19	0.19	0.15	0.09	0.48
MnO	17.12	9.43	7.30	8.68	5.09	1.66	8.14
MgO	9.72	10.79	9.84	10.34	7.46	3.62	10.45
CaO	0.48	1.72	2.44	1.56	2.89	2.50	2.02
Na_2O	0.15	0.10	0.25	0.17	0.57	1.55	0.24
Cr	2952						
Ni	430	254	110				
Co	86	85	64	38			62
Rb				73			
Sr	49	146	155	70	43		125

Примечание. 1 — пироксенитовые и базальтовые коматииты; 2 — метабазальты хр. Оленьего; 3 — то же, полмостундровская свита; 4 — метабазальты вороньетундровской свиты; 5 — метаандезиты, там же; 6 — кислые метавулканиты; 7 — средний состав базальтов супракрустального комплекса.

Таблица 1.8

Sm-Nd данные для коматиитов зеленокаменных поясов Кольского полуострова

Номер образца	Структура	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon Nd_{(2879)}$	$\pm 2\sigma$
9022a	Урагубская	1.970	5.40	0.22071	0.51317	+1.6	13
9016	»	0.626	1.67	0.22670	0.51334	+2.6	14
9012	»	2.740	8.11	0.20440	0.51288	+1.8	17
6294	»	0.615	1.64	0.22970	0.51339	+2.5	13
9004	»	1.800	5.17	0.21137	0.51304	+3.3	16
9013a	»	0.702	1.95	0.21877	0.51316	+2.0	17
9015a	»	1.530	4.40	0.21136	0.513307	+3.0	12
14294	»	1.030	2.65	0.23630	0.51352	+2.7	12
14194	»	0.669	1.77	0.22858	0.51339	+2.8	16
200	Полмос-Порос	0.576	2.11	0.16580	0.51221	+3.2	10
200-a	»	0.509	1.74	0.1778	0.51245	+3.0	12
753	Корватундра	0.419	1.48	0.17130	0.512378	+3.7	3

Таблица 1.9

Щелочность кислых вулканитов архейских структур Кольского полуострова

Структура	$(Na_2O + K_2O)$, вес.%	K_2O/Na_2O
Полмос-Поросозерская	7.2—8.0	0.50
Терская	6.8—7.5	0.57
Приимандровская	5.7—6.6	0.49
Каскамская	7.5—8.4	0.59
Кейвская	9.8—8.4	1.15—1.5

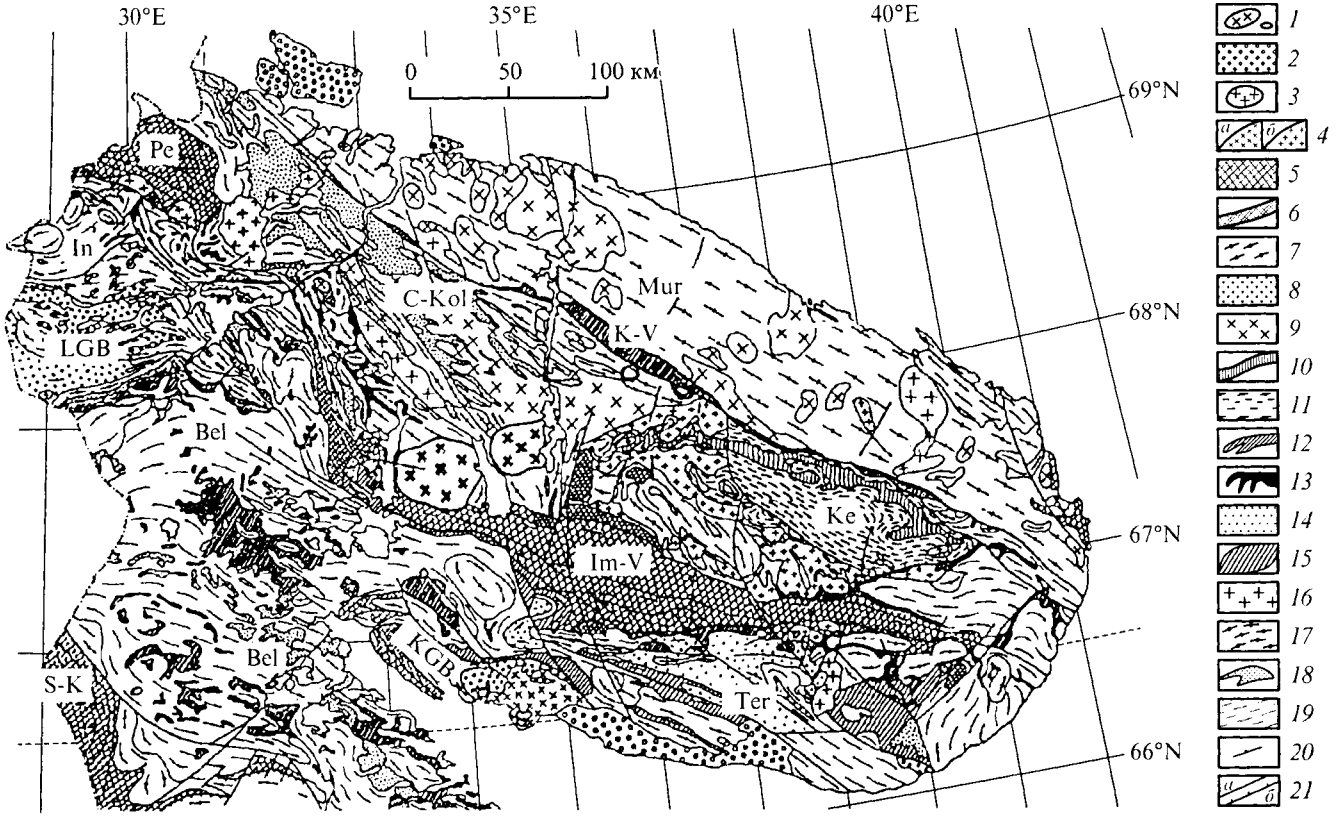
РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Общая геология

В начале раннего протерозоя после продолжительного периода пенепленизации, эрозии и выветривания территории активизировались эндогенные процессы и тектонические движения. В зонах растяжения, приуроченных к границам крупных архейских блоков, были заложены протяженные линейные пояса и прогибы рифтового типа преимущественно северо-западного простирания, для которых характерным явились интенсивные вулканизм и интрузивный магматизм.

В течение раннего протерозоя на коре континентального типа развивался наиболее крупный на Балтийском щите Печенгско-Варзугский пояс, который протягивается почти на 600 км через весь Кольский полуостров — от горла Белого моря на северо-востоке до норвежских каледонид на северо-западе (рис. 1.20). Наиболее крупные его реликты наблюдаются в виде структур Имандра-Варзугской и Печенгской структур, разделенных Центральнокольским поднятием фундамента, а более мелкие фрагменты — в виде структур Кеулик-Кенирим, Пасвик и Полмак с сильно редуцированными разрезами. Две последние расположены на территории Северной Финляндии и Северной Норвегии. Отдельно располагается Усть-Понойская структура, залегающая на крайнем северо-востоке Кольского полуострова.

Имандра-Варзугская структура, простирающаяся в северо-западном направлении, на расстоянии 330 км от западного побережья оз. Имандра в Мончегорском районе на западе до оз. Бабье на востоке, имеет форму грабен-синклинали, сильно расширенной (до 50 км) в центре и выклинивающейся на флангах (рис. 1.21). Ее современная северная граница на большей


30°E
35°E
40°E
0
50
100 км
69°N
68°N
67°N
66°N
Pe
In
LGB
Bel
C-Kol
Mur
K-V
Ke
Im-V
KGB
Bel
S-K
Ter
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

своей части определяется краевым Панско-Бабьеозерским разломом, или Хибинским плутоном палеозойского возраста, а южная — системой Варзугского и других разломов взбросо-надвигового характера (Имандра-Варзугская..., 1982; Загородный, Радченко, 1988; Геологическая..., 1996). Западный и восточный фланги имеют четко выраженное центриклинальное замыкание. Для Имандра-Варзугской структуры характерна асимметричность, обусловленная наличием северной зоны моноклинального строения и южной зоны со сложным блоковым строением, которые разделены продольным Умбореченско-Вилмуайским разломом (Имандра-Варзугская..., 1982; Загородный, Радченко, 1983, 1988). Поперечными Цагинским и Стрельнинским разломами структура разделена на три сегмента, из которых центральный характеризуется наибольшей полнотой общего разреза и его мощностью.

Печенгская структура размером 40 × 70 км имеет близкую к изометричной форму и также асимметричное внутреннее строение (Загородный, Радченко, 1983, 1988; Магматизм..., 1995). Ее северная граница на значительном своем протяжении является стратиграфической, так как очерчивается базальными конгломератами или перекрывающими их вулканитами, а южная граница определяется системами гранитных куполов с возрастом внедрения 1940 млн лет и тектонических нарушений надвигового типа (рис. 1.22).

Рис. 1.20. Схематическая геологическая карта Кольского региона (Mitrofanov e. a., 1995).

Bel — Беломорский мегаблок; Mur — Мурманский, Kol — Центральнокольский, Ter — Терский, Ke — Кейвский и In — Инарский блоки; Jon — Енский и K-V — Колмозеро-Вороньинский зеленокаменный пояса; LGB — Лапландский и KGB — Кандалакша-Колвицкий, фрагменты Лапландского гранулитового пояса; Pe — Печенгская и Im-V — Имандра-Варзугская зоны карелид. *Палеозой*: *1* — хибинский и ловоозерский комплексы нефелиновых сиенитов. *Поздний протерозой*: *2* — конгломераты и песчаники. *Ранний протерозой*: *3* — граниты, гранодиориты и диориты; *4* — чарнокиты (*а*), щелочные граниты раннего протерозоя и позднего архея (*б*); *5* — вулканогенные и осадочные комплексы; *6* — расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габброноритов и габбро-анортозитов. *Ранний протерозой—поздний архей*: *7* — основные гранулиты, эндербиты; *8* — кислые гранулиты. *Поздний архей*: *9* — гранодиориты, диориты и эндербиты; *10* — высокоглиноземистые гнейсы и сланцы; *11* — кислые гнейсы; *12* — метакоматииты, амфиболиты и гнейсы зеленокаменных поясов; *13* — железные кварциты, амфиболиты и гнейсы; *14* — гнейсы, сланцы; *15* — гнейсы, амфиболиты; *16* — гранодиориты, диориты; *17* — плагиограниты, тоналитовые гнейсы; *18* — кианит-гранат-биотитовые гнейсы; *19* — гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты, реже амфиболиты; *20* — элементы залегания; *21* — субвертикальные разломы (*а*) и взбросо-надвиги (*б*), разделяющие протерозойские блоки.

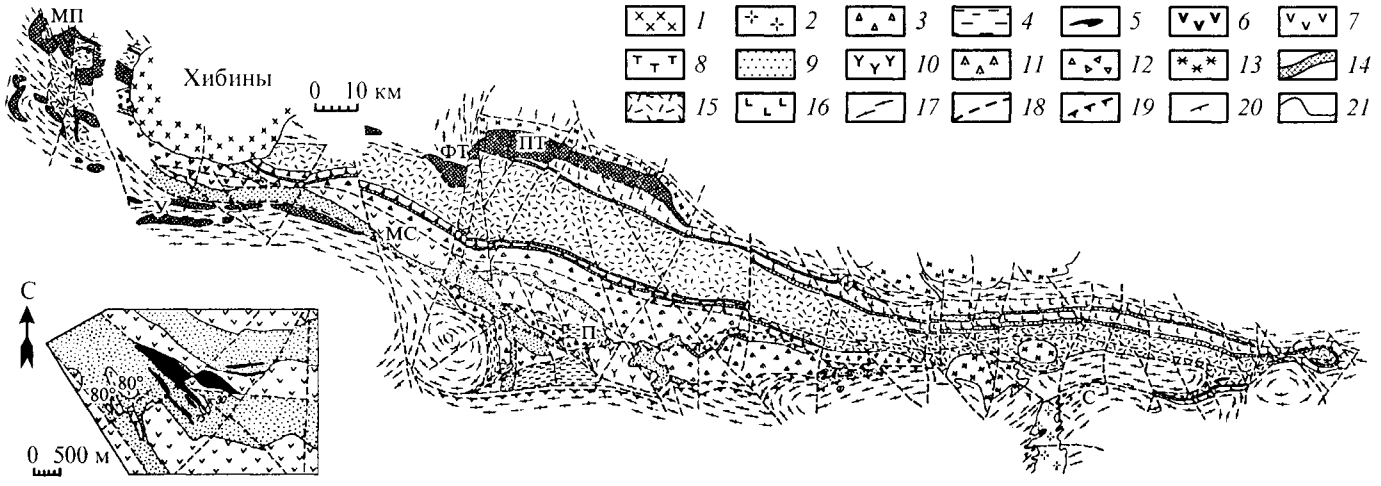


Рис. 1.21. Схематическая геологическая карта раннепротерозойской Имандра-Варзугской структуры (Имандра-Варзугская..., 1982, с дополнениями; Смолькин, 1992).

1 — нефелиновые сиениты Хибинского плутона; *2* — лейкограниты Стрельнинского массива; *3—4* — базальты, андезиты, риолиты (*3*) и сланцы (*4*) панареченской и самингской свит; *5* — перидотиты, пироксениты и габбро дифференцированных интрузий (С — стрельнинский, Ф — фомкинский комплексы, П — Панареченский массив, МС — Миттриярви-Соленое); *6—8* — базальты (*6*), базальты, ферропикриты (*7*), лавобрекчии и туфы ферропикритов (*8*) томингской серии; *9* — сланцы, метапесчаники, конгломераты, известняки и доломиты различных свит; *10* — андезибазальты панской серии; *11—12* — пикробазальты, трахиандезибазальты (*11*) и высокомагнезиальные базальты (*12*) варзугской серии; *13* — щелочные граниты; *14* — дуниты, гарцбургиты, бронзититы, габбро-нориты и лейкогаббро расслоенных интрузий (МП — Мончеплутон, ФТ — Федоровы тундры, ПТ — Панские тундры, У — Умбареченский массив); *15—16* — пикробазальты, андезибазальты, риолиты (*15*) и базальты (*16*) стрельнинской серии; *17* — гнейсы, сланцы, амфиболиты и мигматиты позднеархейского комплекса фундамента; *18* — разломы; *19* — надвиги; *20* — элементы залегания пород; *21* — геологические границы. Схема размещения габбро-верлитовых интрузий на участке Миттриярви—Соленое (слева внизу).

Южнее гор Порьиташ и Лак-Порьиташ проходит одноименный разлом, падающий на юг под углами 70—80°. Он в виде системы субпараллельных нарушений и зон интенсивного рассланцевания и брекчирования хорошо выражен на юго-восточном фланге и менее четко — на северо-западном. Порьиташский разлом разделяет мульдообразную Северную и сложнодислоцированную Южную зоны, для которых установлен не только разный стиль строения, но и разные типы разрезов. Северная зона обладает мо- ноклинально-брахиморфной структурой, осложненной попереч- ными и диагональными тектоническими, а также надвиго-взбро- совыми нарушениями со значительной сдвиговой компонентой, и в меньшей степени — сбросами. В ее строении принима- ют участие преимущественно вулканогенные породы ультраосновного, основного и среднего состава, а также терригенные и хемогенные осадочные породы общей мощностью 10.5 км. Они преобразованы в условиях зеленосланцевой (в центре), эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой (по периферии) фаций. Южная зона подразделена на Пороярвинскую подзону, примыкающую к Порьиташскому разлому, с широким развитием изоклинальной складчатости и отделенную от нее надвигами под- зону отраженных складчатых структур с купольным строением фундамента. Пороярвинская подзона сложена вулканитами от ультраосновного до кислого состава и осадочными породами с общей мощностью около 5 км, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации.

Печенгская структура в юго-восточной части, в районе г. Кучинтундра, имеет признаки центриклинального замыкания. Продолжением структуры является узкая Кеулик-Кениримская фрагментарная структура, простирающаяся в субширотном направлении на 35 км (Пожиленко, 1975). Она пересекается массивом гранитоидов лицко-арагубского комплекса и сложена моноклинально залегающими сланцеватыми амфиболитами, круто падающими на юг.

На западе ширина выхода пород Печенгской структуры резко уменьшается. Ее продолжением являются линейные структуры Пасвик и Полмак, которые простираются с перерывом в субширотном и северо-западном направлении на 90—100 км и разделены раннепротерозойским массивом гранитоидов Вайноспаа. Структуры Пасвик и Полмак в плане имеют форму асимметричных складок с левосторонним рисунком и сложены сильно редуцированными разрезами осадочно-вулканогенных пород раннепротерозойского возраста (Gaal et al., 1989; Kesola, 1991; Melezhik et al., 1994). На юго-западе и западе породы данных структур контактируют с породами архейского возраста

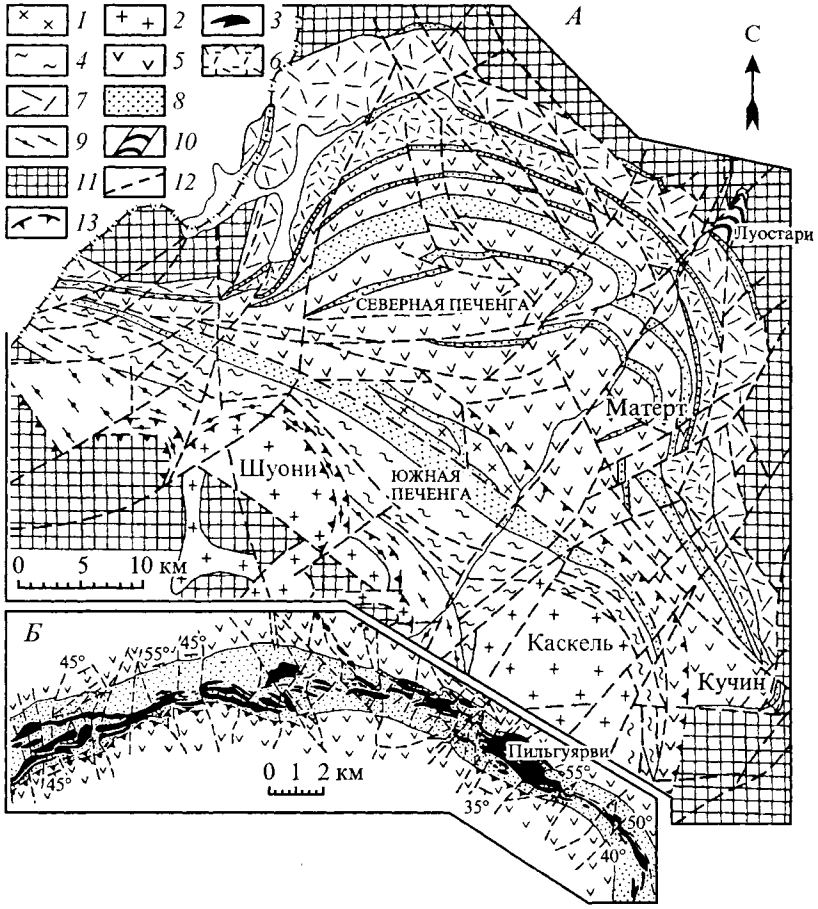


Рис. 1.22. Схема геологического строения Печенгской структуры (*А*) с картой-врезкой (*Б*) положения никеленосных интрузий габбро-верлитов в Печенгском рудном поле (Магматизм..., 1995).

1 — дациты и риолиты субвулканического комплекса Порьиташ; *2* — граниты и гранодиориты каскельяврского комплекса; *3* — никеленосные интрузии габбро-верлитов; *4* — сланцы, метавулканиты базальтового, пикритового, андезитового риолитового состава и их туфы; *5* — толеитовые базальты, ферропикриты и их туфы; *6* — трахибазальты, трахиандезибазальты, базальты; *7* — андезибазальты, дациты; *8* — конгломераты, гравеллиты, кварциты, доломиты, туфы и сланцы; *9* — гранатовые гнейсы и амфиболиты, сланцевые амфиболиты; *10* — габбро-нориты расслоенной интрузии горы Генеральской; *11* — архейский комплекс гнейсов, амфиболитов и мигматитов; *12—13* — крутопадающие (*12*) и пологопадающие (*13*) разломы.

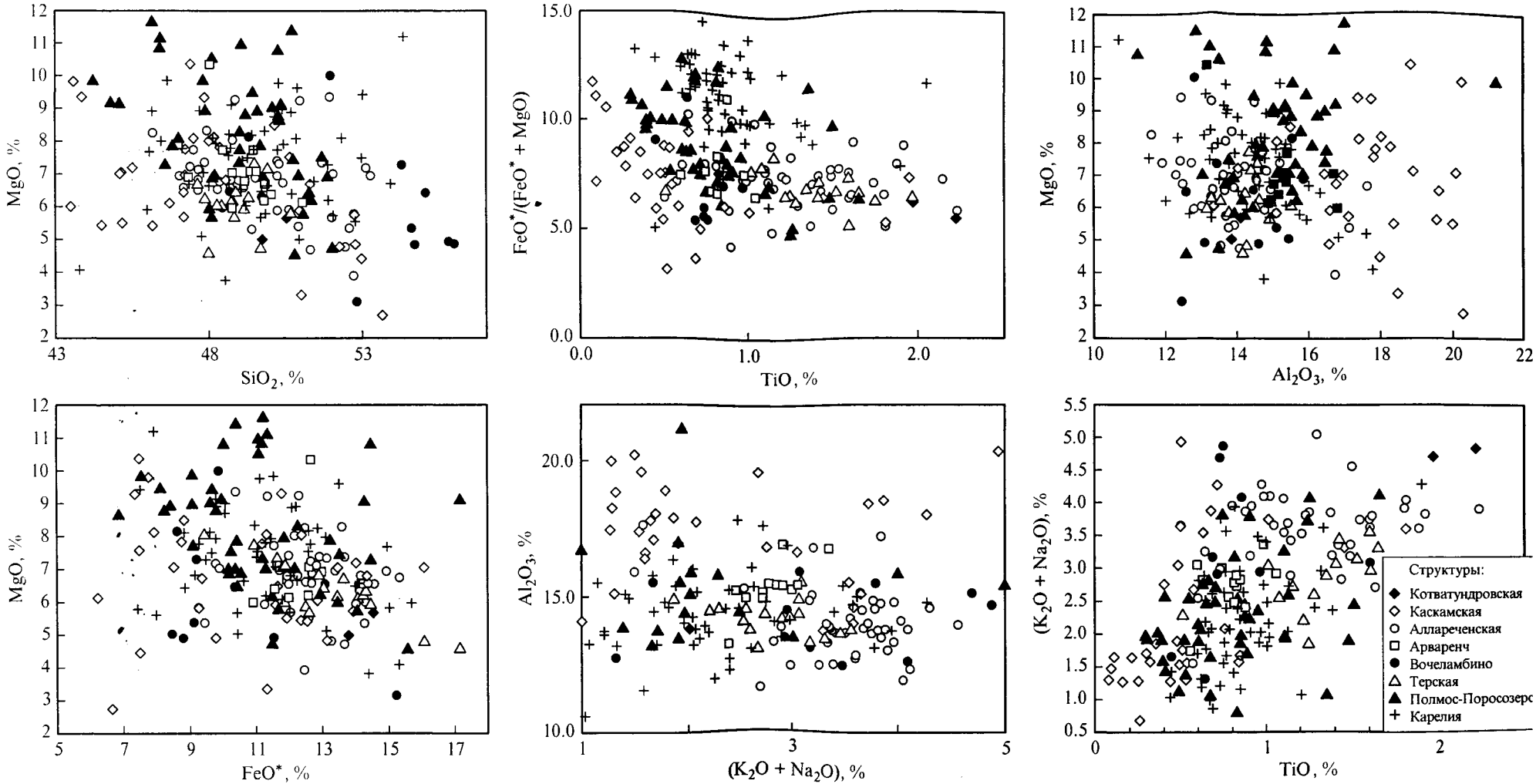


Рис. 1.18. Петрохимические особенности основных метавулканитов зеленокаменных поясов Кольского полуострова.

по разломам надвигового типа, полого падающих на запад и юго-запад.

Усть-Понойская структура размером 20 × 15 км представляет собой небольшие фрагменты ядерной части синклинали и межкупольных эрозионных останцов раннепротерозойских пород. Их строение осложнено надвигами и прорывающим их массивом гранитоидов.

В обрамлении Печенгско-Варзугского пояса широко развиты комплексы даек различного направления и возраста, бóльшая часть которых хорошо коррелируется по составу с вулканитами из центральных частей вышеназванных структур (Федотов, 1985; Магматизм..., 1995). Большое количество дайковых роев располагается в северном обрамлении или на продолжении центриклинального замыкания. Они, по-видимому, являлись подводящими каналами для вулканических аппаратов как трещинного, так и центрального типа, и из этого следует, что первоначальные границы пояса располагались значительно севернее, чем на современном эрозионном срезе. С наибольшей вероятностью это можно предположить для района, простирающегося от северо-восточной границы Северо-Печенгской зоны на территорию Северной Норвегии до побережья Варангер-фиорда, где количество даек особенно велико (Магматизм..., 1995).

В раннепротерозойский этап широкое распространение получил интрузивный магматизм мантийного, корового и смешанного происхождения, различного состава и возраста. Наиболее крупные интрузии базит-ультрабазитов залегают вне Печенгско-Варзугского пояса, вблизи его северных границ (гора Генеральская, имандровский комплекс, Панские и Федоровы тундры) и в Центральнокольском поднятии (Главный хребет, Мончеплутон), сформированные в период 2505—2430 млн лет (табл. 1.10). Более мелкие интрузии различного возраста широко развиты как в пределах самого пояса, так и по его северному и южному обрамлению. Наибольшее их количество внедрилось в центральную часть Северо-Печенгской зоны в период 1980—1960 млн лет, где они известны под названием печенгского никеленосного комплекса. В это же время (1973—1945 млн лет), но уже в пределах Центральнокольского поднятия внедрился многофазный плутон Гремяха-Вырмес, сложенный ультрабазитами, субщелочными габбро, щелочными сиенитами, карбонатитами и щелочными гранитами.

Среди интрузий гранитоидного состава выделяются две основные группы, различающиеся по возрасту, составу и металлогении. Первая, более ранняя из них (1940 млн лет), представлена бескорневыми куполообразными массивами грани-

Таблица 1.10

Возраст магматических образований раннего протерозоя Кольской субпровинции (U-Pb и Sm-Nd методы)

Район, комплекс, свита	Порода	Возраст	Ошибка	Метод	Литературный источник
Южная Печенга	Лампрофир	1711	12	U-Pb	Скуфьин и др., 1999
Портлубольский	Жильный гранит	1762	9	»	Ветрин и др., 2000
Скв. СГ-3, глуб. 9.1—9.7 км	Порфировидный гранит	1766	3	»	Кольская..., 1998
Соустов	Сиенит	1872	8	Pb-Pb	Bea et al., 2001
Гремяха-Вырмес	»	1884	6	Pb Pb	Тот же
	Базит-гипербазит	1926	74	U-Pb	Саватенков и др., 1998
Шуонияврский	Плагиогранит	1939	7	»	Баянова и др., 1999
Каскельявр	Кварцевый диорит	1940	40	Pb-Pb	Ветрин и др., 1988
Умбинский комплекс	То же	1941	23	U-Pb	Kistlitsyn et al., 1999
Гремяха-Вырмесский	Карбонатит	1945	4	»	Саватенков и др., 1999
Нясюккский дайковый	Керсутитовый перидотит	1956	20	Sm-Nd	Huhma et al., 1996
Кировогорский дайковый	Габбро-норит	1960	30	U-Pb	Баянова и др., 1998
Р. Варзуга, руч. Кривец	Метавулканит	1961	9	»	Daly et al., 2001
Матертская свита	Ферропикрит	1970	45	Os-Re	Walker et al., 1997
Гремяха-Вырмесский	Монцодиорит	1973	5	U-Pb	Вурси и др., 2000
Пильгуярвинский	Ортоклазовое габбро	1982	8	U Pb	Смолькин и др., 1999
Матертская свита	Ферропикрит	1990	40	Sm-Nd	Тот же
Скв. СГ-3, глуб. 4.8 км	Метаандезит	2045	20	U-Pb	Баянова и др., 2000
Имандровский	Плагиоклазит	2437	11	»	Галимзянова и др., 1998

Таблица 1.10 (*продолжение*)

Район, комплекс, свита	Порода	Возраст	Ошибка	Метод	Литературный источник
Имандровский	Габбро-норит	2441	1.6	»	Amelin et al., 1995
Сейдореченская свита	Метадацит	2442.2	1.7	»	Тот же
Имандровский	Габбро-норит	2446	39	»	Баянова и др., 1995
Панские тундры	Габбро-анортозит	2449	12	»	Тот же
Мончетундровский	»	2453	4	»	Митрофанов и др., 1993
Мончеплутон	Бронзитит	2482	48	Sm-Nd	Tolstikhin et al., 1992
Гора Генеральская	Габбро-норит	2487	51	»	Balashov et al., 1993
Панские тундры	»	2487	51	»	Тот же
Воче-Ламбинский	»	2491	13	U-Pb	Кислицын и др., 2000
Панские тундры	»	2491	1.5	»	Bayanova et al., 1995
Мончеплутон	»	2492	31	Sm-Nd	Tolstikhin et al., 1992
	»	2493	7	U-Pb	Balashov et al., 1993
Гора Генеральская	»	2496	10	»	Баянова и др., 1999
Западно-панский	Магнетит, габбро	2498	5	»	Чистякова и др., 2000
Панские тундры	Габбро-норит	2501.5	1.7	»	Amelin et al., 1995
Мончеплутон	»	2504.4	1.5	»	Тот же
Гора Генеральская	»	2505.1	1.6	»	» »

тоидов и кварцевых диоритов, залегающими в южной части пояса (Шуонинский, Роусельский, Каскельяврский, Мунозерский и др.) или многофазными сложнопостроенными интрузиями гранитов и чарнокитов, расположенными на удалении от пояса, в пределах Терского блока (умбинский комплекс). Вторая, более поздняя, группа (1760 млн лет) образует систему

субвулканических многофазных тел северо-восточного простирания, сложенных субщелочными гранитами (лицко-арагубский и Вайноспаа комплексы) или плагиогранитами (стрельнинский комплекс). Аналогичные по составу граниты в виде жильной фазы формировались и в архейском фундаменте Северо-Печенгской зоны, что не сопровождалось воздействием их на стратифицированные породы раннего протерозоя (Кольская..., 1994, 1998). Ранее в состав раннепротерозойских интрузивных образований включались и щелочные граниты, широко развитые южнее Имандра-Варзугской структуры, в Кейвской зоне и Понойском блоке (Магматические..., 1985). Однако появились указания на их позднеархейский возраст (Bayanova et al., 1998; Зозуля, Баянова, 2000). Помимо описанных гранитоидов в архейском фундаменте Печенгской структуры и ее южного обрамления в толщах тоналит-трондьемитовых гнейсов встречаются микроклиновые граниты и гранитизированные породы с возрастом 2225—2150 млн лет (Бибикова и др., 1993; Ветрин, 2000).

По данным изотопной геохронологии, пояс развивался в течение значительного периода времени — более 650 млн лет, и в истории его развития выделяются от шести в Печенгской зоне до восьми-девяти в Имандра-Варзугской зоне мегациклов эффузивного и синхронного ему интрузивного магматизма, разделенных периодами преимущественно терригенного или карбонатного осадконакопления. Начало формирования пояса определяется по внедрению расслоенных плутонов базитового состава (Мончегорский плутон, гора Генеральская, Панские—Федоровы тундры) — 2505—2490 млн лет (табл. 1.10), их эрозии и захоронению базальными терригенными отложениями. Завершение формирования стратифицированных образований в пределах пояса строго не определено из-за отсутствия надежных U-Pb изотопных определений. По приближенным данным (Rb-Sr анализ валовых проб), кислые вулканиты завершающего этапа формировались в период 1.85—1.76 млрд лет (Магматизм..., 1995; Балашов, 1996).

Анализ геологических карт, структурно-геологических и геофизических данных свидетельствует, что в результате орогенеза и латерального перемещения Беломорского и Терского архейских блоков в северо-западном направлении они были надвинуты на южные части пояса, включая и гранитные купола, что привело к значительной структурной перестройке и метаморфическому преобразованию раннепротерозойских пород в условиях амфиболитовой фации высокого давления (Mitrofanov et al., 1995; Смолькин, 1997). Направление перемещения было диагональным по отношению к простиранию Печенгско-Варзугского

пояса, поэтому надвиги имели существенную сдвиговую компоненту. Амплитуда перемещения северо-западной части Беломорского блока совместно с Лапландским гранулитовым поясом и Инарским блоком была значительно больше, чем Терского блока, что привело к формированию системы разломов преимущественно сдвигового типа на западном склоне Главного хребта.

Глубинное строение Печенгско-Варзугского пояса

В последнее десятилетие значительно увеличилась степень геологической и геофизической изученности Кольского региона в связи с подготовкой нового поколения карт. Наиболее полные сведения получены для Печенгской структуры, в пределах которой пробурена Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) и выполнены комплексные геофизические исследования, в том числе методами ГСЗ и МОВЗ, что позволило создать объемную модель структуры и ее архейского фундамента. Основные материалы и их анализ содержатся в монографиях (Сейсмологическая..., 1997; Сейсмологическая..., 1998; Кольская..., 1998), поэтому обратимся к их основным выводам.

По данным вибросейсмических и сейсмических исследований, Печенгская структура на глубине, как и на поверхности, разделена Порьиташским разломом на две зоны (рис. 1.23, 1.24). Разлом, имея крутое падение в южных румбах, постепенно выполаживается на глубине 7—8 км, где перерождается в систему нарушений, полого падающих на север.

Северо-Печенгская зона имеет однокрылое мульдообразное строение с максимальной мощностью раннепротерозойских пород (до 10 км) в ее ядерной части. Нижняя граница залегания раннепротерозойского комплекса также была пересечена СГ-3 на глубине 6842 м. Далее на север она постепенно воздымается вплоть до выхода на поверхность в районе ст. Луостари.

Строение Северо-Печенгской зоны осложнено разрывными нарушениями, фиксируемыми в виде площадок различной протяженности. Наиболее ранними являются круто падающие на север нарушения, которые прослеживаются только в архейском фундаменте. По-видимому, они фиксируют этап растяжения земной коры и ее проседания с формированием осадочного бассейна и вулканогенных трогов, что подтверждается широким развитием дайковых комплексов. Наиболее хорошо выраженными являются более поздние круто падающие на юг сдвиго-взбросы с постепенным выполаживанием их на глубине 6—10 км. К наиболее поздним отнесены нарушения, круто падающие на юг и пересекающие сдвиго-взбросы. Часть из них

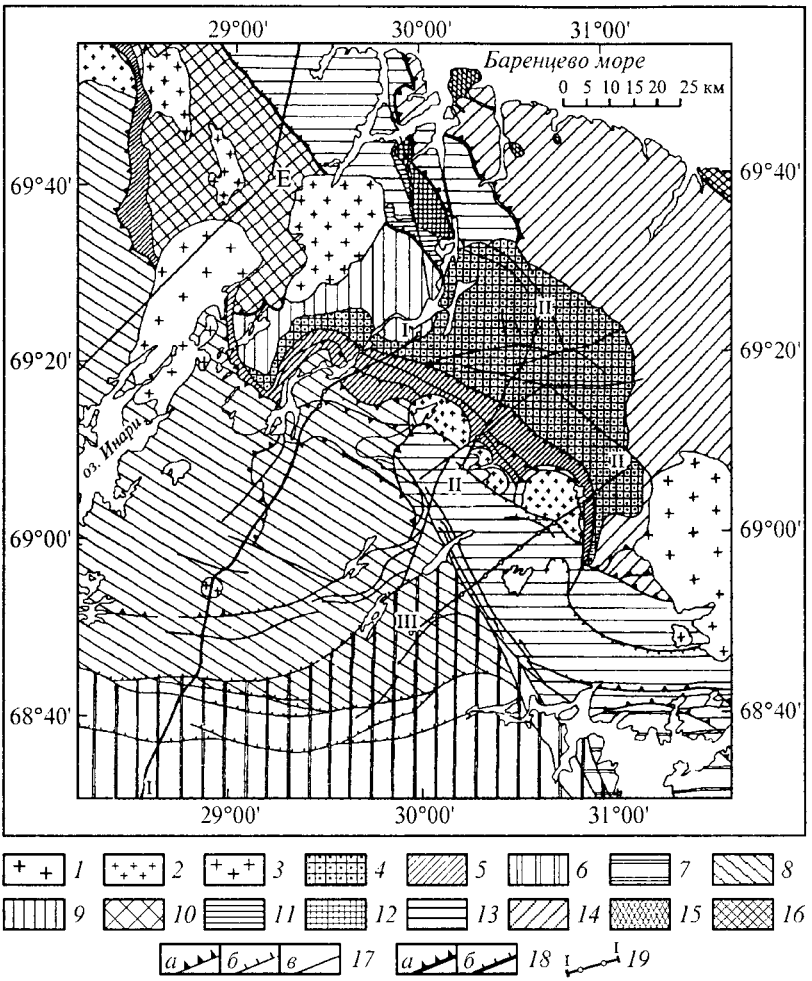


Рис. 1.23. Схема главных геолого-структурных элементов Лапландско-Печенгского района. Составлена В. И. Пожиленко (Сейсмологическая..., 1997).

Раннепротерозойские интрузии: *1* — граниты, гранодиориты Вайноспаа и лицко-арагубского комплекса; *2* — плагиограниты, гранодиориты Каскельяврского, Шуонинского и Руосельского куполов; *3* — граниты Нейден. *Раннепротерозойские структурно-вещественные комплексы*: *4* — Северо-Печенгская, *5* — Южно-Печенгская зоны, структуры Пасвик и Полмак; *6* — лапландский гранулитовый комплекс. *Позднеархейские структурно-вещественные комплексы*: *7* — Беломорский террейн, Нотозерский блок; *8* — террейн Инари; *9—15* — Серварангер-Кольский террейн; комплексы: *9* — Сванвик, *10* — Гарсио, *11* — Бранфиллет, *12* — Бъерневатн, *13* — Варангер, Киркенес и Хутоявр, *14* — Ярфиорд-Кола, *15* — Хомпен; *16* — Мурманский террейн, Титовский блок; *17* — раннепротерозойские надвиги (*а*), крутопадающие (*б*) и субвертикальные (*в*) разломы; *18* — позднеархейские надвиги (*а*) и крутопадающие (*б*) разломы. *19* — геофизические профили: I—I, II—II и III—III.

прослеживается начиная от раннепротерозойского комплекса, кончая архейским фундаментом.

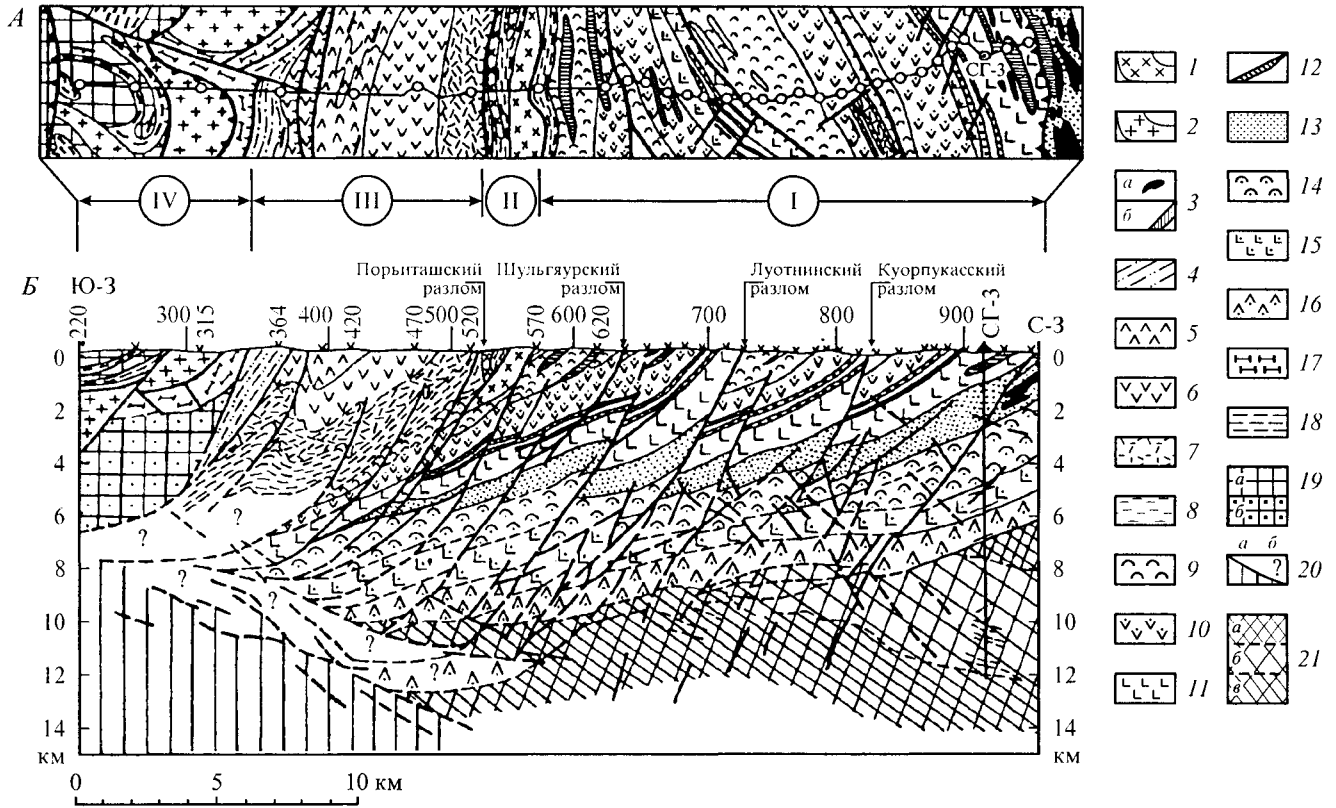
Южно-Печенгская зона представляет собой на глубине сильно сжатую синклиналеподобную форму с сорванным южным крылом и сильно осложненную тектоническими нарушениями взбросо-надвигового типа с падением их в южных румбах. Максимальная мощность раннепротерозойских пород достигает 5 км.

Расположенные в южном обрамлении массивы гранитоидов представляют собой купола, внешние границы и внутреннее строение которых осложнено пологими малоамплитудными надвигами. В основании куполов устанавливается относительно однородная область, которая прослеживается до глубины 6—7 км и, по-видимому, отражает процесс гомогенизации вещества при гранитизации.

С помощью вибросейсмических исследований удалось расшифровать и внутреннее строение Печенгской структуры. Маркирующим горизонтом выступает черносланцевая толща, залегающая в средней части разреза и включающая в себя колчеданное оруденение и многочисленные рудоносные интрузии габбро-верлитов. Начиная от поверхности толща полого погружается на юг до глубин 6—7 км, где она утыкается в систему Порьиташского разлома (рис. 1.25). Одновременно уменьшается и ее мощность вплоть до выклинивания. Морфология и строение черносланцевой толщи и перекрывающих ее вулканитов основного и ультраосновного состава осложнено многочисленными взбросами и взбросо-надвигами (Магматизм..., 1995).

Граница между раннепротерозойским и нижележащим архейским комплексами, вскрытая СГ-3, осложнена на глубине зоной интенсивного рассланцевания и разуплотнения пород без значительного их перемещения, которая прослеживается на всех сейсмических профилях с различной степенью детальности. Важным представляется, что на всем протяжении этой границы залегает базальная терригенная толща, в обломочной части которой, а также в гальке конгломератов преобладает материал нижележащих гранитов и гранито-гнейсов. Это надежно свидетельствует, что перед заложением Печенгского прогиба и извержением магматических масс породы архейского комплекса интенсивно выветривались и размывались с последующим их захоронением продуктами вулканизма.

Анализ сейсмических и геологических данных позволяет предположить, что общее строение архейского фундамента определено многими причинами, главными из которых являются следующие: 1) первично-гетерогенное строение, обусловленное сочетанием фрагментов зеленокаменных поясов, вскрытых эро-


А
СГ-3
IV
III
II
I
Б
Ю-З
С-З
Порыташский разлом
Шульгяурский разлом
Луотнинский разлом
Куорпукасский разлом
СГ-3
220
300
315
364
400
420
470
500
520
570
600
620
700
800
900
0
2
4
6
8
10
12
14
км
0
5
10 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

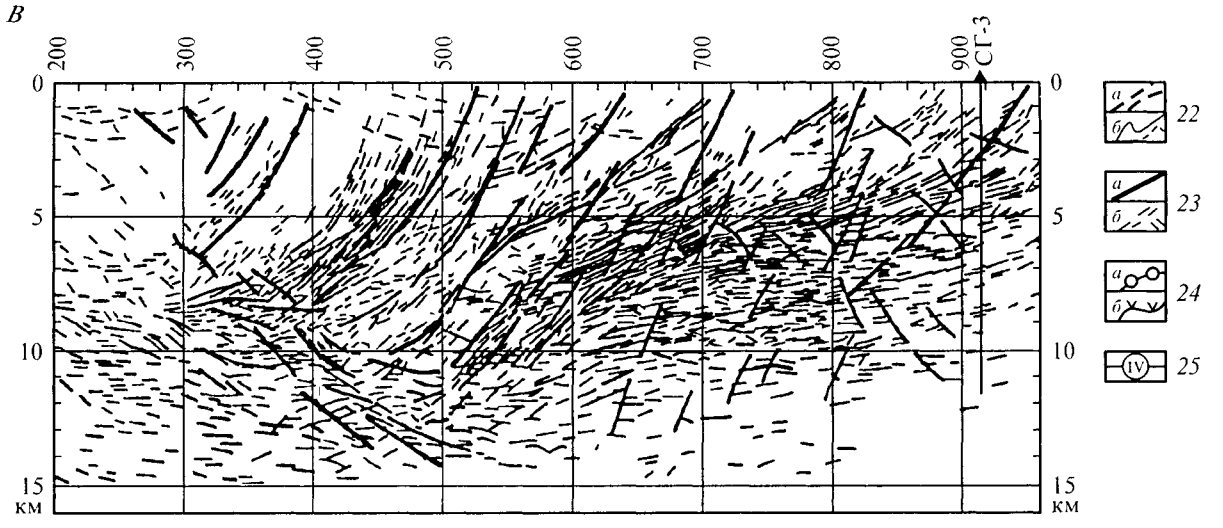


Рис. 1.24. Схематическая геологическая карта (*А*), геологический разрез (*Б*) и разрез ОГТ (*В*) по профилю *II—II* (СГ-3—оз. Руоссельяур). (Сейсмологическая..., 1997).

1 — дациты и риолиты горы Порьиташ; *2* — плагиограниты Шуонинского купола; *3* — серпентиниты, верлиты, габбро (*а*) и офитовые габбро (*б*); *4—7* — метаосадочно-вулканогенные породы тальинской (*4*) и каплинской (*5*) толщ, брагинской (*6* — метабазальты, *7* — сланцы, туфы) и каллояурской (*8*) свит Южно-Печенгской зоны; *9—16* — метаосадочно-вулканогенные породы суппваарской (*9*), матертской (*10* — четвертой, *11* — третьей и первой, *12* — второй толщ), ждановской (*13*), заполярнинской и лучломпольской (*14*), пирттиярвинской и кувернеринйокской (*15*), маярвинской и телевинской (*16*) свит Северо-Печенгской зоны; *17* — нерасчлененные сланцевые амфиболиты; *18* — сланцы по породам Шуонинского купола; *19* — гранитоиды и мигматиты близповерхностных (*а*) и глубинных (*б*) частей Шуонинского купола; *20* — глубинные части террейна Инари (*а*) и области неопределенности (*б*); *21* — глубинные части Серварангер-Кольского террейна, комплексы Ярфиорд-Кола (*а*), Бъерневатн (*б*) и Сванвик (*в*); *22* — установленные (*а*) и предполагаемые (*б*) разломы, установленные (*а*) и предполагаемые (*б*) геологические границы; *23* — разломы (*а*) и отражающие площадки (*б*) на рис. *В*; *24* — точки взрывов на карте (*А*) и разрезе (*Б*); *25* — структурно-тектонические зоны: I — Северо-Печенгская зона, Куорпукасский, Матертский и Шульгяурско-Кучинтундровский блоки; II — система Порьиташских разломов; III — Пороярвинская, IV — Шуони-Кастельяврская подзоны Южно-Печенгской зоны.

зией на территории Северной Норвегии (Бъерневатт) и гранитогнейсовыми ассоциациями; 2) преобразование архейских пород в раннепротерозойский период в результате воздействия гранитизирующих флюидов и мигматизации; 3) фазовые, химические и физические преобразования, обусловленные увеличением температур, общего и парциального давления флюидов, внутрикоровой динамикой перемещения пород и их блоков, что привело к формированию новых границ, пересекающих контакты комплексов пород. Поэтому субгоризонтально расположенные современные сейсмические границы, превалирующие на глубинах 15—45 км, очевидно, не фиксируют границы первичных структурно-вещественных комплексов, а отражают более поздние процессы тектонического расслоения коры.

Поверхность Мохоровичича (М) представляет собой наиболее выдержанную сейсмическую границу. В то же время под Печенгской структурой выделяются две-три похожие друг на друга сейсмические границы и переходный слой мощностью 5—8 км (Сейсмологическая..., 1997). Непосредственно под областью максимального компенсационного погружения Северо-Печенгской зоны установлены минимальные для изученного района глубины залегания поверхности М — 38 км против 42—44 км на удалении от нее. Под этой же зоной находится переходный слой, имеющий линзовидную форму. Длинная ось этой линзы простирается в северо-западном направлении, т. е. она ориентирована дискордантно по отношению к границе между Северо- и Южно-Печенгской зонами. Возможно, мы имеем дело с реликтовой неоднородностью, обусловленной продвижением поверхности М вверх по разрезу литосферы из-за растяжения и прогибания земной коры, что согласуется с принципом изостазии.

Стратиграфия нижнего протерозоя

В процессе изучения стратифицированных образований раннего протерозоя Кольского региона неоднократно менялись принципы их расчленения и корреляции разрезов, представления об объеме, возрасте, тектонических и геодинамических условиях формирования, что отражено в многочисленных статьях А. М. Ахмедова, Н. Б. Бекасовой, М. А. Гиляровой, В. Г. Загородного, В. А. Мележика, В. З. Негруца, А. А. Предовского, А. Т. Радченко и монографиях (Загородный и др., 1964; Негруца, 1984; Имандра-Варзугская..., 1982; Вулканизм..., 1987; Загородный, Радченко, 1988; Радченко и др., 1994; Магматизм..., 1995;

Кольская..., 1994, 1998, и др.). В основу расчленения принимались во внимание как литостратиграфические признаки (трансгрессивно-регрессивная цикличность, наличие физических и химических кор выветривания, терригенных с конгломератами отложений, тиллитов, моласс и строматолитов, смена серо- и красноцветных фаций черносланцево-углеродистыми сланцами), так и особенности вулканогенных отложений (общий набор пород, условия их отложения, фациальная принадлежность, закономерности эволюции их минерального и геохимического состава). В последние годы существенное значение приобрели и геохронологические U-Pb и Sm-Nd методы датирования, результаты которых приведены в табл. 1.2.

Наиболее дискуссионными вопросами для Кольского региона являются граница между архейскими и раннепротерозойскими образованиями (по подошве базальных теригенных отложений Печенгской или Имандра-Варзугской структур), стратиграфические, структурные и тектонические взаимоотношения северных и южных зон, выделение структурных этажей в пределах Печенгско-Варзугского пояса, время завершения его развития (или проведение верхней границы раннепротерозойского комплекса).

На последнем совещании по стратиграфии раннего докембрия (Материалы..., 2000) была принята общая схема на основе хроностратиграфического подхода, согласно которой стратифицированные образования нижнего протерозоя, ранее выделяемые как единый карельский комплекс, подразделены на нижнекарельский и верхнекарельский комплексы. Граница между ними проходит по основанию заонежского горизонта в Карелии и кровле лучломпольского горизонта в Кольском регионе, где она хорошо фиксируется переходом от красноцветных фаций к черносланцевым. Нижнекарельский комплекс включает сумийский, сариолийский и ятулийский, а верхнекарельский — людиковийский, калевийский и вепсийский надгоризонты.

В результате геолого-картировочных и научно-исследовательских работ были составлены схемы как для отдельных структур — Имандра-Варзугской (Имандра-Варзугская..., 1982), Печенгской (Магматизм..., 1995; Смолькин и др., 1996), Пасвик (Melezhik et al., 1994), так и для всего пояса в целом (Негруца, 1984, 1997; Вулканизм..., 1987; Загородный, Радченко, 1988; Эндогенные..., 1991; Смолькин, 1992; Радченко и др., 1994; Melezhik, Sturt, 1994; Магматизм..., 1995). Обновленная опубликованная схема (Кольская..., 1998) и учитывающая новые геологические данные по Печенгской, Пасвикской структурам и западной части Имандра-Варзугской структуры приведена на рис. 1.25 (см. вкл.).

Сумий

Наиболее полные и представительные разрезы сумийского надгоризонта в виде стрельнинской серии располагаются в Имандра-Варзугской структуре (Имандра-Варзугская..., 1982; Вулканизм..., 1987). Они сложены чередующимися терригенными, часто высокодифференцированными отложениями и вулканитами пестрого (от основного до кислого) состава общей мощностью до 6 км. В восточной части нижняя граница стрельнинской серии является тектонической и расчленяется на пурначскую, кукшинскую и сейдореченскую свиты. В центральной и западной частях пурначская свита выклинивается и на эрозионную поверхность гранито-гнейсов или диоритов архейского фундамента (Мончеполуостров, пос. Рижгуба) или габброидов расслоенной интрузии (подножие горы Выручуайвенч Мончеплутона) с возрастом внедрения 2504—2493 млн лет (U-Pb метод) ложатся терригенные породы кукшинской свиты с гидрослюдистой корой выветривания в основании (табл. 1.10). Верхняя граница стрельнинской серии определяется корой выветривания, лежащей в основании нижнеполисарских конгломератов сариолийского надгоризонта.

В разрезах пурначской и кукшинской свит резко преобладают лавовые образования массивных и миндалекаменных базальтов и долеритов, превращенных в амфиболиты. С ними ассоциируют пластовые тела метапироксенитов. Терригенные отложения преимущественно развиты в районе рек Стрельна, М. Варзуга и руч. Кукша. Среди них преобладают граувакковые и аркозовые метапесчаники с небольшой ролью карбоната; реже встречаются метаалевролиты, полимиктовые метаконгломераты и карбонатные породы. Для терригенных отложений кукшинской свиты установлен мелководный, потоковый и дельтовый типы формирования, характеризующиеся горизонтальной, косой и мульдообразной слоистостью.

В нижних частях сейдореченской свиты преобладают терригенные высокодифференцированные осадки, максимальная мощность которых устанавливается в центре Имандра-Варзугской структуры (до 350—600 м) и уменьшается на флангах (до 120 м). В их основании находятся продукты гидрослюдистых и монтмориллонит-гидрослюдистых кор выветривания нижележащих вулканитов кукшинской свиты (Рижгуба, волок Варзуга-Стрельна), а перекрываются они туфогенно-осадочными породами в виде туфов и брекчий пикритового состава. Среди терригенных пород преобладают кварциты (аркозовые, полимиктовые, слюдистые, слюдисто-хлоритовые) с горизонтально-

и косослоистыми текстурами прибрежного, потокового, дельтового или прибрежно-дюнового типов; подчиненную роль играют метапелиты, карбонатные породы и туфы. Наличие кварцитов свидетельствует о значительном расширении области сноса и увеличении степени разрушения материнских пород, которые были представлены, судя по пестрому набору акцессорных минералов (ильменит, турмалин, циркон и др.), вулканитами основного состава и гранито-гнейсовыми комплексами архейского возраста.

Наиболее полные разрезы верхней вулканогенной части сейдореченской свиты известны в центральном блоке Имандра-Варзугской структуры, восточнее р. Пана, где они образуют три группы покровов вулканитов различного состава, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации (Имандра-Варзугская..., 1982; Федотов, 1985; Вулканизм..., 1987). Нижняя группа покровов представлена переслаивающимися горизонтами базальтов, пикробазальтов и андезибазальтов, средняя — преимущественно андезибазальтами, а также андезидацитами и дацитами, верхняя — риодацитами мощностью соответственно 800, 1500 и 1000 м. Преобладающими типами являются андезибазальты (75 %), подчиненными — пикробазальты (15 %) и риодациты (10 %), которые образют типичную известково-щелочную серию. Риодациты наиболее развиты в западном блоке (Апатитский район) и меньше в центральном (гора Чурумпакх).

На контакте риодацитов и прорывающих их интрузий габброидов имандровского комплекса широко развиты гранофиры («имандриты»), представляющие, по данным Ж. А. Федотова (Галимзянова и др., 1998), продукты подплавления и перекристаллизации. Возраст (U-Pb) кислых вулканитов, гранофиров и интрузивных габброидов является близким и равен 2446—2434 млн лет (табл. 1.10).

В пределах фрагментарной Усть-Понойской зоны непосредственно на гранито-гнейсах архейского фундамента залегают лавовые покровы андезито-, реже пикробазальтового состава, которые перемежаются с маломощными горизонтами агломератовых туфов и туффитов, содержащих редкие глыбы гранитов.

Вулканиты основного и среднего состава формировались в результате трещинных извержений жидких лав, реже — эксплозий. Извержение на заключительной стадии кислых вулканитов происходило через вулканы центрального типа, которые более распространены в западном блоке Имандра-Варзугской структуры. По-видимому, одновременно с ними формировались малые тела субщелочных гранитов.

В разрезах двух нижних групп вулканогенных покровов, а также в нижележащей кукшинской свите широко развиты пластовые и секущие тела метапироксенитов и габбро сейдореченского комплекса, генетически родственных пикритобазальтовым вулканитам вышележащей полисарской свиты (Магматизм..., 1985; Смолькин, 1992).

В пределах собственно Печенгской структуры породы сумийского надгоризонта к настоящему времени не установлены. Юго-восточнее ее в пределах площади развития архейских гнейсов залегает кеуликская толща амфиболитов, которая слагает возвышенности — тундры Кеулик, Кенирим и Подвыд. Амфиболиты прорываются интрузиями серпентинитов перидотит-пироксенитовой формации и испытали явное воздействие гранитоидов лицко-арагубского комплекса. В разрезах толщи преобладают метаморфизованные лавовые образования базальтового состава, в меньшей мере развиты туфы и туффиты. По характеру строения разрезов и геохимическим особенностям породы кеуликской толщи являются наиболее близкими к вулканитам основного состава стрельнинской серии (Смолькин, 1992).

Сариолий

Сариолийские отложения имеют различный характер в разных частях пояса. В пределах западной части пояса (Северо-Печенгская и Северо-Пасвикская зоны) к ним относятся базальные терригенные отложения телевинской и неверскрукской свит, а также вулканогенные образования среднего состава маярвинской и баттьернинской свит общей мощностью от 1600 м (в центре) до 50—200 м (на флангах). Базальные терригенные породы залегают с угловым несогласием на архейских мигматизированных гнейсах или на элювиальной брекчии габбро-норитов расслоенной интрузии горы Генеральской, возраст (U-Pb) формирования которой равен 2505—2496 млн лет (табл. 1.2). Наиболее полные разрезы телевинской свиты известны на северо-восточном окончании оз. Салмиярви и восточном берегу р. Малая Печенга, южнее ст. Луостари (Загородный и др., 1964; Предовский и др., 1974; Магматизм..., 1995), а баттьернинской свиты — в одноименном районе, на территории Северной Норвегии (Melezhik et al., 1994). В основании их разреза залегают валунно-галечные конгломераты, сцементированные темно-серым песчаником. В составе конгломератов помимо гранитов, гранодиоритов, гнейсов и амфиболитов присутствуют близлежащие архейские (железистые кварциты) или сумийские (габ-

бро-нориты) породы. В районе Неверскругг конгломераты ложатся непосредственно на элювиальные дресвяники и дресвяники с плохо окатанной галькой. Основная же часть разреза представляет собой ритмичное чередование конгломератов, косослоистых гравелитов и псаммитов, часто с хорошо выраженной слоистостью и примесью (в верхней части) туфового материала. Мощность ритмов варьирует от 60 до 250 м. При движении в центральную часть Северо-Печенгской зоны мощность базальных отложений, вскрытых СГ-3 и представленных гравелитовыми песчаниками, уменьшается до 20 м, а в районе российско-норвежской границы вулканиты маярвинской свиты залегают непосредственно на гранито-гнейсах мигматизированного архейского фундамента.

По характеру строения разрезов базальные терригенные отложения относятся к прибрежно-морским, русловым и дельтовым фациям (Вулканизм..., 1987; Melezhik et al., 1994; Магматизм..., 1995). Область сноса, судя по ориентировке косослоистых серий и составу обломков, располагалась преимущественно на севере, формирование терригенных отложений шло в условиях трансгрессии бассейна.

В основании вышележащей маярвинской свиты залегают прослой туфов и маломощные покровы низкотитанистых базальтов, пикробазальтов; основную же часть ее разреза, а также разреза баттернинской свиты слагают покровы андезибазальтов, реже андезитов и андезидацитов мощностью от 0.5 до 15—25 м (Предовский и др., 1974; Melezhik et al., 1994; Магматизм..., 1995). Базальты и пикробазальты залегают преимущественно в нижних и реже средних частях разреза, а кислые вулканиты тяготеют к верхним частям. Помимо лав встречаются прослои туфов, а также субвулканические пластовые тела метагаббро-долеритов. Извержения вулканитов, судя по спорадическому появлению шаровых лав, носили преимущественно подводный характер. Предполагаемое время формирования вулканитов маярвинской свиты по данным Rb-Sr анализа составляет 2325 млн лет (Магматизм..., 1995; Балашов, 1996).

В пределах Имандра-Варзугской структуры в состав сариолийского надгоризонта включены терригенные, преимущественно грубообломочные отложения, развитые только в центральном блоке, и перекрывающие их вулканиты ультраосновного и среднего состава полисарской свиты (Имандра-Варзугская..., 1982; Вулканизм..., 1987). В основании терригенных отложений на отдельных участках встречаются продукты кор выветривания сейдореченских вулканитов. Основная часть сложена полимиктовыми конгломератами с вулканическими бомбами, а также

плохо отсортированными метапесчаниками и метаалевролитами с линзами конгломератов или гравелитов. Постоянная примесь в них туфового материала отражает процессы синхронного вулканизма. Аналогичные породы развиты в основании русингской свиты Усть-Поноя.

Вулканогенная часть разреза полисарской свиты представлена преимущественно пикробазальтами, а также андезибазальтами, превращенными в хлорит-амфиболовые сланцы. Они слагали маломощные потоки массивных и шаровых лав, реже — горизонты туфов или вулканических брекчий. Формирование пикробазальтов, по данным Ж. А. Федотова (1985), происходило в условиях водного бассейна в результате трещинных излияний, а андезибазальтов — через вулканы центрального типа. По набору пород, химическому составу и геохимическим особенностям вулканиты полисарской свиты очень близки к однотипным вулканитам стрельнинской серии, а также свиты Ветреного пояса Восточной Карелии (Смолькин, 1992).

Русингская свита, сложенная преимущественно андезибазальтами, а также пикробазальтами и риолитами, по строению разреза и составу вулканитов может быть сопоставлена не с полисарской, а с маярвинской свитой. Таким образом, вулканизм сариолийского времени характеризуется резко различным набором пород в разных зонах Печенгско-Варзугского пояса. В связи с этим возникает вопрос: не являются ли отложения Северо-Печенгской зоны, а также Пасвикской и Усть-Понойской структур, до сих пор относимые к сариолийскому надгоризонту, сумийскими образованиями? Вопрос этот можно решить после получения достоверных изотопных датировок и более детального изучения предъятулийского перерыва.

Ятулий

С началом ятулийского времени связано первое появление красноцветных осадочных и субщелочных вулканогенных образований, которые уверенно прослеживаются в большинстве раннепротерозойских структур и характеризуются значительным сходством как по набору пород, так и последовательности их образования и составу (Имандра-Варзугская..., 1982; Негруца, 1984; Вулканизм..., 1987; Melezhik et al., 1994; Магматизм..., 1995; Негруца, 1997; Ахмедов, 1997). В основании ятулийского надгоризонта повсеместно залегают высокодифференцированные красноцветные терригенные и карбонатные отложения умбинской, кувернеринйокской и коиваннетской свит. В пределах

центрального блока Имандра-Варзугской структуры они перекрывают пикробазальтовые вулканиты без следов выветривания последних; в Северо-Печенгской зоне установлены четкие признаки длительного перерыва и формирования продуктов выветривания в виде карбонат-хлоритовых сланцев с примесью обломочного кварца.

В нижней части разрезов умбинской свиты выделяются карбонатно-терригенная, пестроцветная карбонатная, пестроцветная карбонатно-глинистая, терригенная и терригенно-туфогенная пачки (Имандра-Варзугская..., 1982); в разрезе кувернеринйокской свиты — терригенная, красноцветно-терригенная, терригенная, карбонатная и карбонатно-туфогенная пачки (Предовский..., 1974; Вулканизм..., 1987) при преобладании в первом случае карбонатных, а во втором — терригенных пород.

Терригенные отложения представлены сероцветными и красноцветными гематитсодержащими аркозовыми или кварцевыми метапесчаниками и метаалевролитами, а также гравелитами и пестроцветными мергелистыми сланцами, а карбонатные породы — красноцветными песчанистыми и строматолитовыми доломитами, иногда с линзами полимиктовых конгломератов и яшм. Карбонатные породы содержат примесь вулканогенного материала. На отдельных участках встречаются фосфорсодержащие доломиты и первично-кремнистые силициты, а в керне СГ-3 были встречены тремолитовые мраморы. Для терригенных отложений характерными являются тонкая горизонтальная (внизу) или чередующаяся косая, волнистая и мульдообразная слоистость (вверху), а также поверхности размыва, деформации подводного оползания и нептунические дайки. Для доломитов также устанавливаются многочисленные следы размывов.

В нижнем течении руч. Луоттнйоки Северо-Печенгской зоны карьером были вскрыты два горизонта строматолитовых доломитов, разделенных онколитовыми доломитами. Строматолиты представлены *Murmania sidorenkia* Lubts., которая близка к *Sundia* Butin из раннеятулийских отложений Карелии (Любцов, 1979).

По данным литологических исследований (Предовский..., 1974; Вулканизм..., 1987; Ахмедов, 1997), накопление осадков происходило в мелководных бассейнах при слабовыраженном придонном волнении и течении, прибрежных зонах в режиме трансгрессии, а также в условиях временных потоков и периодически затопляемых участков суши. Для Северо-Печенгской зоны предполагается снос терригенного материала с севера, а для Имандра-Варзугской структуры — с юга. Поступающий в бассейны материал периодически обогащался как обломоч-

ным магнетитом, так и растворенным железом, что может быть обусловлено различными причинами: вовлечением в область размыва железистых кварцитов архейского комплекса, синхронным эксплозивным вулканизмом и аридным характером климата. О существенном влиянии вулканизма на осадконакопление свидетельствует не только примесь пирокластического материала, но и накопление в бассейне фосфора и калия в результате эксплозий субщелочных лав. Красноцветность терригенных отложений и появление строматолитовых построек являются индикатором свободного кислорода в атмосфере.

Вулканогенные породы ятулийского надгоризонта Печенгско-Варзугского пояса — специфические, смешанные и пестрые по составу и отличаются от всех нижележащих пород повышенным содержанием калия, железа и титана. Это обусловлено кардинальным изменением мантийных источников и сменой тектонического режима, определяемого как рифтогенный (Смолькин, 1997). На геологических планах они образуют четко выраженные линейно-протяженные зоны. В обобщенных разрезах надгоризонта (Предовский.., 1974; Имандра-Варзугская.., 1982; Борисов, 1990; Магматизм..., 1995) уверенно выделяются нижняя и верхняя части, разделенные маркирующими горизонтами туфосланцев и туфоконгломератов (куэтсъярвинская серия) или лавобрекчий, ритмично-слоистых туфов и туффитов (умбинская свита), которые часто подстилаются и перекрываются шаровыми лавами. Нижняя часть представляет собой многократное чередование маломощных массивных, миндалекаменных, сферолитовых и расслоенных лавовых потоков, покровов трахибазальтов и трахиандезибазальтов, субвулканических тел дацитов и линзующихся горизонтов лавобрекчий, туфов и туфоконгломератов. Некоторые потоки имеют полигональную отдельность, отмечается также трубообразная их форма. Верхняя часть разрезов преимущественно сложена массивными (эпизодически) шаровыми лавовыми потоками базальтов, которые чередуются с маломощными прослоями туфов, а также лавами и субвулканическими телами трахиандезибазальтов, трахиандезитов и дацитов. В низах и в меньшей мере в средней части умбинской свиты развиты порфировидные пикробазальты, а в верхах — андезиты. Синхронно с извержением пикробазальтов внедрился субвулканический дифференцированный Полисарский массив габбро-перидотитов.

При формировании ятулийского надгоризонта происходило сложное чередование вулканитов различного состава субщелочного и нормального типов. Для вулканогенных пород типичным является первично высокое содержание магнетита часто ске-

летной формы, обусловленное повышенной окисленностью расплава. Это определило их значительную намагничиваемость и четкое отражение структур вулканических полей на картах магнитного поля. Предполагаемое время формирования трахибазальтов пирттиярвинской свиты по данным Rb-Sr анализа составляет 2215 млн лет (Магматизм..., 1995; Балашов, 1996).

Формирование продуктов вулканизма в раннеятулийское время происходило в условиях вулканических плато. Для большинства вулканических построек устанавливается субаэральный характер извержений при господствующем субаридном климате, о чем свидетельствует широкое развитие кор выветривания и шлаковых корок с высокой степенью окисленности железа. Извержения расплавов субщелочного и кислого состава происходили через аппараты центрального типа, один из которых вскрыт эрозией на окраине г. Заполярного. Для него характерным является большое количество эруптивных брекчий, в составе которых присутствуют граниты, гранито-гнейсы и амфиболиты архейского фундамента, подтверждая континентальный характер коры в раннем ятулии. Извержения базальтовых расплавов носили преимущественно наземный трещинный характер, и лишь эпизодически происходили подводные излияния, продуктами которых являются шаровые лавы. Периодически спокойные извержения кратковременно сменялись эксплозивным; степень эксплозивности в общем увеличивалась снизу вверх по разрезу. Пирокластический материал часто перемывался в условиях мелководных бассейнов. Для умбинской свиты устанавлено постепенное сокращение областей вулканизма с общим смещением на юго-запад и юг.

Рассмотренные выше вулканогенные образования субщелочного типа повсеместно перекрываются красноцветными терригенно-карбонатными отложениями лучломпольской, ильмозерской, береванетской и трехостровской свит, которые завершают разрез верхнего ятулия (Предовский..., 1974; Имандра-Варзугская..., 1982; Вулканизм..., 1987; Melezhik et al., 1994; Магматизм..., 1995; Смолькин и др., 1996; Ахмедов, 1997). Граница между ними и нижележащими вулканитами имеет различный характер — от постепенной через переслаивание лавобрекчий, туфов и туффитов с линзами туфоконгломератов, осложняемой плохоокатанными отложениями водных потоков (Северо-Печенгская зона) до относительно резкой, фиксируемой поверхностью размыва и полимиктовыми конгломератами (центральный блок Имандра-Варзугской структуры). Данная граница в пределах центрального блока часто осложнена тектоническими нарушениями.

Красноцветные терригенно-карбонатные отложения верхнего ятулия (лучломпольская, ильмозерская, бергванетская и трехостровская свиты) отличаются от отложений нижнего ятулия более значительным колебанием мощностей (от 10—50 до 700—900 м), невыдержанными соотношениями терригенных и карбонатных пород, более пестрым их набором, наличием примеси углеродистого вещества, а также высоким в ряде случаев содержанием марганца и фосфора. Для карбонатных пород верхнего ятулия Кольского региона, как и Карелии, установлено резкое обогащение тяжелым изотопом углерода до 9—12 $\sigma^{13}C‰$, а также кислорода, что позволяет использовать эти признаки в качестве корреляционных (Karhu, 1993; Ахмедов и др., 1993; Ахмедов, 1997; Melezhik et al., 1998). Для карбонатов из известковистых конкреций, известняков и доломитов кувернеринйокской, лучломпольской и ждановской свит выявлено высокое первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7067—0.7095, связанное со значительным привносом в бассейн радиогенного Sr из окружающего архейского обрамления (Магматизм..., 1995; Балашов, 1996).

Терригенные породы, залегающие в нижних частях разрезов, представлены красноцветными и пестроцветными аркозовыми и кварцевыми песчаниками, а также алевролитами, гравелитами, конгломератами и фосфатоносными алевролитами. Снизу вверх по разрезам меняется характер слоистости — от грубой косой через косоволнистую к ритмичной — и возрастает степень сортировки материала. Общее строение ритмов имеет трансгрессивный характер. Источником обломочного материала, судя по изотопному изучению окатанных дентритовидных цирконов (Пожиленко и др., 2000), являлись разнообразные гранитоиды и гнейсы архейского фундамента преимущественно с возрастом 2.8, а также 2.7 млрд лет. Главным источником обломочного магнетита и гематита, а также калия, фосфора и марганца могли быть подстилающие субщелочные вулканиты.

Карбонатные породы, перекрывающие иногда с резким контактом терригенные отложения, представлены доломитами и карбонатными сланцами, неравномерно обогащенными туфогенным материалом. С ними переслаиваются туффиты и яшмы. В верхней части красноцветных или сероцветных доломитов залегает горизонт с биогермами строматолитов *Conophyton minusculus* Semikh., аналогичными описанным из афебских отложений Канады (Любцов, 1979).

В пределах Северо-Печенгской зоны доломиты лучломпольской свиты перекрываются горизонтом туфов, туффитов или вулканитов ультраосновного состава, превращенных в карбо-

нат-серицит-хлоритовые или тальк-актинолитовые сланцы. Горизонт был пересечен СГ-3 на глубине 4616—4647 м, где он представлен рассланцованными вулканитами. Их состав отвечает ферропикритам вышележащих толщ людиковия (Смолькин, 1992). Ниже их по данным проходки СГ-3 залегает субвулканическое тело метаандезитов с U-Pb возрастом внедрения 2045 ± 20 млн лет (табл. 1.10). В Имандра-Варзугской структуре горизонт карбонатных пород ильмоозерской свиты последовательно перекрывается пачками терригенных, туфогенных и первично-глинистых отложений, иногда содержащих линзы туфов трахибазальтового состава (Вулканизм..., 1987). Пачка первично-глинистых, повсеместно развитых отложений обогащена углеродом и сульфидами, в ее основании залегают конгломераты. По-видимому, границу между верхнеятулийскими и людиковийскими отложениями следует проводить либо по основанию горизонта ферропикритовых сланцев, либо по основанию горизонта конгломератов.

По данным Н. Б. Бекасовой, В. А. Мележика и др. (Вулканизм..., 1987), А. М. Ахмедова (1997), по мере формирования терригенных отложений верхнего ятулия происходила смена русловых фаций подводно-дельтовыми, мелководно-лагунными и морскими фациями. Карбонатные отложения формировались уже в морских условиях, образуя рифовые постройки. Синхронно с осадконакоплением происходил эксплозивный вулканизм, роль которого существенно увеличивалась к верхам разрезов. В целом позднеятулийские прогибы Печенгско-Варзугского пояса представляли собой окраинные бассейны с сильно меняющимися глубинами, которые знаменовали крупную эпоху ятулийской трансгрессии, наиболее полно проявленной на территории Карелии.

Людиковий

Вулканогенно-осадочные породы людиковийского надгоризонта слагают мощные толщи в центральной части Северо-Печенгской зоны, а также редуцированные разрезы в пределах Северо-Пасвикской зоны, западного и центрального блоков Имандра-Варзугской структуры. Типичным для них является черносланцевый сульфидно-углеродистый тип отложений и базальт-ферропикритовый состав вулканогенных образований.

Строение людиковийского надгоризонта имеет четко выраженное трехчленное строение. Наиболее полные его разрезы

располагаются в Северо-Печенгской зоне, общая мощность которых значительно превышает мощность нижележащих толщ. Нижняя часть людиковийского надгоризонта сложена вулканитами толеит-базальтового состава заполярнинской свиты, средняя — туфогенно-осадочными породами ждановской и ламмасской свит, прорванными многочисленными интрузиями офитовых габбро и никеленосных габбро-верлитов, а верхняя — перемежающимися вулканитами толеит-базальтового и ферропикритового состава матертской и суппваарской свит (Магматизм..., 1995; Смолькин и др., 1996). Аналогичное строение имеет надгоризонт в Северо-Пасвикской зоне при уменьшении общей мощности свит в 2—4 раза (Melezhik et al., 1994). В пределах Имандра-Варзугской структуры строение надгоризонта остается не ясным, так как его нижняя часть (верхняя подсвита ильмоозерской свиты) представлена вулканитами андезибазальтового и реже андезидацитового состава, которые перемежаются с углеродистыми сланцами и агломератовыми туфами (Имандра-Варзугская..., 1982; Вулканизм..., 1987). Они секутся дайками и пластовыми телами габбро-долеритов, состав которых отвечает вышележащим вулканитам томингской серии (Федотов, 1985). Наиболее хорошо коррелируемыми являются черносланцевая соленоозерская свита, прорванная интрузиями габбро-верлитов, и перекрывающая ее миттриярвинская толща толеитовых базальтов и ферропикритов (Смолькин, 1992).

Приближенный возраст базальтов (Rb-Sr метод) заполярнинской свиты составляет 2115 млн лет (Магматизм..., 1995; Балашов, 1996). Ферропикриты нижней части матертской свиты формировались по данным минерального Sm-Nd изохронного метода 1980 ± 40 млн лет назад (табл. 1.10). Близкий возраст получен для циркона из туфосилицитов (Pb-Pb) и валовых проб из ферропикритов (Re-Os). Он согласуется с возрастом формирования в 1988 ± 34 млн лет (Sm-Nd) Кончозерского пикритового силла из суйсарской свиты Онежской мульды Карелии (Пухтель и др., 1992; Puchtel et al., 2000), являющегося стратотипом для людиковийского надгоризонта (Куликов и др., 1999), и поэтому принимается в качестве реперного для верхней части людиковийского надгоризонта Кольского региона.

Общим для вулканогенных свит разных зон являются: резкое преобладание лавовых фаций над пирокластическими, сложное чередование массивных и шаровых лавовых потоков и горизонтов лавобрекчий, туфобрекчий, агломератовых и пелитовых туфов и сульфидно-углеродистых сланцев, постоянная ассоциация с субвулканическими телами офитовых габбро (или габбро-диабазов), широкое развитие гиалокластитов. От толщи к толще

сильно меняются общая контрастность разрезов, соотношение вулканитов и туфов, массивных и шаровых лав, их мощности, а также соотношение вулканитов основного и ультраосновного состава, отражая различную проницаемость земной коры и меняющийся флюидный режим в материнских магмах.

Для Северо-Печенгской зоны установлено, что в нижней части разреза людиковийского надгоризонта (заполярнинская свита) преобладают массивные лавы толеитовых базальтов (до 70 %), в средней (матертская свита) массивные и шаровые лавы преимущественно базальтового, а также ферропикритового состава пользуются одинаковым развитием, а в верхней (суппваарская свита) резко преобладают шаровые лавы основного состава (до 70 %).

Среди пирокластических пород преобладают пепловые и агломератовые туфы основного состава, количество которых обычно не превышает 8 %. Они слагают маломощные, не выдержанные по простиранию слои; реже образуют маркирующие горизонты, часто разделяющие свиты на толщи.

Первое проявление ферропикритового вулканизма приурочено к основанию заполярнинской свиты, максимальный же пик его развития приходится на время формирования матертской, киптернанской и миттриярвинской свит и резко снижается в суппваарской свите (рис. 1.25). В пределах наиболее изученной матертской свиты установлено до трех уровней проявлений, составляющих, по данным разных исследователей, от 5 до 9 % общего объема свиты. Ферропикриты слагают массивные, брекчиевидные, глобулярные и шаровые лавы или расслоенные потоки, соотношение между которыми меняется в разных частях разреза и разных блоках (Смолькин, 1992). В строении наиболее мощных расслоенных потоков выделяются нижняя оливин-кумулятивная, иногда содержащая массивные сульфидные руды, средняя пироксен-кумулятивная и верхние спинифекс-структурная и глобулярная зоны. В пределах нижележащих черносланцевых толщ ферропикриты представлены пепловыми и агломератовыми туфами, лавобрекчиями и туффитами.

В нижней части матертской свиты залегает маркирующий горизонт высококремнеземистых хемогенно-туфогенно-осадочных образований мощностью от 5—10 до 200—300 м (Смолькин, 1992). Он сложен чередующимися хемогенными отложениями типа силицитов и туфосилицитов (часто с карбонатными и кремнистыми конкрециями), а также неравномерно-мелкообломочными отложениями, которые образуют несколько ритмов, разделенных поверхностями размыва. В пределах ритмов спорадически наблюдаются косая слоистость и текстуры под-

водных оползней. В ряде случаев верхний ритм завершается сульфидно-углеродистыми сланцами. В составе обломочной фракции помимо нижележащих базальтов, ферропикритов, а также кварцитов и кислых туфов принимают участие архейские рапакивиподобные граниты с гранофировой структурой. Возраст циркона (Pb-Pb) из грубообломочных пород составляет 1970 ± 5млн лет (табл. 1.10). Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O$) колеблется в туфосилицитах в узких пределах — от 9.4 до 10.7, что позволяет их сопоставлять с глубоководными осадками фанерозоя.

Черносланцевые породы наиболее изученной ждановской свиты залегают без признаков перерыва и углового несогласия на базальтах заполярнинской свиты и перекрываются либо туфогенными породами ламмасской свиты, либо непосредственно вулканитами матерской свиты также без признаков значительного перерыва и очень часто через переслаивание (Загородный и др., 1964; Предовский и др., 1974; Магматизм..., 1995; Смолькин и др., 1996). Судя по наличию в них даек базальтового и ферропикритового состава, первоначально они перекрывались, очевидно полностью, покровами вулканитов.

Данные свиты отвечают полному трансгрессивно-регрессивному циклу, который подразделяется Н. Б. Бекасовой (1978) на три цикла второго порядка. Первый цикл состоит из базальной алевропелитовой, псаммитовой и псаммит-пелитовой пачек, второй — из фосфоритоносной гравийно-псаммито-пелитовой и карбонатно-пелитовой пачек, а третий цикл — из туфогенно-осадочной и туфогенно-вулканогенной пачек. Важной особенностью описываемых свит является наличие прослоев черных сульфидно-углеродистых сланцев с высоким содержанием органического вещества, линз фосфатоносных конгломератов и кремнистых сланцев, карбонатных, фосфатных, кремнистых и сульфидных (пиритовых и пирит-пирротиновых) конкреций. В пределах ламмасской свиты встречаются линзовидные прослои гальки и отдельные валуны, сложенные преимущественно плагиогранитами, гранито-гнейсами и кварцитами. М. А. Гилярова (1976) одна из первых отнесла их к айсберговой фации.

По данным литологических исследований (Предовский и др., 1974; Бекасова, 1978; Голубев и др., 1984) размещение бассейнов седиментации и изменение фаций и мощностей осадочных образований в ждановское и ламмасское время контролировалось системой конседиментационных разломов, а высокоградиентные перемещения блоков приводили к резкой смене фаций даже на небольших площадях. Выделяются три фациальные

подзоны: западная, характеризующаяся развитием наиболее глубоководных отложений; центральная, с преобладанием грубообломочных отложений конусов выноса и прибрежно-мелководных фаций, в том числе конкреционных фосфоритов; восточная, в которой значительно увеличивается доля туфогенного материала. В сложении одновозрастных киптернатской (Пасвик) и соленоозерской (Имандра-Варзуга) свит также велика роль туфогенного материала основного и ультраосновного состава.

Вулканизм носил явно подводный, преимущественно трещинный характер, подводные склоны бассейнов часто были сильно расчленены, что приводило к резкому изменению мощностей покровов, фациальному переходу массивных лав в шаровые и формированию турбидитовых потоков с градационной слоистостью. О подводных условиях свидетельствует широкое развитие шаровых лав, тонкоритмических туфов и туффитов, сульфидно-углеродистых сланцев и гиалокластитов. О значительной глубине извержения косвенно можно судить по резко подчиненной роли миндалекаменных потоков, присутствию в разрезе вулканитов, а в межшаровых пространствах высококремнеземистых хемогенно-осадочных образований с кремниевыми и карбонатными конкрециями и по монтмориллонитовому составу зонок подводного выветривания, которые могут формироваться в щелочных условиях морского бассейна (Смолькин, 1992).

Вулканизм сопровождался внедрением даек долеритового и ферродолеритового состава, которые закономерно располагаются либо на восточном замыкании Томинской синклинали в Имандра-Варзугской структуре, либо в северном обрамлении Северо-Печенгской и Северо-Пасвикской зон. Они могли быть подводящими каналами к вулканическим аппаратам.

Калевий

Наиболее полно отложения калевийского надгоризонта представлены в Южно-Печенгской зоне и в меньшей степени, фрагментарно, в пределах Южно-Пасвикской зоны, западной и центральной частях Имандра-Варзугской структуры.

Решение проблемы Южно-Печенгской зоны было получено в результате комплексных геолого-съемочных работ и научных исследований, выполненных в рамках государственной программы ГДП-50 (Магматизм..., 1995; Smolkin et al., 1995; Смолькин и др., 1996). В процессе исследований была уточнена общая и внутренняя структура Южной зоны, установлена общая после-

довательность формирования породных ассоциаций и получены, хотя и приближенные (Rb-Sr), геохронологические данные, на основании которых высокометаморфизованные осадочно-вулканогенные породы Южно-Печенгской зоны отнесены к калевийскому надгоризонту.

В общем разрезе Южно-Печенгской зоны выделено шесть свит и толщ смешанного состава, объединенных в две серии — ансемйокскую и пороярвинскую, строение которых в значительной степени осложнено тектоническими нарушениями. Первая серия объединяет туфогенно-осадочную каллояурскую, вулканогенно-осадочную брагинскую свиты и вулканогенную меннельскую толщу, а вторая — смешанную каплинскую и конгломерато-сланцевую касесйокскую толщи. Аналогичный разрез установлен и для лангванетской серии в пределах Южно-Пасвикской зоны (Melezhik et al., 1994). Помимо этого, к Южно-Печенгской зоне примыкают высокометаморфизованные породы (гранат-биотитовые гнейсы) тальинского блока, которые на основании геохронологических данных о возрасте их протолита должны быть отнесены к верхнекарельскому комплексу (Timmerman, Daly, 1995).

Нижняя часть калевийского надгоризонта (ансемйокская серия) сложена чередующимися туфогенно-осадочными отложениями и вулканитами основного и ультраосновного состава. Туфогенно-осадочные породы представлены туфами, туфопесчаниками, туфогравелитами, сульфидно-углеродистыми сланцами, силицитами и различными карбонатсодержащими сланцами, соотношение между которыми сильно меняется не только по вертикальной последовательности, но и по простиранию толщ. От черносланцевых пород людиковия их отличают: сочетание флишеподобного ритмичного типов слоистости и текстур подводного оползания; постоянная примесь туфового материала среднего состава, роль которого повышается вверх по разрезам; наличие наряду с сульфидно-углеродистыми сланцами бессульфидных высокоуглеродистых сланцев, а также частое переслаивание с вулканитами. По составу пород и характеру строения ритмов они уверенно относятся к глубоководным фациям и сопоставляются с современными турбидитами (Голубев и др., 1984; Магматизм..., 1995).

Вулканогенные части разрезов представлены массивными, миндалекаменными, вариолитовыми и реже шаровыми лавами, горизонтами лавобрекчий и туфов базальтового состава (брагинская свита) или лавами, лавобрекчиями и туфами пикритового и пикробазальтового, реже риодацитового состава (меннельская толща). На норвежской территории, в средней части

лангванетской серии, залегает пачка вулканомиктовых метапесчаников, метаалевролитов и метапелитов пикритового состава, в пределах которой наблюдаются ритмичная слоистость, сложные конседиментационные текстуры оползания и нептунические дайки. Вблизи контакта с гранитоидами купольных структур вулканиты превращены в сланцеватые амфиболиты, часть из которых по геохимическим особенностям отвечает породам меннельской толщи.

В строении разрезов верхней части калевийского надгоризонта принимают участие высокометаморфизованные агломератовые и пепловые туфы, туффиты и сланцы среднего и среднекислого состава (каплинская толща), а также туфоконгломераты, туфогравелиты и туфопесчаники ритмично-слоистого строения с обломками вулканитов андезитового и риолитового состава (кассесйокская свита). Последние с достаточной степенью условности можно отнести к верхней молассе. Среди вулканитов резко преобладают породы андезитового и риодацитового состава, слагающие туфолавы, горизонты туфов и экструзивные тела; в подчиненном количестве находятся андезибазальты, высокомагнеизальные базальты и базальты. Синхронно с формированием вулканогенных толщ были сформированы относительно крупные субвулканические тела порьиташского комплекса, сложенные дацитами и риолитами (Skufkin et al., 1995). Они, будучи приуроченными к Порьиташскому разлому, прорывают сланцы каллояурской свиты, оказывая на них контактовое воздействие.

Из вышеприведенных данных следует, что в пределах Южных зон Печенгской и Пасвикской структур существовал глубоководный, высокодифференцированный некомпенсированный прогиб с латерально изменчивыми условиями. В его пределах неоднократно чередовались процессы осадконакопления и вулканизма. Излияния лав, которые часто носили подводный характер, сопрождались формированием мощных пирокластических отложений, внедрением экструзивных, силловых и дайковых комплексов. Вулканиты имеют четко выраженную тенденцию изменения состава — от основного и ультраосновного до среднего и кислого, что отражает эволюцию типа расплавов от мантийного до смешанного и корового.

Надежные изотопно-геохронологические данные для пород Южной зоны в настоящее время отсутствуют. Приближенный возраст метабазальтов (Rb-Sr метод), пикритов и риолитов колеблется в пределах 1865—1855 млн лет (Магматизм.., 1995; Балашов, 1996). Полученные Rb-Sr данные для пород порьиташского комплекса (1730 млн лет), по-видимому, отражают время

их метаморфических преобразований. Завершение процессов магматизма зафиксировано внедрением лампрофиров, возраст которых (U-Pb) равен 1711 ± 11 млн лет (табл. 1.10).

В пределах Имандра-Варзугской структуры калевийские отложения пространственно разобщены, не образуют единых разрезов и являются труднокоррелируемыми. Первоначально они относились в состав томинской серии (Имандра-Варзугская..., 1982; Вулканизм..., 1987); в последующем из нее были выделены в самостоятельную, более молодую серию (Эндогенные..., 1991; Магматизм..., 1993). Калевийские отложения залегают в центральном и западном блоках и характеризуются различным строением разрезов и составом породных комплексов. В центральном блоке они представлены вулканогенно-осадочными породами панареченской и самингской свит, площадь распространения которых ограничена полукольцевым разломом. Он отделяет их от вулканогенных пород ильмоозерской свиты и залечен субвулканическими интрузиями монцодиоритов и трахиандезитов.

Нижняя, терригенная, часть разреза сложена метаалевролитовыми сланцами с пропластками кварцитов и карбонатных сланцев, средняя, вулканогенная, часть представлена вулканитами основного состава, которые переслаиваются с карбонатсодержащими и слюдистыми сланцами, а верхняя часть имеет дацит-риолит-андезитовый состав. В западном блоке к калевийским отложениям могут быть отнесены терригенные, карбонатные и вулканогенные породы так называемой роуксинской толщи.

Среди вулканитов наряду с базальтами, андезитами, дацитами и риолитами встречаются щелочные породы, представленные серией трахибазальт—трахит—щелочной трахит—фонолит (Магматические..., 1985). В непосредственной близости от щелочных вулканитов располагается Соустовский субвулканический массив анальцимовых сиенитов, с которыми они образуют единую вулкано-плутоническую ассоциацию (Батиева и др., 1983; Эндогенные..., 1991). Появление ассоциаций щелочных пород является показателем значительного увеличения мощности коры на заключительных этапах развития Имандра-Варзугской структуры по сравнению с Печенгской.

Завершая рассмотрение вопросов геологии и стратиграфии нижне- и верхнекарельских комплексов в пределах кольской части Кольско-Лапландско-Карельской провинции, необходимо отметить длительность времени их формирования, многократную, часто контрастную смену тектонических и климатических режимов осадконакопления и вулканизма, различную длительность перерывов в разных частях региона, циклическую повторяемость состава вулканогенных комплексов (от основных

или ультраосновных к средним и кислым), которая часто нарушалась синхронным извержением продуктов вулканизма разного состава и генезиса. Анализ вышеприведенных данных позволяет выделить пять структурных этажей: сумийский, сариолийский, ятулийский, людиковийский и калевийский, которые разделены перерывами, а в ряде случаев и структурными несогласиями, и отличаются типами разрезов, составом, характером внутренней ритмичности и другими признаками. Наиболее значимыми являются предсумийский, предсариолийский, предъятулийский и предлюдиковийский перерывы. Длительность предкалевийского перерыва в настоящее время на территории региона трудно оценить.

В течение карельской орогении и формирования горно-складчатой области породные комплексы испытали разрывные и складчатые деформации, неоднородные метаморфические преобразования (Петров, 1999). В пределах Северных и Южных зон Печенгской и Имандра-Варзугской структур была сформирована единая метаморфическая зональность. Начальный метаморфизм пренит-пумпеллиитовой фации происходил при умеренно-градиентном *PT*-режиме, промежуточном между андалузитовым и кианитовым типами, в условиях низкого содержания CO_2, при температурах 200—300 °С и общем давлении 2.5—3.0 кбар. Кульминация метаморфизма и формирование региональной метаморфической зональности характеризуются *PT*-режимом кианит-силлиманитового типа. Плагиоклаз-амфиболовый парагенезис эпидот-амфиболитовой фации был сформирован при температуре 350—450 °С, гранат-биотитовый парагенезис амфиболитовой фации — при температуре 490—670 °С и давлении 5.2—9.9 кбар. Наиболее высокие значения давления зафиксированы для метаморфических парагенезисов Южно-Печенгской зоны. На регрессивной стадии (1750—1700 млн лет) произошли интенсивные локальные преобразования пород и руд, что сопровождалось изменением Pb-Pb, Rb-Sr и Re-Os изотопных систем (Пушкарев и др., 1988; Смолькин и др., 1993; Walker et al., 1997). Необходимо отметить, что до настоящего времени не установлены надежные признаки регионально-метаморфических преобразований пород, связанных со стрельнинской фазой складчатости.

Позднее, во время позднего протерозоя и раннего палеозоя, в результате интенсивной эрозии и частичной трансгрессии моря сформировался платформенный чехол, фрагменты которого сохранились на полуостровах Среднем и Рыбачьем, а также на Терском побережье. В составе конгломератов этого чехла представлены и супракрустальные породы раннего протерозоя.

Магматизм раннего протерозоя и его эволюция

За последнее десятилетие получены новые петрологические, геохронологические и изотопные данные, которые существенно меняют представления об общей последовательности и продолжительности формирования магматических комплексов, их взаимоотношениях и происхождении. Принципиально важными для понимания геологии региона являются данные о позднеархейском возрасте щелочных гранитов Кейвской структуры (ранее относимых к раннепротерозойским образованиям), разделение габбро-анортозитов Кольского региона на две группы — позднеархейскую и раннепротерозойскую, а также получение достоверных датировок и типов мантийных источников для реперных интрузивных комплексов — расслоенных, дифференцированных многофазных интрузий перидотит-пироксенит-габбро-норитовой, габбро-анортозитовой, габбро-верлитовой, габбро-щелочно-сиенитовой формаций (Mitrofanov et al., 1995, и др.). Важными также являются доказательства синхронного внедрения или извержения магматических расплавов из различных независимых мантийных источников, что обусловило пересмотр господствующих представлений о происхождении дифференцированных серий. Для отдельных вулканических и интрузивных комплексов установлена генетическая связь, позволяющая уточнить схемы магматизма.

Е. Е. Милановский (1976) одним из первых применил теорию рифтогенеза для анализа протерозойских структур Балтийского щита. В соответствии с нею пояс совместно с активизированным архейским обрамлением и разделяющими впадины поднятиями является внутриконтинентальной палеорифтогенной системой, не претерпевшей в своем развитии, в отличие от Свекофеннской провинции, стадии формирования коры океанического типа (Смолькин, 1992, 1997; Эндогенный..., 1991; Магматизм..., 1993). В истории развития системы были выделены три рифтовых (2.5—2.3, 2.3—2.2, 2.2—1.9 млрд лет) и коллизионный (1.9—1.70 млрд лет) этапы (Смолькин, 1992, 1997).

Первый рифтовый этап (2.5—2.3 млрд лет)

На данном этапе в результате подъема мощного плюма и разогрева перекрывающих его сегментов земной коры происходило формирование первичного свода и приразломных вулканических поясов с последующим перерождением последних во впадины. В результате сложного взаимодействия мантийного

плюма и пород нижней и верхней коры были образованы базальтовый и пикробазальт-андезибазальт-риолитовый вулканогенные комплексы, а также перидотит-пироксенит-габброноритовый и габбро-анортозит-диоритовый интрузивные комплексы. Набор пород в разных частях системы во многом зависел от общей мощности коры, ее проницаемости и подготовленности мантийного вещества к плавлению.

Базальтовый комплекс включает в себя вулканиты пурначской, кукшинской, кеуликской стратиграфических подразделений, формирование которых знаменует собой заложение рифта. Породы данной ассоциации близки между собой и отвечают по составу низкокалиевым толеитовым базальтам или гиперстеннормативным базальтам с умеренным содержанием TiO_2 (0.9—1.0 мас. %). Характерным для них является плоское распределение редких земель, нормированных к хондриту (рис. 1.26), что приближает их к базальтам типа MORB. От последних их отличает обогащенность Sr и Ba, что предполагает примесь корового материала. По своему происхождению породы могут быть отнесены к продуктам плавления в малоглубинных условиях.

Пикробазальт-андезибазальт-риолитовый комплекс включает в себя пикробазальты, базальты, андезибазальты, дациты и риолиты при резком преобладании андезибазальтов. Данная ассоциация дважды повторяется в общем разрезе нижнекарельского комплекса (сейдореченская—орловская и маярвинская—баттьернинская свиты), отличаясь по соотношению пород. Породы образуют единую дифференцированную серию нормальной щелочности с умеренным содержанием TiO_2 (0.6—0.9 мас.%), закономерным увеличением кремнезема и щелочей, что позволяет сопоставить ее с известково-щелочной петрохимической серией. При движении от высокомагнезиальных пород к кислым дискретно увеличивается нормированное содержание легких редких земель при близком характере распределения тяжелых (рис. 1.27). Для кислых пород установлена отрицательная Eu-аномалия, обусловленная фракционированием плагиоклаза. Высокое первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7042$ в них свидетельствует о коровом происхождении материнских кислых расплавов, очевидно, в результате появления внутрикоровых вторичных очагов (Магматизм..., 1995; Балашов, 1996).

Пикробазальты многократно появляются в разрезах, а в пределах полисарской свиты резко преобладают. От архейских коматиитов их отличает повышенное содержание легких редких земель (рис. 27), а также меньшее содержание MgO (13—19 мас.%), Cr, Ni, и более низкое отношение $CaO/Al_2O_3 = 0.7$.

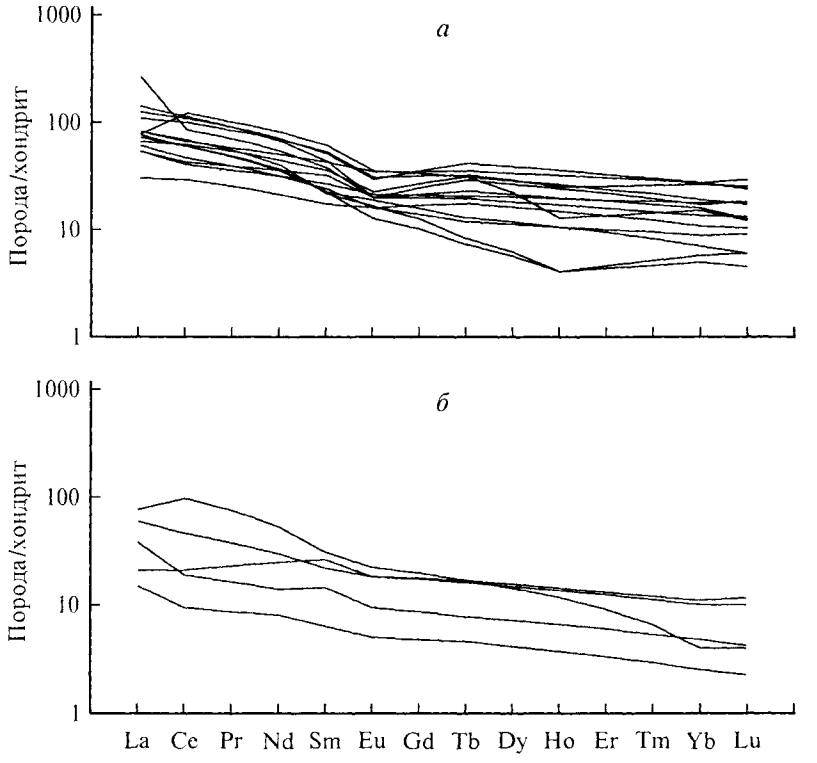


Рис. 1.26. Распределение редкоземельных элементов (по данным инструментальной нейронной активации), нормированных к хондриту, в метавулканитах базальтовой формации.

Свиты: *а* — пирттиярвинская, ортопайвинская, *б* — умбинская.

Это связано с меньшей степенью плавления мантийного субстрата по отношению к архейским расплавам, которую можно оценить на основе экпериментальных данных в 15—20 % (Смолькин, 1992).

Перидотит-пироксенит-габбро-норитовый и габбро-анортозит-диоритовый комплексы являются ключевыми для расшифровки геологической истории раннего этапа развития палеорифтогенной Печенгско-Варзугской системы. Массивы первой ассоциации широко развиты и располагаются преимущественно в северном обрамлении системы (гора Генеральская, Мончеплутон, Панские—Федоровы тундры), реже в южном (умбареченско-имандровский комплекс), а также на удалении, уже в пределах Терского блока (Ондомозерский). Предположительно к данному типу ассоциаций также относятся расслоенные ин-

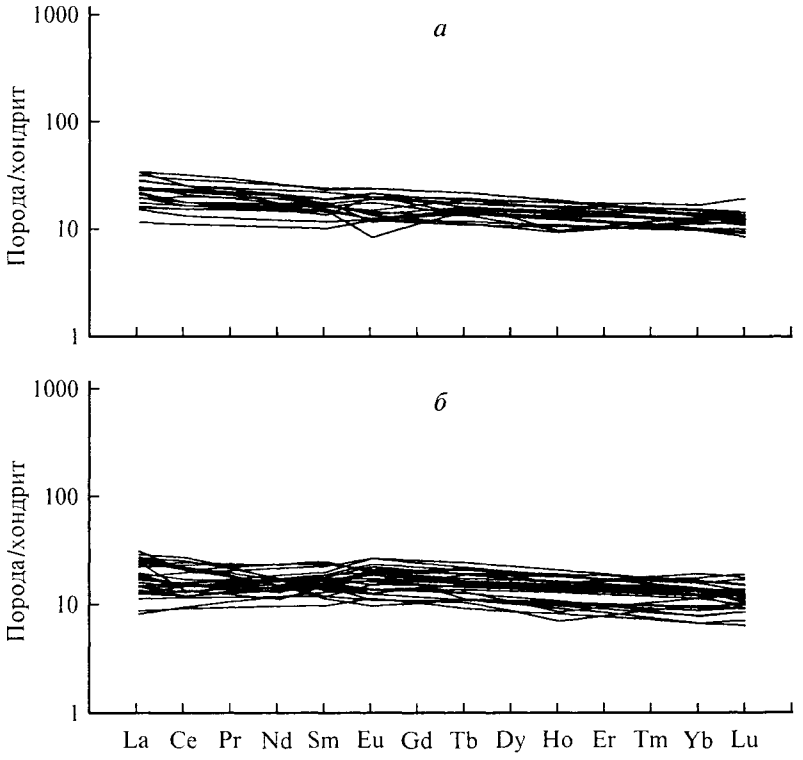


Рис. 1.27. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, для вулканитов пикробазальт-андезибазальт-риолитовой формации.

Свиты: *а* — заполярнинская, *б* — маттертская (телеитовые базальты).

трузии северо-восточного окончания Лапландского гранулитового пояса (Застейд-I, II), возраст которых не определен. Представителем габбро-анортозит-диоритовой ассоциации является крупнейшая базитовая интрузия Главного хребта, приуроченная к Центральнокольскому поднятию.

Перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс подразделен на три ассоциации: более раннюю перидотит-ортопироксенит-габбро-норитовую (Мончеплутон, Федорово-Панские тундры, гора Генеральская), более позднюю норит-габбро-диоритовую (умбареченско-имандровский комплекс), а также лерцолит-габбро-норит-габбровую (карикъяврский комплекс) (Магматические..., 1985; Магматизм..., 1993; Смолькин, 2000). Возрастное положение первых двух ассоциаций достоверно определено на основании U-Pb датировок, тогда как

время формирования последней базируется только на основании геологических данных.

Наиболее полно дифференцированной интрузией является Мончеплутон, занимающий площадь около 65 км^2, сложенный рядом пород от дунитов до лейкогаббро и анортозитов, содержащий месторождения и рудопроявления хромитовых, Cu-Ni сульфидных и малосульфидных платинометалльных руд (Козлов, 1973; Шарков, 1980, 2000; Медно-никелевые..., 1985; Платина России, 1999, и др.). В последние годы был выполнен большой комплекс геолого-геофизических, поисковых и научно-исследовательских работ, приведших к открытию новых типов оруденения и позволивших решить ряд дискуссионных проблем, главной из которых являются взаимоотношение и возраст формирования Мончеплутона и Мончетундровской интрузии габбро-анортозитов, контактирующих через мощные зоны катаклаза и милонитизации. По данным геохронологических исследований (табл. 1.10) установлено более позднее (на 40 млн лет) внедрение Мончетундровской интрузии по отношению к Мончеплутону, что подтверждается прямыми геологическими наблюдениями.

Мончеплутон сформировался в результате многократного внедрения базитовых магм по глубинному долгоживущему разлому, приуроченному к границе Беломорского и Центрально-кольского блоков. В последующем он был поднят на поверхность, частично эродирован и перекрыт осадочно-вулканогенными породами кукшинской свиты Имандра-Варзугской зоны с базальными конгломератами, т. е. формировался до или в самом начале заложения Имандра-Варзугской структуры. U-Pb возраст габбро-норитов и габбро-пегматитов варьирует в пределах 2504—2493 млн лет (табл. 1.2).

Мончеплутон, имея в плане дугообразную форму, состоит из двух ветвей: меридиональной (длина 7 км), отмеченной на местности горами Ниттис, Кумужья и Травяная (далее НКТ), и широтной (длина 9 км), отмеченной горами Сопчуайвенч, Нюдуайвенч и Поазуайвенч (далее Сопча, Нюд и Поаз), а также предгорьем горы Выручуайвенч (Козлов, 1973; Магматические..., 1985; Медно-никелевые..., 1985). Общая мощность Мончеплутона, по новым геологическим и геофизическим данным, не превышает 2.5—3.0 км. Каждая из ветвей имеет форму симметричной мульды с падением крыльев под углами 30—40° (НКТ) и от 40—45 до 20—25° (Сопча—Нюд—Поаз) к осевым частям при более пологом (10—15°) падении расслоенности. Обе ветви наклонены на юго-восток, на продолжении которых в предгорье горы Мончетундра глубокой скв. М-1 были вскрыты так называемые корни, сложенные плагиогарцбургитами и закалочными

бронзититами, рвущими гранат-кордиеритовые гнейсы архейского комплекса. Меридиональная ветвь (НКТ), а также гора Сопча сложены снизу вверх кварцсодержащими норитами и габбро-норитами базальной (придонной) зоны мощностью 10—100 м, гарцбургитами (100—200 м), чередованием гарцбургитов и бронзититов (250—400 м) и бронзититами (300—700 м) с линзами нодулярных хромититов (гора Кумужья) и пластами сульфидоносных оливинитов-гарцбургитов (гора Сопча, горизонт 330) мощностью 1—5 м. Общая мощность ветви НКТ увеличивается с севера на юг от 200—300 до 800—1000 м, мощность пород в районе горы Сопча составляет 1100—1600 м, что является максимальным для Мончеплутона. Широтная ветвь сложена в базальной (придонной) части кварцсодержащими габбро-норитами и норитами мощностью до 50 м, затем — меланократовыми норитами с линзами и прослоями оливинсодержащих пород — гарцбургитов и норитов — и в верхней части — мезо- и лейкократовыми норитами и габброноритами. Общая мощность ветви изменяется от 300—400 до 600—800 м. На северном склоне горы Нюд залегает так называемый критический горизонт, насыщенный ксенолитами пироксен-плагиоклазовых и высокоглиноземистых роговиков, частично подвергшихся плавлению и фиксирующих переход от оливинсодержащих к безоливиновым, плагиоклазовым породам. Завершается разрез переслаивающимися габбро-норитами и лейкогаббро (анортозитами), которые залегают в подножье горы Выручуайвенч и претерпевают совместно с перекрывающими вулканитами кукшинской свиты амфиболизацию. Таким образом, в сводном разрезе Мончеплутона можно выделить базальную (придонную), перидотитовую, перидотит-ортопироксенитовую, ортопироксенитовую, норитовую, норит-габброноритовую и габбро-норит-анортозитовую зоны. Закономерная смена состава пород от ультраосновных к основным в вертикальном разрезе в ряде случаев нарушается наличием рудного перидотитового горизонта среди бронзититов (пласт 330) на горе Сопча с хорошо выраженной микроритмичной расслоенностью и критического горизонта на горе Нюд. По данным Э. П. Конникова и Д. А. Орсоева (1991), формирование пласта 330 обусловлено пульсационным внедрением генетически родственного, но более высокотемпературного расплава.

В зоне сочленения меридиональной и широтной ветвей находится Дунитовый блок, имеющий сложную конфигурацию размером в плане около 1.5 × 3.0 км, содержащий недавно обнаруженную пологопадающую залежь хромитовых руд ортомагматического генезиса (Чащин и др...., 1999). Блок и рудная

залежь разбиты серией тектонических зон преимущественно северо-западного простирания с амплитудами смещения от нескольких до первых сотен метров. Отдельные фрагменты блока были вскрыты поисковыми скважинами юго-западнее его, в районе подножья горы Лойпишнюн. Дунитовый блок и его фрагменты пересекаются крупными дайковыми образованиями меланократовых норитов и габброидов, последние из которых близки по минеральному и химическому составу к породам Мончетундровской интрузии. Природа Дунитового блока вызывает острую дискуссию, так как его границы в большинстве случаев являются тектоническими. Выполненный автором анализ новых геологических, петрологических и геохронологических данных позволяет прийти к выводу, что породы и хромитовые руды Дунитового блока являются закономерными членами расслоенной серии, располагаясь в общем разрезе Мончеплутона между ортопироксенитовой и перидотит-ортопироксенитовой зонами.

В пределах Мончеплутона снизу вверх по разрезу выделяют оливин-хромитовые, оливин-ортопироксен-хромитовые, ортопироксеновые, ортопироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые кумуляты, общий состав которых, а также состав породообразующих и акцессорных минералов, по опубликованным (Шарков, 1980; Дистлер и др., 1988; Докучаева, 1990) и авторским данным, закономерно меняется. Так, содержание фаялита в оливине варьирует от 6—13 в дунитах до 16—18 % в гарцбургитах, содержание ферросилита в бронзите — от 14—20 в гарцбургитах до 17—18 % в бронзититах и 23—27 % в норитах, состав хромшпинелида изменяется от алюмохромита в дунитах до феррихромита в габбро-норитах. На границах рудного пласта горы Сопча изменение состава оливина, ортопироксена и хромшпинелида носит незакономерный характер из-за нарушения равновесия кристаллизации расплавов. По сложному закону меняется также состав плагиоклаза: в ортопироксен-плагиоклазовых кумулятах (норитах) он содержит 78—84 % An, а в других породах его основность понижается до 42—64 % An.

Породы Мончеплутона пересекаются многочисленными дайками и жилами основных пегматитов, диоритов, долеритов и лампрофиров, а также рудными жильными телами (район НКТ и горы Сопча), часто переходящими по простиранию в пегматиты основного состава. Мончеплутон пересечен серией сбросо-сдвигов, разбивающих его на блоки, смещенные относительно друг друга со значительной амплитудой. Так, широтная ветвь оказалась опущенной относительно меридиональной на 300 м по вертикали.

В пределах Мончеплутона помимо хромитовых руд широко известны месторождения и рудопроявления сульфидных Cu-Ni руд вкрапленного и гнездово-вкрапленного (базальные или придонные зоны, рудный пласт горы Сопча, критический горизонт гор Нюд и Нюд-II), прожилково-вкрапленного (Нюд) и жильного (НКТ, гора Сопча) типов, которые закономерно располагаются в его разрезе и характеризуются большим разнообразием сульфидных и платиносодержащих минералов (Медно-никелевые..., 1985; Дистлер и др., 1988; Платина России, 1999). Помимо этого, в пределах Мончеплутона в последние годы были обнаружены медно-платиновый тип (в придонной части НКТ) и малосульфидный платинометалльный тип, приуроченные к верхней части разреза (гора Выручуайвенч), а также к дайкообразным телам габброидов, секущих Дунитовый блок и вмещающих породы архейского комплекса.

Расположенная восточнее интрузия Панских и Федоровых тундр характеризуется существенно габброидным составом. Она прорывает на северном фланге породы гранито-гнейсового фундамента, оказывая на них термальное воздействие, и имеет тектонический контакт с метавулканитами стрельнинской серии Имандра-Варзугской зоны. Интрузия протягивается на расстояние 80 км при максимальной ширине в центральной части до 7.5 км и падении в южных румбах под породы Имандра-Варзугской зоны (Имандра-Варзугская..., 1982; Медно-никелевые..., 1985; Платина России, 1994). Крупная зона долгоживущих субмеридиональных разломов разделяет его на два крупных массива: Федоровых и Панских тундр протяженностью соответственно 13 и 67 км и площадью 25 и 270 км^2. Мощность их по геофизическим данным составляет 3—3.5 и 4—4.5 км. Помимо этого, массив Панских тундр разделен поперечным разломом на два блока — Западный и Восточный. Вопрос о существовании единого или нескольких самостоятельных интрузивов и о корреляции их разрезов является предметом дискуссий. По геофизическим данным, массив Федоровых тундр имеет юго-восточное склонение и на глубине, по-видимому, соединяется с массивом Панских тундр. U-Pb датировки габброноритов и магнетитовых габбро варьируют в пределах 2491—2498 млн лет (табл. 1.10).

В обобщенных разрезах интрузии устанавливаются нижняя краевая зона такситовых габбро-норитов с пегматитами и ксенолитами вмещающих пород и ряд мегаритмов. В подошве последних залегают оливиновые (плагиоперидотиты), оливинсодержащие (пироксениты, оливиновые габброиды) или магнетитсодержащие габбро, которые перекрыты преобладающими

мезо- и лейкократовыми норитами, габбро-норитами, габбро и кварцсодержащими габбро. В ряде случаев наблюдается тонкое ритмичное чередование пород основного состава. В разрезе массива Федоровых тундр разные авторы выделяют от двух до трех мегаритмов, а в Западно-Панском блоке — от 3 до 5 мегаритмов. В последнем установлены тонкорасслоенные горизонты с минералами платиновой группы элементов, сложенные норитами, габбро-норитами и анортозитами (Платина России, 1994, 1999). В кровле верхнего горизонта находятся оливинсодержашие габбро-нориты и троктолиты. В пределах Ластъяврского массива, расположенного между массивами Федоровых и Панских тундр, помимо габброидов в нижней части находятся интенсивно брекчированные оливиниты, гарцбургиты, плагиобронзититы и сульфидные руды гнездового и жильного типов.

В северном обрамлении Северо-Печенгской зоны, вблизи ст. Луостари, располагается расслоенная интрузия горы Генеральской существенно габброидного состава с резко подчиненной ролью ультраосновных пород (Гороховская и др., 1999; Платина России, 1999). Ее размещение контролировалось древним разломом северо-западного простирания досариолийского заложения. На современном эрозионном срезе размеры интрузии составляют около 3.5 × 1.5 км. По данным поисковых работ, интрузия вытянута в субмеридиональном направлении (СВ 10—20°), имеет килеобразную форму с автономной внутренней структурой и падением восточного и западного контактов навстречу друг к другу под углами 60—65° и 30—50° соответственно. Верхний контакт, представляющий собой древнюю эрозионную поверхность, полого погружается на юго-запад (30—35°) и перекрывается базальными конгломератами телевинской свиты Печенгской зоны с галькой габбро-норитов. Общая мощность разрезов интрузивных пород увеличивается при движении на юго-запад от 200—300 до 1700 м.

В строении разрезов интрузии резко преобладают габбро-нориты, подчиненную роль играют оливиновые габбро-нориты, габбро, анортозиты или лейкогаббро, нориты, бронзититы и серпентинизированные перидотиты. По данным Т. Л. Гроховской с соавторами (1999), в сводном вертикальном разрезе выделяются несколько серий. Нижняя краевая серия мощностью до 100 м сложена преимущественно кварцсодержащими габбро-норитами с габброофитовой и долеритовой структурами и в меньшей мере — ортопироксенитами, трахитоидными микрогаббро-норитами и гранофирсодержащими габбро-норитами. В ее пределах имеются признаки контаминации — наличие полурасплавленных микроксенолитов вмещающих пород и повы-

шенное содержание кремнезема. Основная часть интрузии сложена породами расслоенной серии. Она состоит из нескольких зон: нижней габбро-норитовой (200—250 м), средней ритмично-расслоенной (350—400 м), сложенной оливиновыми и безоливиновыми габбро-норитами и норитами, габбро, анортозитами, пироксенитами, перидотитами, и верхней габбро-норитовой (до 400 м). В пределах расслоенной серии резко преоблада- ют породы основного состава с хорошо выраженными кумулятивными структурами (пироксен-плагиоклазовые кумулаты), тогда как оливинсодержащие разновидности (оливин-плагиоклазовые кумулаты), локализованные, в центральной, наиболее дифференцированной части, играют резко подчиненную роль. Оливиновые кумулаты встречаются очень редко и образуют единичные прослои.

Характерными особенностями пород интрузии являются неустойчивый состав породообразующих минералов даже в пределах одного образца, наличие коронитовых структур, большое содержание интеркумулусного материала в оливинсодержащих разновидностях габбро-норитов и анортозитов, а также широкое развитие пироксенов пижонитовой группы (пижонит + пижонит-авгит), ассоциирующихся с энстатитом и авгитом (Гороховская и др., 1999). Содержание анортита в плагиоклазе варьирует от 45 до 78 %, фаялита в оливине — от 21 до 32, ферросилита в ортопироксене — от 16 до 26 и ферросилита в клинопироксене — от 9 до 13 %. Возраст габбро-норитов (U-Pb метод) варьирует в пределах 2500—2496 млн лет (табл. 1.10).

В петрохимическом отношении породы расслоенных интрузий перидотит-ортопироксенит-габбро-норитовой ассоциации близки и относятся к нормальному известково-щелочному типу преимущественно недосыщенных или слабонасыщенных кремнеземом. Характерным для них является низкое содержание титана (0.1—0.4 мас.%) и щелочей при резком преобладании натрия над калием, а также повышенное (для пород Мончеплутона) содержание хрома.

Спектры редких земель в породах расслоенных интрузий, нормированных к хондриту, проявляют четкую зависимость от состава пород и степени дифференцированности (рис. 1.28). Так, содержание редких земель в высокодифференцированных интрузиях (Мончеплутон) увеличивается от дунитов, гарцбургитов и бронзититов к габбро-норитам с максимальными значениями в пегматитах, что в целом подчиняется оливиновому контролю. В относительно слабо дифференцированных, существенно габброидных интрузиях (гора Генеральская) устанавливается наименьший разброс значений редких земель, прибли-

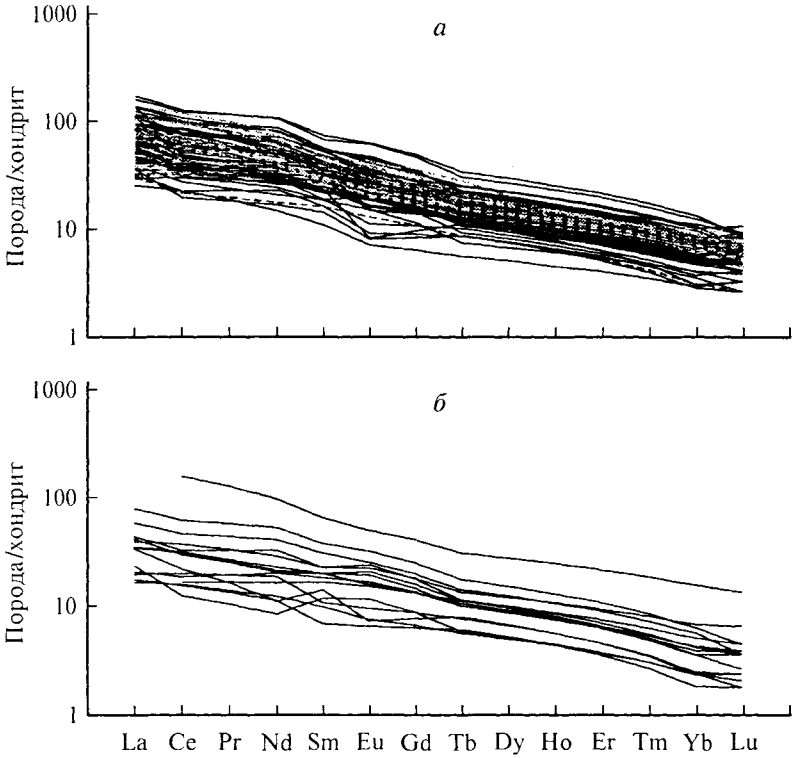


Рис. 1.28. Распределение редкоземельных элементов (по данным ISP-MS), нормированных к хондриту, для расслоенных интрузий перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации. Гора Генеральская (Грохов-ская и др., 1999; Баянова и др., 1999).

а — матертская (ферропикриты) свита, *б* — печенгский никеленосный комплекс.

жающийся к среднему. Данный спектр является очень близким к спектрам низкотитанистых пикрито-базальтов полисарской свиты (рис. 1.28) или свиты Ветреного пояса, которые проявляют значительное сходство с фанерозойскими бонинитами (Смолькин, 1992; Шарков и др., 1997).

Эти данные, а также результаты изучения изотопной Sm-Nd системы в породах расслоенных интрузий (Tolstikhin et al., 1992; Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995) и вулканитах свиты Ветреного пояса (Пухтель и др., 1992; Puchtel et al., 2000) подтверждают их генетическую родственность. В то же время для расслоенных интрузий и вулканитов установлены аномально низкие (как для мантийных пород с возрастом 2.5 млрд лет) значения ε_{Nd}, варьирующие от −0.5 до −2.3. По мнению автора,

это может быть обусловлено существенной ролью контаминации нижнекоровым гранулит-эклогитовым материалом (Смолькин, 1997).

Умбареченско-имандровский комплекс (норит-габбро-диоритовая субформация) представлен относительно маломощными, часто буддинированными массивами, широко развитыми на западном фланге Имандра-Варзугской зоны, в зоне ее контакта с архейским фундаментом (Магматические..., 1985; Платина России, 1995). Наиболее крупными из них являются массивы горы Девичьи тундры, Мончеполуострова, горы Сеяваренч, Кислой губы, Прихибинья, горы Большая Варака и Умбареченский, часть из которых залегает в гранито-гнейсах и диоритах архейского комплекса, а часть — в зоне контакта разновозрастных пород карельского комплекса. В северных массивах контакты и первичная расслоенность имеют южное падение под углом до 50—90°, а в южных массивах — северное, пологое, 0—30°. Эти особенности, а также сходное их внутреннее строение и близость состава пород позволили В. С. Докучаевой, А. А. Жангурову и Ж. А. Федотову (Имандра-Варзугская..., 1982; Магматические..., 1985) объединить все массивы в единый интрузив общей площадью 1500 км^2, первоначально имевший, по-видимому, лополитообразную форму. Время внедрения интрузий Прихибинья и Большой Вараки оценивается по данным U-Pb анализа в 2446—2437 млн лет (табл. 1.10), т. е. они являются более поздними по отношению к Мончеплутону, завершая сумийский этап.

Комплекс сложен дифференцированной серией от плагиобронзититов до анортозитов и габбро-диоритов при резком преобладании габбро-норитов (72 %) и подчиненной роли плагиобронзититов, норитов и хромититов (5 %) в нижней, лейкогаббро-анортозитовой (10 %), и феррогаббро (13 %) в верхней частях общего разреза. В кровле ряда массивов, на контакте их с дацитами сейдореченской свиты, широко развиты гранофиры диоритового состава.

В обобщенном разрезе лополита снизу вверх выделяются: 1) нижняя краевая зона такситовых микрогаббро мощностью от 5—7 до 90 м со шлирами пегматоидных пород; 2) нижняя расслоенная зона переслаивания плагиоклазовых бронзититов, норитов, габбро-норитов и хромититов общей мощностью 100—150 м; 3) габбро-норитовая зона с прослоями оливинсодержащих пород общей мощностью до 2000 м; 4) верхняя расслоенная зона габбро-норитов, мезо- и лейкократовых габбро и анортозитов мощностью 300 м; 5) прикровельная зона кварцевых габбро и габбро-диоритов мощностью от 150 до 500 м, содержащей пласт

титаномагнетитовых руд (Платина России, 1995). В пределах нижней расслоенной зоны залегает до четырех пластов хромититов мощностью от 0.1 до 1.7 м, сложенных густовкрапленными рудами.

Снизу вверх по разрезу лополита установлено закономерное изменение состава породообразующих, акцессорных и рудных минералов. Так, содержание ферросилита в ортопироксенах увеличивается от 21—25 %, в плагиобронзититах и норитах — до 33—40, в габбро-норитах, клинопироксенах — от 8—11 % в нижней зоне до 15—21 % в верхней. Основность плагиоклаза уменьшается вверх по разрезу от лабрадора до андезина и олигоклаза. Состав рудных минералов в этом же направлении изменяется от феррихромита до титаномагнетита. Характерным для габброидов является присутствие кварца.

Породы комплекса подверглись метаморфическим преобразованиям в условиях зеленосланцевой фации с образованием парагенезисов актинолитовой роговой обманки, актинолита, хлорита, эпидота и биотита. Степень изменения увеличивается с глубиной, а также в зонах тектонических нарушений.

По петрохимическим данным, породы комплекса относятся к нормальному щелочноземельному типу натрового ряда, пересыщенных кремнеземом. Последнее подтверждается постоянным нахождением кварца даже в меланократовых норитах. Установлено закономерное увеличение коэффициента железистости от 22—28 % в норитах и габбро-норитах до 35—50 % в габбро. Для пород из нижних частей разреза характерным является по- вышенное содержание хрома (0.3—0.5 мас.%), а для пород из верхних частей разреза — титана (более 2.3 мас.%) и ванадия.

В пределах Мончегорского района широко развиты также маломощные расслоенные безрудные или слаборудоносные интрузии оливинит-бронзитит-габбро-норитового состава, которые ранее сопоставлялись с Мончеплутоном. На основании новых данных цирконометрии установлено, что часть из них (гора Островская) являются более молодыми (2445 ± 11 млн лет), близкими по возрасту к породам умбареченско-имандровского комплекса. В то же время в пределах Воче-Ламбинского полигона формировались маломощные тела габбро-норитов с возрастом 2491 ± 13 (U-Pb; табл. 10).

Габбро-анортозит-диоритовый комплекс представлен интрузией Главного хребта, которая протягивается в субмеридиональном направлении в центральной части Кольского полуострова (Чуна, Монча и Волчьи тундры) на 80 км при ширине от 1—2 до 15—20 км и занимают общую площадь около 440 км^2 (Юдин,

1980; Магматические..., 1980; Шарков, 1984; Магматические..., 1985). Она приурочена к глубинному разлому, разделяющему Беломорский и Центральнокольский блоки. Слагающие ее массивы находятся во вторичном залегании, будучи ограничены глубинными разломами, и только в отдельных частях сохраняются первичные контакты с вмещающими гиперстеновыми диоритами. Разломы, подвижки по которым происходили в течение нескольких этапов, четко отражаются в различных геофизических полях в виде гравитационных ступеней, в зонах разуплотнения и резко дифференцированном характере магнитного поля (Сейсмологическая..., 1998).

Субмеридиональный разлом делит интрузию на два тектонических блока — более протяженный Чуна-Волчъетундровский и менее крупный Мончетундровский, между которыми располагается депрессия. В юго-западной части (Чунатундра) наблюдается флексурообразный изгиб, сопровождаемый будинажем интрузивных метаморфических комплексов. По современным геофизическим данным и результатам измерений первичных элементов течения и расслоенности, интрузия первоначально представляла собой дифференцированное лополитообразное тело — чашеобразное на юге и дайкообразное на севере, внутреннее строение которого нарушено поперечными субвертикальными разломами преимущественно сбросо-сдвигового характера и пологими надвигами с падением в южных румбах. В эндоконтактовых зонах преобладает крутое падение, в центральных частях — более пологое, до субгоризонтального. Мончетундровский массив отделен от Мончеплутона мощной зоной бластокатаклазитов и бластомилонитов с гранат-амфиболовым парагенезисом, обнаженных на поверхности (Пентландитовое ущелье), и вскрытой глубокой скважиной (М-1) на глубине 1030—2038 м. Движение по ней произошло уже после внедрения многочисленных даек метадолеритов, микрогаббро и габброидов. В то же время крупные габброидные апофизы в виде дайкообразных тел секут породы Дунитового блока.

Возраст габброидов горы Мончетундра (U-Pb) равен 2453 ± ± 4 млн лет (табл. 10), первая же структурно-метаморфическая их перестройка произошла 2406 млн лет назад.

В реконструированном общем вертикальном разрезе интрузии Главного хребта выделяются три зоны, состав которых снизу вверх меняется от преобладания габбро-норитов до мономинеральных анортозитов (Магматические..., 1980; Магматические..., 1985), что подтверждается данными бурения глубокой скв. М-1. Нижняя габбро-норитовая зона мощностью более 500—600 м сложена на флангах интрузии габбро-норитами, а в центральной

ее части — ритмически чередующимися среднезернистыми габбро-норитами, оливиновыми габбро-норитами, плагиоперидотитами и пироксенитами, при преобладании первых. Ультраосновные породы образуют маломощные слои; габбро-нориты представляют собой плагиоклаз-бронзит-авгитовый кумулат. В отдельных случаях сохранились гибридные породы, контактирующие с ороговикованными гнейсами, вкрытые скв. М-1. В составе средней габбро-норит-анортозитовой зоны мощностью от 0.3—0.5 км (Волчьи тундры) до 2—2.5 км (Мончатундра) преобладают трахитоидные габбро-норит-анортозиты и анортозиты; реже встречаются троктолиты, образующие невыдержанный горизонт в основании зоны. Для основных пород, представляющих собой плагиоклазовый кумулат, характерен идиоморфный плагиоклаз (60—70 % An), инвертированные пижонит и авгит. Верхняя зона крупнозернистых габбро-анортозитов мощностью не менее 2.5—3 км сложена преимущественно массивными и такситовыми породами с более кислым плагиоклазом (58—68 % An) и более железистыми пироксенами (33—42 % Fs в ортопироксене) и оливином (34—40 % Fa), реже троктолитом, залегающим в основании зоны. Особенностью интрузии является четко проявленная скрытая расслоенность. Так, снизу вверх по разрезу в составе оливина и ортопироксена соответственно увеличиваются содержания фаялита (от 22 до 40 %) и ферросилита (от 15 до 42 %) при уменьшении содержания анортита в плагиоклазе (от 74 до 58 %).

По всему разрезу интрузии, особенно в средней и верхней ее зонах, широко развиты тела гнездовой и линзовидной формы пегматитов основного состава. Интрузивные породы пересекаются также большим количеством даек долеритов различной мощности и протяженности, а также более ранними жильными телами анортозитов.

В центральной части интрузии породы подверглись изменению в условиях фации зеленых сланцев, а в зоне дислокаций — амфиболитовой (на западном контакте с Беломорским блоком) или эпидот-амфиболитовой фаций (на восточном и южном контактах с вмещающими гнейсами и амфиболитами), с образованием в первом случае парагенезиса альмандинового граната, роговой обманки и плагиоклаза (40—50 % An), а во втором — роговой обманки, клиноцоизита, плагиоклаза (30—40 % An) и кварца.

Ультраосновные породы, развитые в интрузии Главного хребта, отличает помимо высокого содержания магния низкое содержание хрома (0.3 мас.%) и титана (0.1 мас.%). Общим для основных пород являются повышенное и высокое содержание

глинозема (16—30 мас.%), низкое — титана (0.1—0.5 мас.%) и резкое преобладание натрия над калием при вариации их суммы от 2 до 5 мас.%. Они хорошо отличаются от более древних, позднеархейских, габбро-анортозитов цагинского комплекса более низким содержанием титина.

Нормированные к хондриту спектры редких земель, полученные для пород Мончетундровского массива, вскрытых скв. М-1, обнаруживают большой разброс значений (от низких для ультраосновных пород и относительно высоких для основных пегматитов), а также ярко выраженные положительные и отрицательные Eu-аномалии. Положительные Eu-аномалии, установленные для разных типов габброидов, обусловлены накоплением и фракционированием плагиоклаза, а отрицательные Eu-аномалии фиксируют метасоматические (интенсивное окварцевание) процессы. Часть пород Мончетундры проявляет значительную близость по спектрам редких земель к породам Мончеплутона. Однако вопрос об их генетических соотношениях в настоящее время не может быть решен из-за отсутствия результатов Sm-Nd анализа габбро-анортозитов.

Второй рифтовый этап (2.3—2.2 млрд лет)

Начиная с раннего ятулия, Печенгско-Варзугская система испытала долговременный режим растяжения и внедрение преимущественно мантийных магм, очевидно, в результате подъема мантийного плюма, несущего в себе признаки аномальной или метасоматизированной мантии. Характерным для этого этапа является широкое развитие вулканогенных и субвулканических комплексов базальт-трахибазальтовой серии с повышенной щелочностью при резко подчиненной роли комагматических интрузивных образований. По-видимому, в этот же этап, но уже в пределах архейского обрамления, формировались интрузии клинопироксенит-верлитовой ассоциации.

Базальт-трахибазальтовая ассоциация. Объединяет вулканогенные образования умбинской, пирттиярвинской, оршоайвинской и скогфосской свит ятулийского возраста, приуроченные к центральной части палеорифтов. Они сложены дифференцированной серией пикритобазальтов, базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов, трахитов и дацитов, общим для которых являются повышенное содержание титана, высокая степень окисленности железа и высокая роль летучих. Общий набор пород, соотношение между ними, последовательность извержений, а также соотношение лавовых и пирокласс-

тических фаций меняются в разных частях пояса в зависимости от конкретных тектонических обстановок и степени проницаемости коры (Имандра-Варзугская..., 1982; Вулканизм..., 1987; Магматизм..., 1995; Смолькин, 1992).

По химическому составу породы базальт-трахибазальтовой ассоциации образуют две совмещенные петрохимические серии — толеит-базальтовую и преобладающую субщелочную, представленные рядом пород от пикробазальтов до трахиандезитов и трахитов. Для последней характерным являются прогрессивное возрастание содержания щелочей (от 3.8 до 8.0 мас.%, резкое преобладание натрия над калием) и кремнезема при повышенном содержании TiO_2 (от 1.3 до 3.1 мас.%) и летучих (P_2O_5, CO_2, F). Они также содержат повышенное количество редких земель при увеличении роли легких (рис. 1.29).

По своим геохимическим особенностям вулканиты базальт-трахибазальтовой формации обнаруживают значительное сходство с породами внутриконтинентальных областей, включая рифты (Магматизм..., 1995; Smolkin et al., 1995). Ее появление и широкое развитие отражают углубление зон генерации мантийных расплавов, уменьшение степени плавления мантийного субстрата и аномальный его характер. Последнее подтверждается относительно высоким значением первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7035$ (Магматизм..., 1995; Балашов, 1976).

Клинопироксенит-верлитовая серия. Объединяет в себя многочисленные интрузии ультрабазитов, секущие габбро-анортозиты Главного хребта и вмещающие их породы архейского комплекса. Первоначально она была отнесена к позднеархейским (Юдин, 1980), а затем к раннепротерозойским (Магматические..., 1985; Чащин, 1996) образованиям. Положение серии остается до конца не выясненным. С одной стороны, слагающие ее породы обладают определенным петрографически и петрохимически сходством с породами субвулканических массивов ятулия, а с другой — они не обладают повышенной щелочностью.

Интрузии клинопироксенит-верлитовой формации приурочены к тектоническим зонам, часто образуя цепочки линзовидных тел. Наиболее крупными из них являются Райненчоррский, Керкчоррский и Тулпъяврский, которые занимают площадь до 3—7 км^2. Они сложены оливинитами, клинопироксенитами и их метаморфизованными разностями. В строении более мелких тел (Верлитовый, восточный склон Главного хребта, оз. Узкое, Оленегорский, оз. Черное) преобладают клинопироксениты с переменным количеством оливина и плагиоклаза и реже встречаются габбро. В краевых зонах встречаются ксеноли-

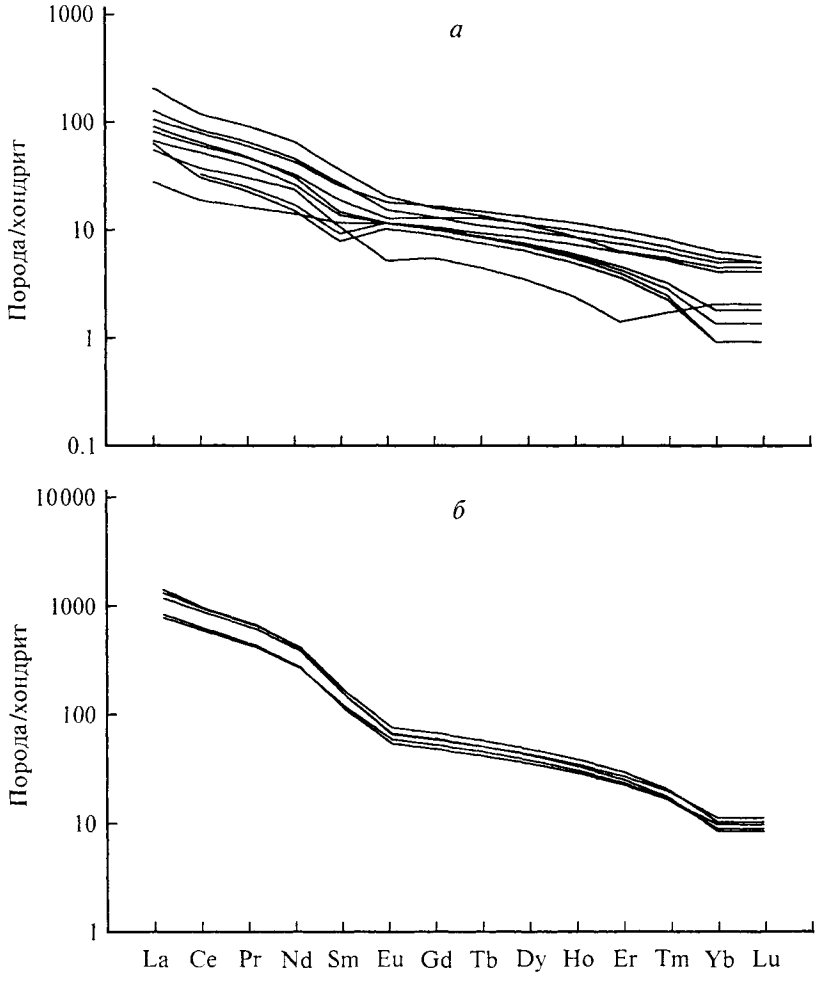


Рис. 1.29. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, для метавулканитов трахибазальтовой формации.

Комплексы: *а* — каскельяврский, *б* — лицко-арагубский.

ты пород обрамления и рассланцованных габбро-анортозитов. Первичные минералы представлены оливином, ортопироксеном (бронзит), клинопироксеном (авгит), амфиболом (титанопаргасит) и ильменит-магнетитовым агрегатом. Массивы комплекса несут промышленные концентрации вкрапленных и сплошных ильменит-магнетитовых руд (Центральный, Юго-Западный, Магнетитовый Лог), отличительной чертой которых являются повышенные количества ванадия, реже фосфора.

Все породы серии относятся к нормальному щелочноземельному типу; характерным для них являются пониженное содержание глинозема и извести, повышенное — натрия и хрома, а также переменное содержание титана (от 0.3 до 0.9 мас.%). Их формирование может быть связано с поздним внедрением мантийных магм уже не в осевую часть палеорифтов, а в их раму, после потери летучих и снижении щелочности.

Позднерифтогенный этап

Данный этап охватывает значительный период времени развития Печенгско-Варзугской системы, в течение которого сформировались разнообразные вулканогенные и интрузивные формации базит—ультрабазит, субщелочных габбро, нефелиновых сиенитов и гранитоидов и синхронные им дайковые и жильные комплексы.

Ферропикрит-базальтовая серия является реперной для реконструкции режима позднерифтогенного этапа, так как по объему является резко преобладающей. Она широко развита в пределах центральной части Северо-Печенгской и Северо-Пасвикской зон и в меньшей мере — в западном блоке Имандра-Варзугской структуры (Смолькин, 1992; Магматизм..., 1995). Характерным для нее является тесная пространственная связь генетически разнотипных вулканогенных образований толеит-базальтового и ферропикритового состава, между которыми отсутствуют взаимные переходы. Подобная ситуация устанавливается и для комагматических им дайковых (долериты и ферропикриты) и интрузивных (офитовые габбро и габбро-клинопироксенит-верлиты) комплексов, широко развитых в тех же структурах или в их архейских обрамлениях.

Толеитовые базальты, резко преобладая в разрезах, представлены исключительно продуктами подводных излияний в виде шаровых лав, ритмически-слоистых туфов и гиалокластитов. Они, обладая повышенным содержанием TiO_2 (1.2—2.2 мас.%), образуют на всех петрохимических диаграммах компактные поля, свидетельствуя о слабо проявленных процессах кристаллизационной дифференциации. В то же время при переходе от ранних к более поздним образованиям спектры редких земель, нормированных к хондриту (рис. 1.30), обнаруживают четкое уменьшение общего разброса. Одновременно уменьшается первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0.7025 до 0.7021, фиксируя все более примитивный характер излившихся магм, источником которых являлась деплетированная мантия. Толеитовые базаль-

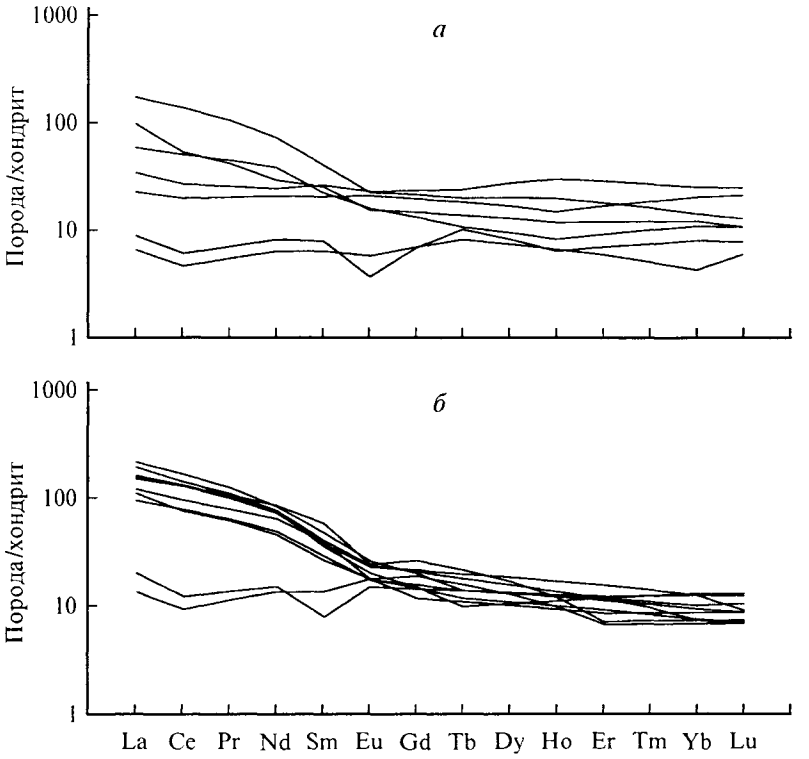


Рис. 1.30. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, для пород ферропикрит-базальтовой и габбро-верлитовой формаций.

а — брагинская свита, *б* — тильинская толща.

ты рассматриваемой серии по спектрам редких земель сопоставимы с низкокалиевыми вулканитами MORB (N-тип), но отличаются от них высоким содержанием K, Rb и Ba (Магматизм..., 1995). По соотношению некогерентных элементов (Th, Ta, Hf, Yb) они проявляют большее сходство с внутриплитными базальтами (E-тип). По своим особенностям толеитовые базальты являются производными малоглубинных мантийных магм.

Ферропикритовые вулканиты проявляют значительно большую степень дифференциации, образуя непрерывную серию от оливиновых кумулятов (собственно ферропикриты) до клинопироксеновых кумулятов (ферропикробазальты и ферробазальты). Их спецификой является наличие оливина (16 Fa%), титаноавгита и хромистого диопсида, титановых амфибола (керсутита) и биотита, ульвошпинели и титанохромита. Ферропик-

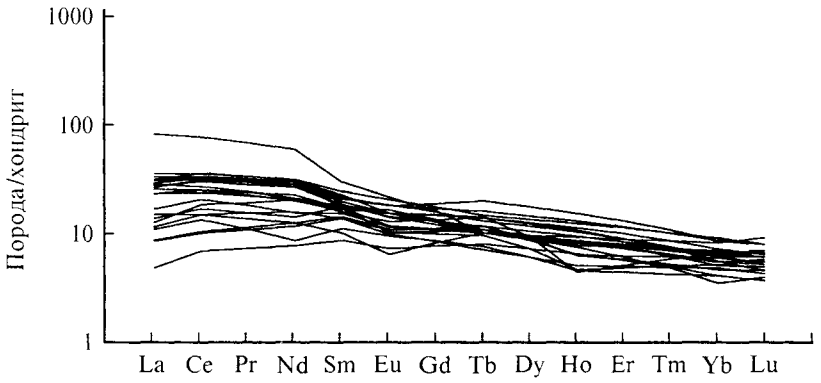


Рис. 1.31. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, для пород диорит-плагиогранитной и субщелочногранитной формаций (меннельская толща).

риты отличаются от базальтов аномально высоким содержанием суммарного железа (более 14 мас.%), TiO_2 (1.3—5.0 мас.%), P_2O_5 (0.15—0.88 мас.%) и летучих (S, F) (Смолькин, 1992; Hanski, Smolkin, 1995). Помимо этого, они отличаются повышенным содержанием легких редких земель, распределение которых четко подчиняется оливиновому контролю (рис. 1.31).

Для ферропикритов предполагается аномальный или обогащенный характер мантийного источника, что основано на повышенном первичном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7032$ и пониженном (для возраста 1980 млн лет) значении отношения ε_{Nd} (+1.5). Состав материнской магмы, реконструированной на основе изучения зон закалок и шаровых лав, отвечал ферропикробазальту. Спецификой магм являлось повышенное содержание летучих, что обусловило широкое развитие пирокластических пород, а также процессов ликвации в расслоенных потоках (Смолькин, 1992).

Исходя из экспериментальных данных (McGregor, 1966) о смещении эвтектики в системе $MgO—TiO_2—SiO_2$ к TiO_2 при увеличении давления следует, что генерация ферропикритовых магм происходила в более глубинных условиях, чем толеит-базальтовых. Это подтверждается также повышенным содержанием K_2O и P_2O_5 в ферропикритах, роль которых с глубиной плавления увеличивается. Поэтому мы приходим к выводу, что при формировании ферропикрит-базальтовой серии функционировали разноглубинные очаги, поставляющие магмы мантийного происхождения, но из разных глубин генерации и различного состава. Их извержение носило циклический характер:

первоначально извергались ферропикритовые, а затем толеит-базальтовые расплавы.

Габбро-верлитовый комплекс объединяет многочисленные интрузии печенгского и соленоозерского комплексов, пространственно совмещенных с черносланцевыми толщами или нижележащими вулканогенными толщами людиковия (Медно-никелевые..., 1999). Небольшое количество интрузий расположено в Северо-Пасвикской зоне. Часть интрузий вмещает промышленные месторождения или рудопроявления сульфидных Cu-Ni руд, образующих Печенгское рудное поле.

Интрузии имеют форму субсогласных, линзовидных, факолитообразных и, реже, секущих тел, морфология и внутреннее строение которых часто осложнено тектоническими нарушениями. Их контакты с вмещающими породами часто брекчированы и рассланцованы, однако достаточно часто сохраняются мелкозернистые зоны закалки клинопироксенитового состава и эндоконтактовые зоны ороговикования вмещающих сланцев. В редких случаях обнаруживаются гибридные приконтактовые породы диоритового состава. Интрузии габбро-верлитов секут силловые тела офитовых габбро и вулканиты, а сами пересекаются дайками долеритов и, реже, пикродолеритов. Формирование наиболее крупной Пильгуярвинской интрузии происходило, по данным цирконометрии, 1982 ± 8 млн лет назад (табл. 1.10), т. е. она является одновозрастной с ферропикритами.

Маломощные интрузии сложены преимущественно серпентинитами и карбонат-тальк-хлорит-серпентиновыми сланцами, а в относительно крупных телах сохранились реликты верлитов и габбро. Многие интрузии имеют четко выраженное дифференцированное строение, обусловленное залеганием в нижней части серпентинизированных верлитов, в средней — клинопироксенитов и титаномагнетитовых руд, а в верхней — соссюритизированных, реже ортоклазовых габбро. Реликты первичных минералов представлены железистым оливином (18—26 % Fa), титаноавгитом, основным плагиоклазом, керсутитом и акцессорными высокотитанистыми минералами (титанохромит, титаномагнетит, ильменит).

Породы габбро-верлитовой формации характеризуются высоким содержанием суммарного железа (15—18 мас.%) и TiO_2 (1.0—4.5 мас.%), а также повышенным содержанием Ni, Cu, Cr и летучих (P_2O_5, S). Они проявляют генетическое родство с ферропикритовыми вулканитами, о чем свидетельствуют близкий состав зон закалок, одинаковый парагенезис породообразующих и акцессорных минералов, имеющих ярко выраженную титановую специфику и однотипный характер дифференциации и

кристаллизации, приводящий к накоплению щелочей. Значительное сходство проявляется и по спектрам редких земель, и их обогащению легкой фракцией (рис. 1.30). Комагматичность доказывается также на основании результатов изучения изотопных Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Re-Os систем (Смолькин и др., 1993; Walker et al., 1997).

Внедрение интрузий было многократным, в течение нескольких импульсов, которые, по-видимому, следовали вслед за каждой стадией массового извержения ферропикритов при формировании матерской свиты. При этом от более ранних интрузий к более поздним происходило увеличение рудоносности. Кристаллизация расплава в интрузивных камерах происходила при большей степени окисленности, чем в вулканических потоках, что зафиксировано в эволюции состава окисных минералов.

В пределах северного борта и архейского обрамления Печенгско-Варзугского пояса широко развиты дайковые комплексы, генетически родственные габбро-верлитовым интрузиям. Максимальное их количество сосредоточено севернее ст. Луостари, они также встречаются в Серварангер, Верхнетуломском, Оленегорско-Мончегорском и Апатитском районах (Магматизм..., 1995). Севернее ст. Луостари, в районе озер Нясюкка и Хейнаярви, известны более 40 тел различной мощности (от 30 до 140 м), которые образуют три системы сближенных, субпараллельных тел, прослеженных на расстоянии 40 км в северо-западном направлении. Центральная система сложена керсутитовыми плагиоперидотитами, западная и восточная — оливиновыми габбро. Дайки имеют интрузивные взаимоотношения с вмещающими породами архейского комплекса. Для всех дайковых пород характерным является повышенное содержание TiO_2 и суммарного железа, а также одинаковый парагенезис: оливин (25—40 % Fa), титанавгит, реже ортопироксен, керсутит, плагиоклаз, титаномагнетит и ильменит; это сближает их как с интрузивными (габбро-верлиты), так и вулканогенными (ферропикриты) породами. Помимо этого, восточнее ст. Луостари развиты маломощные дайки мелкозернистых ферропикритов, которые пространственно ассоциируют с дайками метаморфизованных долеритов.

Основная причина различного состава даек кроется в процессах глубинной дифференциации в промежуточных очагах, которая была различной в разных частях пояса — максимальной в Северо-Печенгском, меньшей — в Оленегорско-Мончегорском и Апатитском районах. Время формирования даек нясюккского комплекса оценивается Sm-Nd методом в 1956 ±

± 20 млн лет (табл. 1.10), что подтверждает синхронное их формирование с рудоносными габбро-верлитовыми интрузиями.

Анализируя совместно магматические образования, производные толеит-базальтовой и ферропикритовой магм, мы можем констатировать, что они генерировались в разноглубинных очагах, использовали при подъеме одни и те же или сближенные каналы и внедрялись как в породы раннекарельского комплекса, так и в породы архейского фундамента. Их формирование может быть связано с подъемом мантийного плюма, первоначальным выплавлением преимущественно малоглубинных базальтовых магм и последующей генерацией более глубинных ферропикритовых магм, на смену которым вновь формировались базальтовые магмы. Появление данных образований безусловно фиксирует этап максимального растяжения прогибов и образование мощных тектонических зон.

Серия субщелочных габбро-нефелиновых сиенитов сформировалась уже вне Печенгско-Варзугского пояса, в пределах Центральнокольского поднятия. Она представлена плутоном Гремяха-Вырмес, который располагается юго-западнее структуры Кеулик-Киниримм. Плутон прорывает архейские гранито-гнейсы, а его размещение контролировалось глубинным разломом, который разделяет Кольский и Беломорский блоки. Плутон занимает площадь около 100 км^2 и имеет сложное строение, обусловленное последовательным внедрением субщелочных базитовых, нефелин-сиенитовых и щелочно-гранитовых магм, а также образованием щелочных метасоматитов (Магматические..., 1985). По данным А. А. Полканова и др. (1967), плутон сложен тремя разновозрастными комплексами (фазами): перидотит-пироксенит-габбро-пуласкитов, слагающих субмеридиональное трещинное тело; мельтейгит-йолит-уртит-нефелиновых сиенитов, развитых в центральной части плутона; щелочных гранитов — нордмакитов, располагающихся на севере и северо-западе. В настоящее время установлено, что первый комплекс является неоднородным и может быть разделен на четыре последовательно сформированных подкомплекса: анортозит-диоритовый, троктолит-габбровый, верлит-диоритовый и монцонит-клинопироксенитовый (Вурсий и др., 2000). В его составе обнаружен дополнительно комплекс карбонатитов (Саватенков и др., 1999).

Базит-ультрабазиты обнаруживают хорошо выраженную первичную расслоенность, трахитоидность и линейность, обладают типичной кумулятивной структурой. Состав оливина в них колеблется от 15—20 в оливинитах до 30—32 % Fa в оливиновых пироксенитах; клинопироксен представлен авгитом и высоко-

железистым титаноавгитом, с ними ассоциируют титаномагнетит, апатит, керсутит и высокожелезистый (75—90 % Fa) оливин. Для базит-ультрабазитов характерны: аномально высокое содержание суммарного железа (30—50 мас.%), повышенное и высокое — TiO_2 (1—7 мас.%) и P_2O_5 (0.3—3.0 мас.% и более), а для анортозитов — высокое Al_2O_3. По мере перехода к щелочным породам нарастает содержание щелочей и глинозема, а также Nb, Zr и редких земель.

Формирование плутона происходило длительное время, в том числе базит-ультрабазитов и карбонатитов — в пределах 1973—1945 (1923) млн лет (табл. 1.10), что соответствует границе людиковия и калевия. Установленные для базит-ультрабазитов (Саватенков и др., 1999) пониженные первичные отношения ε_{Nd} (+0.8) и повышенные модельные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7036) свидетельствуют об аномальном мантийном источнике. В то же время значительные колебания отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в различных породах, карбонатах и апатитах связаны как со значительной эволюцией мантийного источника, так и с наложенными процессами метасоматических преобразований.

В пределах западной части Имандра-Варзугской структуры расположен линзовидный массив Соустова, сложенный анальцимовыми и нефелин-анальцимовыми сиенитами, а также жильной фацией сиенит-порфиров, сиенит-пегматитов и нордмакитов. Возраст пород (Rb-Sr) оценивается в 1900 млн лет (Батиева и др., 1983), что подтверждено современными U-Pb данными, т. е. они являются более молодыми по сравнению с базит-ультрабазитами Гремяха-Вырмес, и поэтому Соустовский массив должен быть отнесен к позднему (орогенному) этапу. По петрохимическим и изотопным особенностям интрузивные породы хорошо сопоставляются с близлежащими щелочными и субщелочными вулканитами верхней части разреза Имандра-Варзугской зоны, что свидетельствует об их генетическом родстве.

Гранитоидные комплексы, различные по составу, но близкие по возрасту, формировались в южных частях Печенгско-Варзугского пояса в каскельяврский комплекс, который первоначально относился к архейской диорит-плагиогранитной формации (Магматические..., 1985). К настоящему времени их возрастное положение пересмотрено (Радченко и др., 1994; Геологическая..., 1996).

Каскельяврский комплекс представлен купольными бескорневыми массивами, залегающими на границе Южно-Печенгской зоны и его архейского обрамления (Магматические..., 1985; Ветрин, 1988). Наиболее крупными из них являются Шуонияв-

ский, Маунъяврский и Каскельъяврский, которые совместно с более мелкими куполами (Руосель, Маунявр и др.) занимают площадь более 400 км^2. Внутреннее строение куполов определяется системой пологих надвигов, а также субвертикальными нарушениями, разделяющими их на более мелкие блоки. Современная структура куполов и межкупольных пространств в значительной степени сложилась, как следует из анализа имеющихся геофизических данных (Сейсмологическая..., 1997), в результате латерального перемещения в северо-восточном направлении тектонического блока-пластины, сложенного породами архейского комплекса, из центральной части Кольского блока. Эта пластина была надвинута на купола уже после формирования гранитоидов лицко-арагубского комплекса. При этом Каскельъяврский и Маунъяврский купола были деформированы значительно интенсивнее по сравнению с Шуонияврским.

Купола сложены породами разных интрузивных фаз: кварцевыми диоритами и диоритами первой фазы (преимущественно Каскельъяврский и Маунъяврский массивы) и плагиогранитами второй фазы (Шуонияврский массив; Ветрин, 1988). В краевой части Каскельъяврского купола располагается зона мигматизации мощностью от нескольких сотен метров до 2 км. Жильная фация представлена пластовыми телами плагиогранитов и гранодиоритов, которые секут как породы самого массива, так и сланцеватые амфиболиты. Породы Каскельъяврского и Шуонинского куполов обогащены легкими редкими землями, но значительно меньше, чем более молодые гранитоиды лицко-арагубского комплекса (рис. 1.32).

Формирование гранитоидов Шуонияврского массива произошло, по данным U-Pb анализа, 1939 ± 7 млн лет тому назад, а их преобразование с частичным раскрытием изотопных систем — 1735 ± 24 млн лет, что совпадает с основным пиком свекофеннского метаморфизма (табл. 1.10). Эти данные свидетельствуют о синхронности процессов гранитообразования в архейском фундаменте, в южном борту Печенгско-Варзугского пояса и интенсивного мантийного магматизма в его осевой части.

Завершая характеристику позднерифтогенного этапа, необходимо отметить, что, несмотря на большой набор магматических формаций, различный их состав и происхождение, намечается четко выраженная закономерность: на ранней стадии формировались мантийные магмы нормальной или повышенной щелочности, на поздней — магмы смешанного происхождения повышенной и высокой щелочности, а также гранитоидные и щелочно-гранитоидные магмы. Основными причинами

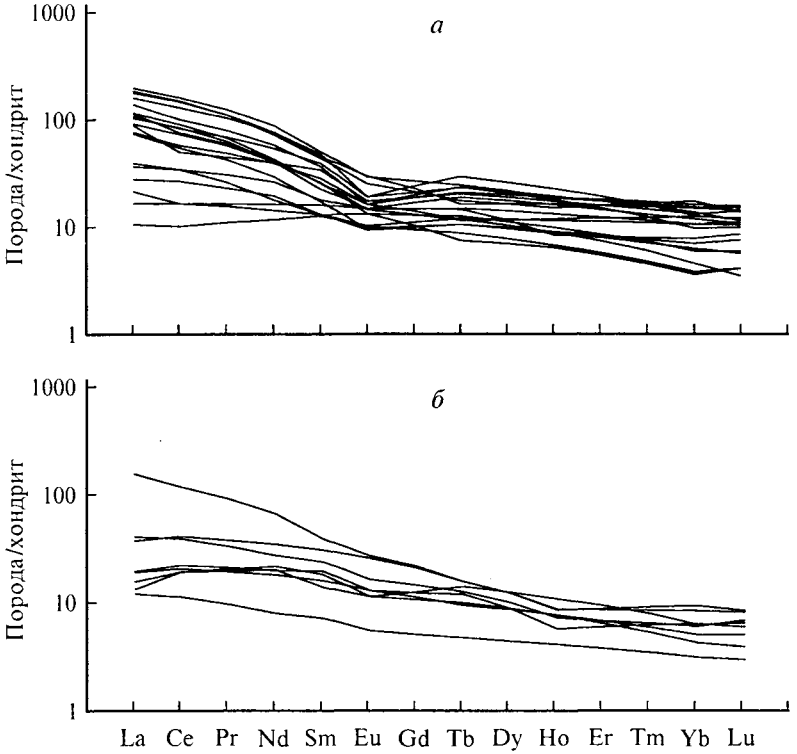


Рис. 1.32. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, для метавулканитов пикрит-базальт-андезитовой формации и порьиташского субвулканического комплекса.

а — каллинская свита, *б* — кассейокская толща.

этого, по-видимому, являются: увеличение мощности коры, уменьшение ее проницаемости и задержка флюидов в пределах верхних горизонтов.

Коллизионный этап

В позднекарельское время, или на орогенном этапе, синхронно с процесами свекофеннской орогении в центральной части Балтийского щита произошло значительное изменение набора формаций при усилении роли пород среднего и кислого состава, связанной со сменой режима преимущественного растяжения режимом сжатия. В этот этап формировались вулканогенные комплексы пикрит-базальт-андезитовой и андезит-дацит-риолитовой формаций, интрузивные комплексы грано-

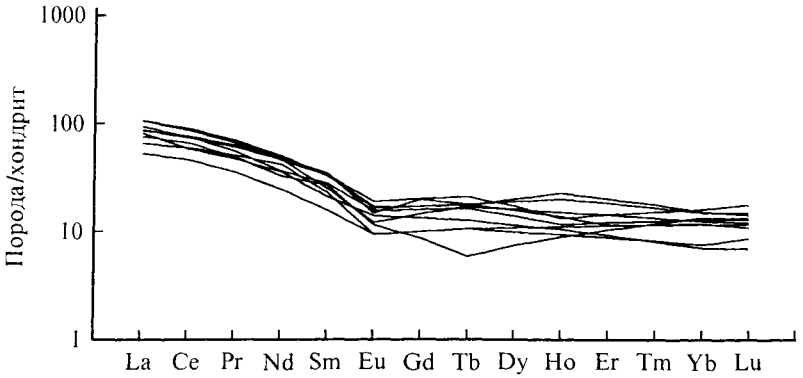


Рис. 1.33. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, для метавулканитов андезит-дацит-риолитовой формации (порьиташский комплекс).

диорит-гранитов и лейкогранитов, а также отдельные интрузии анальцимовых сиенитов.

Пикрит-базальт-андезитовая и *андезит-дацит-риолитовая серии.* Наиболее полно данные серии представлены в северо-западной части пояса (Северо-Печенгская и Северо-Пасвикская зоны) и в редуцированном виде в пределах центрального блока Имандра-Варзугской структуры. Они относятся к двум петрохимическим сериям — толеит-базальтовой и известково-щелочной, каждая из которых имеет антидромную направленность эволюции состава пород (Магматизм..., 1995; Smolkin et al., 1995). Более ранняя, толеит-базальтовая, серия включает в себя метавулканиты ансемйокской и лангванетской серий, из которых наиболее железистыми образованиями являются базальты брагинской свиты, а наиболее магнезиальными — пикриты меннельской толщи. Более поздняя, известково-щелочная, серия помимо андезитов, дацитов и риолитов включает в себя высокомагнезиальные андезиты и андезито-базальты. Синхронно с ней формировались экструзивные тела порьиташского комплекса.

Распределение редких земель в различных вулканогенных и пространственно совмещенных с ними экструзивных (Порьиташ) породах имеет разный характер (рис. 1.32, 1.33). Для вулканитов пикрит-базальт-андезитовой формации установлено три типа спектров: а) с плоским или нормальным распределением (базальты), б) с обогащением легкой фракцией (андезиты) и в) промежуточными значениями (пикриты), что может быть обусловлено существованием трех независисых источников.

Для вулканитов андезит-дацит-риолитовой формации характерным является существенный разброс спектров с тенденцией большего обогащения легкими редкими землями риолитов по отношению к андезитам. При этом часть вулканитов обнаруживают четко выраженную отрицательную Eu-аномалию, связанную с обеднением источника плагиоклазом. Аналогичный характер спектров имеют экструзивные породы, что подтверждает их генетическое родство с вулканитами средне-кислого состава. Анализ петрохимических особенностей и распределения редких земель в рассматриваемых породах позволяет прийти к выводу о многообразии источников магматических расплавов, часть из которых представляли собой, по-видимому, продукты плавления гранито-гнейсового фундамента. Об этом свидетельствует повышенное в дацитах и риолитах первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7043$ (Магматизм..., 1995; Балашов, 1996).

Гранитоидные серии. На орогенном этапе серии формировались в пределах глубинных разломов, имеющих северо-восточное, диагональное направление по отношению к простиранию пояса. Они представлены лицко-арагубским, юовоайвским, вайноспаа и стрельнинским комплексами; первые три относятся к формации гранодиоритов-гранитов или субщелочных гранитов, а последний — к формации лейкогранитов (Магматические..., 1985; Эндогенные..., 1991; Магматизм..., 1993). Комплекс Вайноспаа разделяет структуры Пасвик и Полмак; интрузии лицко-арагубского комплекса отделяют Печенгскую структуру от Центральнокольского поднятия, на их юго-западном продолжении находятся субвулканические Юовоайвский и Ивааpский массивы, расположенные уже в пределах Лапландского гранулитового пояса (рис. 1.24).

Массивы формации гранодиорит-гранитов, имеющие преимущественно многофазное строение (до пяти фаз), формировались в условиях различных фаций глубинности — от гипабиссальной до субвулканической (Магматические..., 1985). Их внедрение, по данным изучения Портлубольского массива, имеет возраст 1762 ± 9 млн лет (табл. 1.10). Аналогичные по составу граниты жильного типа формировались в фундаменте Печенгской структуры 1766 ± 3 млн лет тому назад (табл. 1.10).

Форма массивов на современной дневной поверхности во многом определяется степенью их эродированности, которая уменьшается при движении с северо-востока на юго-запад. Для наиболее эродированных массивов характерным является дайкообразная, плитчатая форма, для менее эродированных — гарполитовая и лополитообразная. На контакте массивов наблюдается интенсивное преобразование вмещающих пород

с образованием послойных и теневых мигматитов и зон порфиробластеза.

По химическому составу гранитоиды относятся к типу калиевых серий. Среди них четко выделяются две группы: 1) кварцевые монцодиориты, граносиениты и лампрофиры, слагающие начальные и заключительные интрузивные фазы; 2) гранодиориты, лейкограниты, аляскиты и аплиты средних фаз (Эндогенные..., 1991). Они хорошо различаются и по первичному отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$ в акцессорных апатитах: 0.702—0.704 — в монцодиоритах I и граносиенитах V фаз; 0.706—0.709 — в гранитах II—III фаз; 0.712—0.715 — в лейкогранитах дополнительных фаз. Гранитоиды обнаруживают сильное обогащение легкими редкими землями (рис. 1.31), что является типичным для пород с повышенной щелочностью. Петрологические и изотопные данные послужили А. Н. Виноградову и коллегам (Эндогенные..., 1991) основанием предположить, что гранитоиды первой группы возникли в результате внедрения мантийных расплавов повышенной основности латитового типа, а гранитоиды второй группы представляют собой дифференциаты вторичного внутрикорового очага кислых анатектических расплавов известково-щелочного типа.

Формация лейкократовых гранитов представлена крупным (250 км^2) Стрельнинским массивом, приуроченным к глубинному разлому, разделяющему центральный и восточный сегменты Имандра-Варзугской структуры (Магматические..., 1985). Массив представляет собой апикальную часть трещинной гарполитообразной интрузии и сложен преимущественно порфировидными плагиомикроклиновыми гранитами. На контакте вмещающие гнейсы инъецированы многочисленными жилами гранит-аплитов и слюдоносных пегматитов. Становление массива происходило, по данным В. Р. Ветрина (Эндогенные..., 1991), на глубине 5—7 км с незначительными перемещениями расплава от очагов генерации, имеющих палингенный характер. Возраст его формирования оценивается на основании изучения колумбита из пегматита в 1790 млн лет (Пушкарев, 1990).

Таким образом, завершение орогенного этапа характеризуется подъемом по глубинным разломам мантийных расплавов латитовой серии, возбуждением в коре вторичных палингенных расплавов и формированием многофазных гранитоидных комплексов.

ГЛАВА 2

ЛАПЛАНДСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ ПОЯС И КОМПЛЕМЕНТАРНЫЕ СТРУКТУРЫ

Лапландский гранулитовый пояс (ЛГП) является классическим примером структур подобного рода (Eskola, 1952). Ведущая роль в его формировании значительных горизонтальных движений давно была очевидной (Полканов, 1939; Sahlstein, 1932; Gaertner, 1962), и именно он стал структурой, изучение которой инициировало развитие плейт-тектонических моделей для раннего докембрия севера Балтийского щита (Приятkина, Шарков, 1979; Barbey et al., 1984; Marker, 1985). Основная часть ЛГП расположена в Финской Лапландии, откуда он простирается к северо-западу в Норвегию и погружается под скандинавские каледониды, и к востоку — на российскую территорию, где он быстро выклинивается в районе Туадаш и Сальных тундр (рис. 2.1). В целом ЛГП представляет собой клиновидную дугообразную пластину, ⟝ которая вместе с подстилающим поясом Танаэлв надвинута к югу на раннепротерозойский Центральнолапландский зеленокаменный пояс и позднеархейские гранито-гнейсы Беломорского пояса. Этот гигантский тектонический покров почти повсеместно перекрыт взброшенными как позднеархейскими, так и раннепротерозойскими образованиями блока Инари, в целом полого падает к северо-востоку, полностью выклиниваясь на глубине около 15 км (Gaál et al., 1989; Marker et al., 1990; Буянов и др., 1996; Глебовицкий, 1996). Далее к юго-востоку аналогичные гранулиты обнажаются только на Кандалакшском берегу Белого моря, где они обычно объединяются в юго-восточную ветвь ЛГП.

Ярко выраженный шовный характер ЛГП позволил выделить его в качестве основы региональной линейной тектонической структуры северо-западного в целом простирания, разделяющей Кольский и Беломорский мегаблоки континентальной земной коры и названной Лапландским, или Главным Беломорским

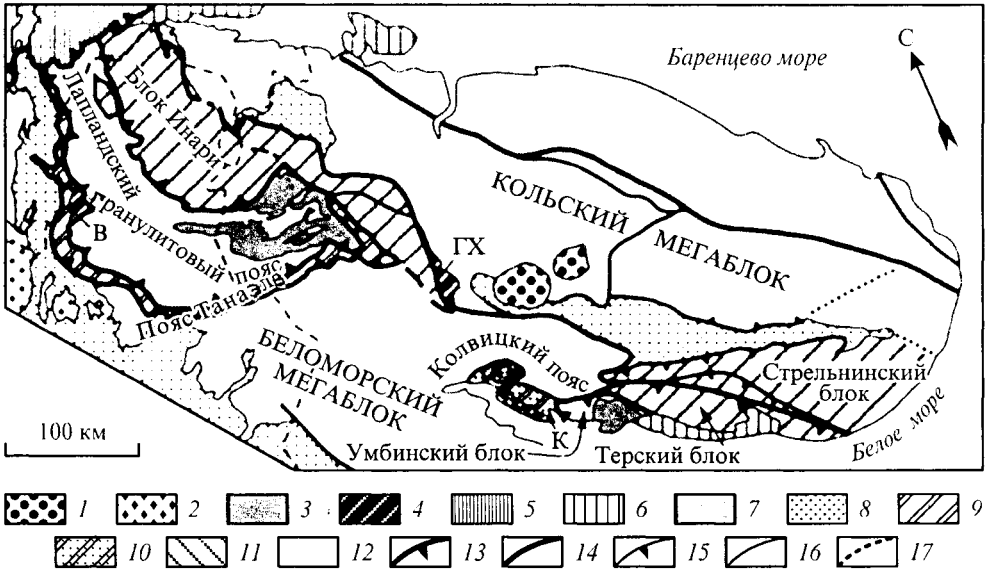


Рис. 2.1. Схема строения ядра Лапландско-Кольского орогена. Составлена по (Геологическая карта..., 1996; Балаганский и др., 1998а; Любавин и др., 1999; Geological Map..., 1987; Daly et al., 2001).

1 — нефелиновые сиениты, 0.36—0.38 млрд лет; *2* — гранитоиды, 1.75—1.90 млрд лет; *3* — островодужные эндербиты, 1.91—1.94 млрд лет; *4* — анортозиты (массивы: В — Васкойоки, ~1.9 млрд лет; ГХ и К — Главного хребта и Колвицкий, 2.45—2.46 млрд лет); *5* — каледониды; *6* — рифей; *7* — метаосадочные гранулиты, ~2.0 млрд лет (тектонические пакеты островодужных формаций); *8* — рифтогенные супракрустальные комплексы, 1.8—2.5 млрд лет; *9* — коллизионная смесь мафических вулкано-плутонических комплексов, 1.9—2.1 и 2.4—2.5 млрд лет, и гранито-гнейсов, ~2.7 млрд лет; *10* — мафический вулкано-плутонический комплекс, 2.4—2.5 млрд лет, с тектоническими пластинами гранито-гнейсов, ~2.7 млрд лет; *11* — гранито-гнейсы и супракрустальные толщи, 2.6—2.9 млрд лет, с тектоническими пластинами островодужных образований, 1.9—2.0 млрд лет; *12* — гранито-гнейсы и супракрустальные толщи, 2.6—2.9 млрд лет; *13* — надвиги как компоненты коллизионного шва, ~1.9 млрд лет; *14* — главные разломы; *15* — второстепенные надвиги, ~1.9 млрд лет; *16* — второстепенные разломы; *17* — предполагаемые границы между блоками.

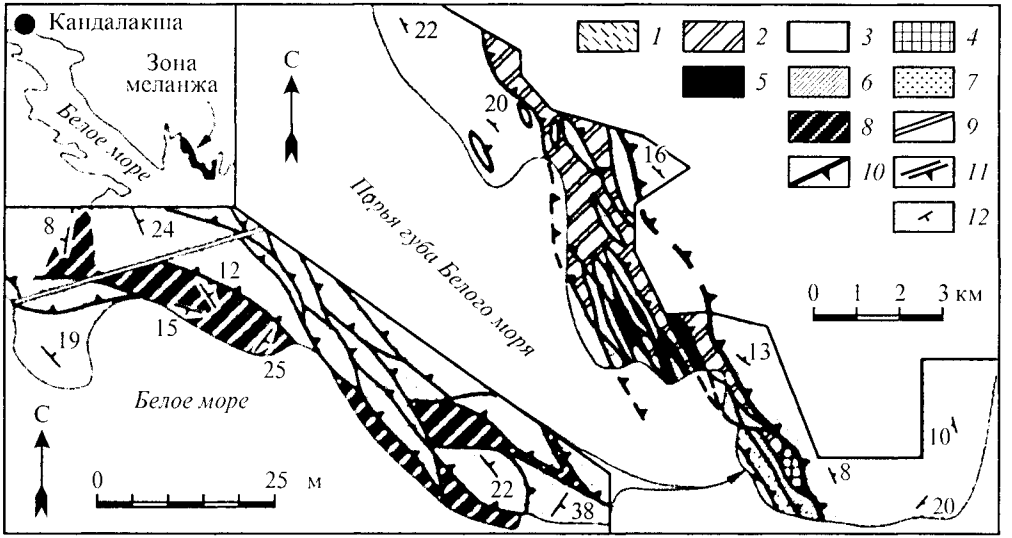


Рис. 2.2. Строение меланжа, состоящего из линз и пластин умбинских метаосадочных гранулитов и колвицких ортогранулитов, тектонически совмещенных в условиях высокобарической гранулитовой фации; размеры линз варьируют от первых метров до километров.

1 – умбинские глиноземистые гнейсы и кислые гранулиты (кондалиты); колвицкие кристаллические сланцы: *2* – пироксеновые лейкократовые и мезократовые, *3* – пироксеновые преимущественно меланократовые, *4* – гранат-пироксеновые, *5* – пироксеновые лейкократовые и меланократовые в чередовании с кондалитами, *6* – пироксеновые меланократовые в чередовании с кондалитами, *7* – пироксеновые лейкократовые с тонкими прослоями пироксеновых меланократовых, *8* – пироксен-амфиболовые меланократовые; *9* – пегматитовая жила; надвиги (зоны рассланцевания в условиях высокобарической гранулитовой фации): *10* – главные, *11* – второстепенные; *12* – сланцеватость и бластомилонитовая полосчатость.

швом (Глебовицкий и др., 1978). Такой характер ЛГП связан с его природой, т. е. с тем, что он как комплекс гранулитов, включающий высокобарические разновидности, возник около 1.9 млрд лет назад при коллизии мегаблоков и маркирует положение коллизионного шва (Прияткина, 1979; Глебовицкий, 1993, 1996; Barbey et al., 1984; Hjelt et al., 1996; Daly et al., 2001). Дальнейшие работы показали, что Главный Беломорский шов представляет собой сложную структуру, в состав которой в качестве самостоятельных тектонических единиц входят собственно ЛГП, пояса Танаэлв и Колвицкий, Умбинский и Терский блоки (Balagansky, Daly, 2000), а также частично блок Инари и Стрельнинский (рис. 2.1), слагающие ядро раннепротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена (Hjelt et al., 1996). Все эти структуры тектонически совмещены друг с другом, тем не менее между ними и ЛГП существуют причинно-следственные связи, что и обусловливает необходимость совместного их описания. ЛГП и пояс Танаэлв находятся в тесной ассоциации друг с другом, представляя две параллельные пластины и существенно отличаясь друг от друга составом, а возможно, и возрастом.

ЛАПЛАНДСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ ПОЯС И ПОЯС ТАНАЭЛВ

В Финской Лапландии (Meriläinen, 1976) к породам ЛГП относятся гранат-кварц-полевошпатовые гранулиты, нередко с силлиманитом и кордиеритом, а также силлиманит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы (последние иногда с гиперстеном), называемые ниже соответственно кислыми гранулитами и глиноземистыми гнейсами, или кондалитами. Изверженные породы являются подчиненными (22 % от всего объема ЛГП, Korja et al., 1996), варьируют по составу от гиперстеновых плагиогнейсов до двупироксеновых кристаллических сланцев и слагают изолированные пластообразные тела. Кислые гранулиты и глиноземистые гнейсы подстилаются основными гранулитами, а ниже — амфиболитами и другими породами самостоятельного пояса Танаэлв (Barbey et al., 1984; Marker, 1985), который ранее был описан как юго-западная краевая зона гранулитового комплекса (Meriläinen, 1976) или как переходная зона между сланцевым поясом Западного Инари и гранулитовым комплексом (Hörmann et al., 1980). Граница между поясом Танаэлв и ЛГП устанавливается по резкой смене состава

пород (Marker, 1985, 1988) и условий метаморфизма. Общий объем пояса Танаэлв существенно мал по сравнению с ЛГП. Такое понимание ЛГП разделяют практически все зарубежные геологи (Hörmann et al., 1980; Simonen, 1980; Barbey et al., 1984; Gaál et al., 1989; Barbey, Raith, 1990; Korja et al., 1996).

К востоку объем кондалитов быстро сокращается вплоть до их выклинивания в районе Сальных тундр, а основных и средних гранулитов (кристаллических сланцев) становится больше. Вблизи границы основных и средних гранулитов и нижележащих базитов и супракрустальных пород концентрируются габбро-анортозиты. Количество всех этих пород значительно увеличивается на территории Русской Лапландии (Володин, Полферов, 1958; Геологическая карта..., 1996). При этом кислые гранулиты и глиноземистые гнейсы, развитые в районах рек Яурийоки и Лотта, получили известность как породы яурийокской толщи (Беляев, 1971) и как лоттинские гранулиты, которые отличаются от более юго-западных гранулитов меньшей глубинностью (Прияткина, Шарков, 1979). Вследствие близости их метаморфизма и пространственной связи все они вначале условно (Володин, Полферов, 1958), а затем безоговорочно были объединены в единый гранулитовый комплекс, разрез которого начинается с амфиболитов и основных гранулитов и венчается глиноземистыми гнейсами и кислыми гранулитами (Беляев, 1971). Включение в состав ЛГП всех гранулитов без исключения нашло широкую поддержку (Прияткина, Шарков, 1979; Виноградов и др., 1980; Крылова, 1983; Терехов и др., 1989; Козлов и др., 1990; Минц и др., 1996; Нерович, 1999; Mitrofanov et al., 1995). Строению района Сальных и Туадаш тундр очень близко строение Колвицкого пояса, амфиболиты, габбро-анортозиты которого развиты вдоль Кандалакшского берега Белого моря, перекрываются сначала основными гранулитами, а затем — глиноземистыми гнейсами и кислыми гранулитами Умбинского блока, идентичными таковым ЛГП, и вместе с ними рассматриваются в качестве изолированной юго-восточной ветви ЛГП (Беляев, 1971; Богданова, Ефимов, 1976, 1980; Прияткина, Шарков, 1979; Виноградов и др., 1980; Крылова, 1983; Терехов и др., 1989; Козлов и др., 1990).

В настоящее время многие российские геологи полагают, что ЛГП сложен всеми без исключения гранулитами Лапландии и побережья Белого моря, подстилающими их амфиболитами и перекрывающими кондалитами, а доминирующий тип пород представляют основные и средние гранулиты, а также анортозиты (Беляев, 1971; Крылова, 1983; Терехов и др., 1989; Козлов и др., 1990; Козлов, 1995; Минц и др., 1996; Виноградов

и др., 1997; Нерович, 1999; Mitrofanov et al., 1995; Sharkov, Smolkin, 1997).

Пояс Танаэлв подстилает ЛГП и вместе с ним полого падает в северных румбах, выполаживаясь, по геофизическим данным, с глубиной (Буянов и др., 1996; Gaál et al., 1989). Верхняя его граница устанавливается по резкой смене основных ортопород кондалитами почти на всем протяжении ЛГП и средними ортогранулитами в районе Туадаш и Сальных тундр. На западе пояс Танаэлв подстилается породами зеленокаменного пояса Карасйок, далее к востоку, вплоть до его совместного с ЛГП выклинивания, обрамляется позднеархейскими гранито-гнейсами, а в крайней северо-восточной части граничит с аналогичными гранито-гнейсами Нотозерского блока (рис. 2.1). Пояс Танаэлв состоит из тектонических пластин и линз, которые сложены породами разного возраста, возникшими в разных обстановках, и образуют меланж (Глебовицкий, 1993; Минц и др., 1996; Gaál et al., 1989; Marker et al., 1999). Особенностями пояса являются нарастание степени метаморфизма от амфиболитовой фации к гранулитовой в подошве гранулитового покрова (Прияткина, Шарков, 1979; Виноградов и др., 1980; Минц и др., 1996; Marker, 1985, Gaál et al., 1989; Barbey, Raith, 1990) и крайне высокая степень его тектонизации (Прияткина, Шарков, 1979; Виноградов и др., 1980; Минц и др., 1996; Marker, 1985; Gaál et al., 1989; Marker et al., 1999).

Вещественный состав

Кондалитовый комплекс подробно рассмотрен многими исследователями (Володин, Полферов, 1958; Беляев, 1971; Козлов и др., 1990; Бибикова и др., 1993; Meriläinen, 1976; Hörmann et al., 1980; Barbey et al., 1984; Barbey, Raith, 1990). Для глиноземистых гнейсов характерными являются силлиманит, кордиерит, гранат, биотит, плагиоклаз, калишпат (включая пертитовые разности) и кварц, которые могут быть главными (>5 %), второстепенными (от 1 до 5 %) и акцессорными (<1 %), причем перечисленные темноцветные минералы, за исключением граната, иногда отсутствуют. По составу и текстурным особенностям они разделяются на глиноземистые гнейсы и кислые гранулиты (или глиноземистые сланцы и кварц-гранат-полевошпатовые кристаллические сланцы), чередующиеся в виде слоев мощностью от первых сантиметров до первых десятков сантиметров, но нередко слагают и более мощные пласты. Часто они связаны друг с другом постепенными переходами. Для всех этих

пород характерна мигматизация, степень которой нарастает в северном направлении, вплоть до сплошного развития на отдельных участках северо-восточной краевой зоны ЛГП анатектических гранитоидов (Козлов, Козлова, 1998; Hörmann et al., 1980; Marker, 1985; Gaál et al., 1989).

Глиноземистые гнейсы включают гранат-кордиеритовые, гранат-кордиерит-биотитовые, силлиманит-гранат-кордиеритовые, силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовые и гранат-биотитовые разности при суммарном содержании калишпата, плагиоклаза (An 25—35 %) и кварца не менее 60 %. Акцессории представлены ильменитом, графитом, пирротином, пиритом, рутилом, монацитом, цирконом, апатитом и шпинелью; отмечены андалузит (Meriläinen, 1976) и кианит (Barbey, Raith, 1990).

Спецификой гнейсов являются реликты полосчатости, обусловленной чередованием тонких темных слойков, обогащенных биотитом и силлиманитом, а также светлых кварц-полевошпатовых, в которых сконцентрирован гранат в виде порфиробластов (Meriläinen, 1976). Полосчатость асимметрична в направлении, перпендикулярном полосчатости. Такая асимметричная полосчатость подобна градационной слоистости во флишевых толщах и свидетельствует в пользу первично-осадочной породы гнейсов.

В гнейсах изредка присутствуют слойки *карбонатсодержащих пород*, состоящие из кварца (50—60 %), карбоната (20—40 %), клиноцоизита, тремолита, с примесью граната, хлорита, талька, скаполита и графита. В сочетании с другими такими же слойками, но с меньшим содержанием карбоната образуется группа *известково-карбонатных пород*, для которых наиболее вероятна первично-осадочная природа. Среди кондалитов встречаются пластообразные тела *пироксеновых гнейсов** мощностью до нескольких метров, состоящих из плагиоклаза (An 40—70 %), ортопироксена, кварца и биотита; гранат не характерен. Изредка эти гнейсы связаны с амфиболовыми гнейсами постепенными переходами. Местами развиты *кварц-полевошпатовые* и *биотитовые гнейсы*; среди них редко встречаются *кварциты* мощностью до 100 м, в которых в единичных случаях описаны текстуры, идентичные косой слоистости (Meriläinen, 1976).

Кислые гранулиты сложены кварцем, калишпатом, плагиоклазом и гранатом, а силлиманит, кордиерит и биотит выступают как акцессории или отсутствуют. В зарубежной литературе эти породы описываются как гранатовые гнейсы, а иногда как

---

* На российской территории такие породы называются кристаллическими сланцами среднего состава.

лептиниты. Кислые гранулиты обычно характеризуются массивной или неясно сланцеватой текстурой и имеют мелко-, средне- или крупнозернистое сложение. В зависимости от соотношений между калишпатом, плагиоклазом и кварцем выделяют гранат-калиполевошпатовые, гранат-полевошпатовые и гранат-кварцевые разности. Акцессории представлены рутилом и цирконом, причем цирконий в разностях с содержанием $SiO_2 > 80$ % варьирует в количестве от 207 до 427 ppm, что отражает накопление детритового циркона преимущественно в песчанистых, а не в глинистых породах (Barbey, Raith, 1990).

Часть кислых гранулитов представлена грубозернистыми массивными породами, залегающими среди кондалитов в виде полос и обособлений, часто с четкими секущими контактами, содержащими шлиры и линзочки, сложенные силлиманитом, гранатом и биотитом. Таким образом, они являются *гранатсодержащими гранитоидами*, которые были выплавлены из вмещающих их кондалитов, что подтверждается геохимическими данными (Козлов, Козлова, 1998; Вревский и др., 2000).

Химический состав *мигматитов* по кондалитам предполагает их сходство с составом исходных пород, что исключает удаление значительной части гранитных выплавок из мест плавления (Barbey, Raith, 1990). Таким образом, глиноземистые гнейсы не являются реститами после мигматизации in situ, а гранатсодержащие гранитоиды возникли за счет переплавления кондалитов близкого химического состава. Этот вывод подтвержден геохимическим изучением гранатовых плагиогранитов, возникших при диатексисе вмещающих их кислых гранулитов (Козлов, Козлова, 1998; Вревский и др., 2000).

Чарнокитовый комплекс объединяет пироксен-плагиоклазовые породы среднего и основного состава при существенном преобладании первых и резко подчиненные им ультраосновные породы (Meriläinen, 1976; Hörmann et al., 1980; Barbey et al., 1984, 1986; Barbey, Raith, 1990). Средние породы сначала были описаны как кварцевые диориты с ортопироксеном, но сейчас классифицируются как эндербиты. По характеру залегания они четко делятся на две группы. Первая группа малочисленна и включает небольшие линзообразные или пластообразные тела предположительно вулканогенного генезиса, а вторая — более мощные (шириной до 2 км) и протяженные тела (первые десятки километров), нередко с секущими контактами, реликтами магматических структур и текстур, т. е. объединяет плутонические породы.

Метаультрабазиты содержат менее 10 % плагиоклаза и представлены оливин-шпинель-флогопитовыми, клинопироксен-

амфибол-флогопитовыми, гранатовыми, оливин-амфиболовыми и клинопироксен-биотит-амфиболовыми ортопироксенитами. *Метанориты* сложены ортопироксеном и плагиоклазом (An 45—65 %); присутствуют клинопироксен, амфибол и биотит. В *эндербитах* в качестве главных минералов кроме ортопироксена и плагиоклаза (40—50 % An) могут выступать гранат, калишпат, амфибол и биотит. *Чарноэндербиты* представляют собой разности с содержанием калишпата более 5 %. *Высокомагнезиальные эндербиты* отличаются повышенным количеством плагиоклаза с высокой основностью (80 % An). Метанориты и эндербиты считаются синметаморфическими, но среди них может быть и небольшая доля метавулканитов или дометаморфических интрузивов.

Главным типом супракрустальных пород пояса Танаэлв (Meriläinen, 1976; Barbey et al., 1984; Marker, 1985) являются амфиболиты, представленные гранат- и клинопироксенсодержащими разностями; менее развиты амфиболовые, биотитовые и кварц-полевошпатовые гнейсы, иногда с гранатом, клино- и ортопироксеном. Вверх по разрезу амфиболиты переходят в основные гранулиты, сложенные плагиоклазом, орто- и клинопироксеном, нередко с гранатом и амфиболом. Химический состав этих пород свидетельствует о том, что они возникли за счет магматических образований (Meriläinen, 1976; Barbey et al., 1984). Наличие тонкого чередования амфиболитов с прослоями метаосадочных пород, представленных в Финской Лапландии гранатсодержащими кварцитами и известково-силикатными породами (Meriläinen, 1976; Hörmann et al., 1980), а в Русской Лапландии — двуслюдяными гранат-кварц-полевошпатовыми сланцами, кварцитоподобными породами и кальцифирами с реликтами строматолитов и графитом (Ивлиев, 1971), указывает на вулканогенную природу протолитов амфиболитов.

Самым характерным для пояса Танаэлв типом плутонических пород являются габбро-анортозиты, приуроченные к границе с ЛГП; известны также ультрабазиты, габбро, диориты, кварцевые диориты и калиевые граниты (Прияткина, Шарков, 1979; Виноградов и др., 1980; Meriläinen, 1976; Hörmann et al., 1980; Barbey et al., 1984). Габбро-анортозиты распределены неравномерно. В Финляндии известно всего три массива этих пород, но один из них является самым крупным в поясе массивом Васкойоки площадью около 250 км^2 (Meriläinen, 1976). В его составе значительно преобладают анортозиты, в краевых частях развиты габбро-анортозиты и лейкогаббро. Плагиоклаз представлен как реликтами магматических кристаллов, так и метаморфическими зернами (An — 55—70 %; в ядерных частях маг-

матических кристаллов до 90 %). Другим главным минералом является амфибол; среди второстепенных отмечены орто- и клинопироксен, гранат и рудный минерал.

На российской территории от государственной границы до Сальных тундр габбро-анортозиты слагают цепочку пластинообразных тел (Геологическая карта..., 1996), идентичных по составу габбро-анортозитам Финляндии, но отличающихся высокой степенью перекристаллизации и рассланцевания. В результате этого они представляют собой разнообразные плагиоклазовые сланцы (Прияткина, Шарков, 1979; Виноградов и др., 1980). Самые крупные массивы Пыршин и Абварьский, а также массив Вулвара расположены вдоль северо-восточной тектонической границы амфиболитов и ортогранулитов с позднеархейскими гранито-гнейсами Нотозерского блока. Форма массива Вулвара изометричная, а массивы Пыршин и Абварьский, отличаясь крупными размерами, напоминают толстые линзы. В центре массивов Пыршин и Вулвара сохранились массивные породы с магматическими структурами, текстурами и минералами (до 85 % объема породы); остальные их части, а также весь Абварьский массив превращены в лейкократовые пироксеновые кристаллические сланцы (Нерович, 1999). В массиве Пыршин вокруг магматических орто- и клинопироксенов наблюдаются каймы, причем внутренние части кайм обычно сложены орто- и клинопироксеном, а внешние — амфиболом и гранатом.

Выделяются два петрохимических типа габбро-анортозитов: андезинит-лабрадоритовый, представленный только массивом Вулвара, и битовнитит-лабрадоритовый, объединяющий все остальные массивы, среди которых наиболее представителен массив Пыршин (Нерович, 1999). Массив Вулвара отличается от массива Пыршин составом магматического плагиоклаза (соответственно 58—60 и 55—75 % анортитового компонента), более натровым составом нормативного плагиоклаза, характеризуется повышенными содержаниями SiO_2, Ba, Sr, Zr, Rb и Nb, а также щелочей, пониженным количеством CaO и имеет более высокую общую железистость пород. Массив Вулвара является единственным, с которым ассоциируют жилы гранитов и сиенитов. Все эти отличия предполагают разные геодинамические условия образования андезинит-лабрадоритовых и битовнитит-лабрадоритовых габбро-анортозитов, в частности массивов Вулвара и Пыршин.

Остальные плутонические породы обычно слагают линзовидные тела мощностью не более первых десятков метров и протяженностью до нескольких сотен метров (Прияткина, Шар-

ков, 1979; Виноградов и др., 1980; Meriläinen, 1976; Barbey et al., 1984). Более широко они распространены в Русской Лапландии. Ультраосновные породы представлены пироксенитами, перидотитами и горнблендитами. Среди габбро следует отметить оливинсодержащие разности, вплоть до троктолитов (Hörmann et al., 1980). Диориты нередко связаны постепенными переходами как с габбро, так и с кварцевыми диоритами (Meriläinen, 1976). Калиевые граниты в незначительном количестве известны только в Финляндии (Meriläinen, 1976). Они сложены кварцем, плагиоклазом (An — 10 %), решетчатым пертитовым микроклином и содержат примесь граната и амфибола.

Возраст

Согласно изотопным данным, накопление осадочных протолитов кондалитового комплекса ограничено периодом 1.93—2.0 млн лет. Верхним ограничением является возраст гранулитового метаморфизма, который имел место 1.90—1.92 млрд лет назад (Бибикова и др., 1993; Bernard-Griffiths et al., 1984; Huhma, Meriläinen, 1991; Sorjonen-Ward et al., 1994; Huhma, 1996; Tuisku, Huhma, 1998, 1999) одновременно с метаморфизмом пояса Танаэлв (Митрофанов и др., 1993; Нерович, 1999; Каулина, 1999; Каулина и др., 2000; Bernard-Griffiths et al., 1984). Самым древним точным возрастом метаморфического циркона из кондалитов является датировка 1924 ± 2 млн лет (Бибикова и др., 1993), а средний модельный возраст этих пород (Sm-Nd) равен 2.3 млрд лет (Huhma, Meriläinen, 1991; Daly et al., 2001). Так как модельные значения возраста осадочной породы (Sm-Nd) представляют собой усредненную оценку возраста континентальной коры, продуктами разрушения которой сложена эта порода (Фор, 1989; Arndt, Goldstein, 1984), то 2.3 млрд лет — наиболее древние среди возможных значений нижней границы осадконакопления. Плохо обоснованные Rb-Sr данные возраста — 2.20 млрд лет (Meriläinen, 1976) и 2.06 млрд лет (Bernard-Griffiths et al., 1984), рассчитанные по образцам кондалитов в целом, строгого геологического смысла не имеют.

Раннепротерозойский возраст седиментации подтвержден датированием детритовых цирконов. Средний возраст валовой фракции детритовых цирконов, окруженных каймой метаморфического циркона, равен 2.28 млрд лет; при этом данная фракция представляла собой двойную смесь: с одной стороны, смесь детритовых ядер и более молодых кайм, а с другой — смесь гетерогенных детритовых зерен (Бибикова и др., 1993). Прямое

датирование детритовых ядер дало еще более молодой возраст источников детритуса, которые при возрасте метаморфических кайм 1.9 млрд лет в одном случае равны в среднем 2.0 млрд лет (Sorjonen-Ward et al., 1994; Huhma, 1996), а в другом — варьируют от 2.0 до 2.9 млрд лет (Tuisku, Huhma, 1998, 1999), причем в обоих случаях ядра имеют магматическую зональность. Отсюда следует, что интерпретация возраста 2.28 млрд лет для смеси детритовых цирконов как времени более древнего метаморфизма (Минц и др., 1996) не имеет под собой оснований. Этот вывод относится и к возрасту 2.14 млрд лет, полученному по смеси всех цирконов в кондалите (Meriläinen, 1976), поскольку именно в этом образце позднее были выявлены и продатированы детритовые ядра (Sorjonen-Ward et al., 1994).

Первые изотопные данные для чарнокитового комплекса, полученные в начале 70-х годов (Meriläinen, 1976), были перепроверены Х. Хухмой (Huhma, Meriläinen, 1991; Sorjonen-Ward et al., 1994; Huhma, 1996). Возраст магматических и метаморфических цирконов укладывается в интервал 1.90—1.93 млрд лет. Исключением является датировка 1.98 млрд лет для гранатового кварцевого диорита, но отсутствие данных по строению цирконов не позволяет определить, отвечает ли она унаследованным ядрам или же магматическому циркону. Самый молодой возраст магматического циркона из эндербита равен 1906 ± ± 4 млн лет и получен по детритовому ядру в кондалите (Tuisku, Huhma, 1998, 1999). Самый древний возраст 1925 ± 12 млн лет был рассчитан для циркона из кварцевых гиперстеновых диоритов (Meriläinen, 1976), которые фактически представляют собой гиперстеновые ортогнейсы (Marker, 1990), слагают самое мощное в Финской Лапландии тело диоритов (Geological Map.., 1987) и протягиваются на российскую территорию. Там они классифицируются как средние ортогранулиты (пироксеновые кристаллические сланцы) и резко доминируют в восточном окончании ЛГП (Геологическая карта.., 1996). Метаморфические цирконы из этих ортогранулитов дали возраст 1916 ± 1, а из инъекционного эндербита — 1925 ± 1 млн лет (Бибикова и др., 1993).

Изучение образцов пород в целом показало, что чарнокитовый комплекс возник из верхнемантийных источников или основных нижнекоровых пород с короткой коровой предысторией (Bernard-Griffiths et al., 1984). Полученные Rb-Sr и Pb-Pb изохронные датировки (соответственно 1.92 и 1.91 млрд лет) обоснованы плохо; тем не менее Rb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb систематики ортогранулитов свидетельствуют о том, что магматизм и гранулитовый метаморфизм сближены во времени друг с дру-

гом и происходили 1.9—2.0 млрд лет назад. Новые Sm-Nd анализы метаэндербитов (Daly et al., 2001) и ревизия старых (Huhma, 1996) подтвердили вывод о раннепротерозойском времени отделения родоначальных магм от мантии.

Ранее был опубликован возраст около 2500 млн лет, полученный Pb-Pb методом по валовым образцам (Meriläinen, 1976), но ревизия не подтвердила его корректность (Huhma, 1996, и личное сообщение). Этим же методом был определен возраст 2780 млн лет (Зыков и др., 1984), но пересчет данных, полученных всего по четырем образцам, по программе К. Р. Людвига Isoplot/Excel 2.06 показал отсутствие приемлемой изохронной зависимости (2822 ± 1000 млн лет, СКВО = 7.9).

Таким образом, формирование чарнокитового комплекса можно ограничить интервалом 1.91—1.93 млрд лет; возможно расширение этого интервала в сторону более древних значений, но вряд ли древнее 2.0 млрд лет. в пояса Танаэлв

Наиболее древнее коровое вещество выявлено в тектонической гранито-гнейсовой пластине в норвежской части пояса (Marker et al., 2000). Гранито-гнейсы претерпели частичное плавление и имеют Sm-Nd модельный возраст 2.93 млрд лет, который указывает на значительное преобладание в их протолите архейского материала. Цирконы не зональны, но отчетливо разделяются на древние ядра и более молодые каймы, которые по U-Pb методу имеют возраст соответственно около 2.45 и 2.28 млрд лет. Кристаллизация жил микроклиновых гранитов произошла 1882 ± 11, а наличие в цирконе древних ядер с возрастом 2.4—2.3 млрд лет вместе с модельным возрастом 2.56 млрд лет (Sm-Nd) говорит о происхождении гранитов при плавлении вмещающих гранито-гнейсов. пояса Танаэлв

Циркон из биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов в районе рек Яурийоки—Падос дал по U-Pb возраст 2703 ± ± 9 млн лет (Козлов и др., 1995). Как и в предыдущем случае, эти гнейсы могут принадлежать тектонической линзе. С другой стороны, материалы по изученной породе, любезно предоставленные Н. Е. Козловым, не позволяют однозначно считать ее метавулканитом; например, она характеризуется тонкой асимметричной полосчатостью, сходной с градационной слоистостью в осадках, и циркон может быть детритовым.

Магматические цирконы из нерассланцованного габбро-анортозита массива Пыршин дали возраст 2452 ± 7, а метаморфические цирконы из этой же породы — 2417 ± 3 млн лет (Митрофанов и др., 1993), тогда как гранулитовые цирконы из высокобарических кристаллосланцев по габбро-анортозитам Абварьского массива (возможный сателлит массива Пыр-

шин) имеют возраст 1943 ± 3, а еще более поздние цирконы — 1906 ± 4 млн лет (Митрофанов и др., 1993). Возраст гранитов Леммекяспало 2360 млн лет рассчитан по 10 фракциям циркона (Meriläinen, 1976), положение которых на диаграмме с конкордией допускает несущественное его удревнение или омоложение. Этот возраст однозначно раннепротерозойский, а не архейский, как предполагают некоторые зарубежные исследователи.

Реликтовые цирконы с магматической зональностью из гранатовых амфиболитов и биотитовых гнейсов района оз. Ярв, считающихся метавулканитами, дали значения возраста 2041 ± ± 10 и 2056 ± 28 млн лет соответственно (Каулина, 1999; Каулина и др., 2000). Кристаллизация вулварских анортозитов ограничена значениями 2.10 и 1.96 млрд лет (Нерович, 1999). Диориты и анортозиты района оз. Явр являются более молодыми. Цирконы с магматической зональностью из диоритов дают возраст 1954 ± 7, а аналогичные цирконы из анортозитов — 1945 ± 10 млн лет (Каулина, 1999; Каулина и др., 2000). Рассланцованные в условиях гранулитовой фации яврозерские анортозиты секутся базитовой дайкой, возраст магматических цирконов из которой равен 1928 ± 10, а метаморфических — 1895—1866 млн лет (Каулина и др., 2000). Постгранулитовая ультраосновная дайка из этого же района содержит только метаморфические цирконы с возрастом 1906 ± 13 и 1985 ± ± 11 млн лет (Каулина, 1999), и ее возраст лежит в интервале 1.91—1.93 млрд лет. В целом возраст поздних метаморфических цирконов, сфенов и рутилов в российской части пояса Танаэлв варьирует в пределах 1.92—1.85 млрд лет (Нерович, 1999; Каулина и др., 2000). Предварительные данные по циркону из известково-щелочных пород финской части пояса свидетельствуют о его возрасте, равном 1.92 млрд лет (Barling et al., 1997).

Образование магматических протолитов анортозитов Васкойоки и вмещающих их ортогранулитов сближено во времени с гранулитовым метаморфизмом и происходило 1.9—2.0 млрд лет назад (Rb-Sr, Pb-Pb и Sm-Nd данные, Bernard-Griffiths et al., 1984). С позиций современных требований датировки по цирконам не являются строгими и возраст 1906 ± 5 для анортозитов и 1906 ± 14−10 млн лет для ортогранулитов является, скорее всего, рубежом, разделяющим магматическое и метаморфическое события; сказанное относится и к возрасту 1926 + 3/−2 млн лет, рассчитанному по цирконам из обеих пород.

Rb-Sr методом проанализированы 13 валовых образцов амфиболитов, гнейсов и гранулитов пояса Танаэлв в районе Саль-

ных тундр и построены три изохроны с возрастами 2690 ± 33 (5 обр.), 2510 ± 39 (4 обр.) и 2120 ± 30 млн лет (4 обр.), которые интерпретируются как метаморфические (Kozlov et al., 1995). Однако эти результаты не являются корректными. Во-первых, нет петрологических данных о том, что каждая серия образцов объединяет породы с одинаковыми условиями метаморфизма, отличными от условий метаморфизма других серий. Во-вторых, вес образцов (около 2 кг) слишком мал для Rb-Sr датирования неоднократно метаморфизованных пород (в случае полиметаморфизма необходимо значительно увеличивать объем образцов пород для Rb-Sr датирования самых древних событий; Collerson, 1983). В-третьих, и это самое главное, подход, когда датируется группа образцов, а затем строятся изохроны исключительно по принципу образования несколькими точками линейной зависимости, неправильный.

Геохимия и происхождение

Кондалитовый комплекс имеет первично-осадочное происхождение, свидетельством чего являются: реликты в кондалитах градационной, а также ритмичной слоистости флишевого типа; наличие таких типичных метаосадочных образований, как кварциты, причем с косой слоистостью, и карбонатсодержащие или известково-силикатные породы. Интерпретация глиноземистых гнейсов и кислых гранулитов как метаморфизованных осадков подтверждается результатами изучения распределения в них редкоземельных, редких и главных элементов (Козлов и др., 1990; Бибикова и др., 1993; Вревский и др., 2000; Meriläinen, 1976; Hörmann et al., 1980; Barbey et al., 1984; Barbey, Raith, 1990), а также изотопным составом кислорода (Бибикова и др., 1993) и углерода (Korja et al., 1996). Этот же вывод следует и из высокого содержания органогенного углерода ($C_{орг}$) в метапелитах, причем в одном случае содержание $C_{орг}$ составило 2.46 %, тогда как его количество в изверженных породах не превышает 0.07 % (Петерсилье и др., 1979).

В метапелитах П. Туйску и Х. Хухма (Tuisku, Huhma, 1998, 1999; см. также данные их докладов) обнаружили в целом изометричные зерна циркона, ядра которых дают конкордантные или близконкордантные значения возраста (U-Pb) — от 2.0 до 2.9 млрд лет, имеют магматическую зональность, окружены не согласными с ней метаморфическими каймами с возрастом 1.9 млрд лет и интерпретируются как детритовые. Вывод представляется обоснованным, поскольку такое строение цирконов

и наличие в небольшом образце глиноземистого гнейса данного широкого возрастного спектра ядер циркона можно удовлетворительно объяснить только тем, что гнейс действительно является метаосадочной породой, а ядра — детритовыми. Именно такая картина наблюдается в современных осадках, когда всего один образец может отражать всю историю континента длительностью 2.7 млрд лет (Goldstein et al., 1997).

Отдельные исследователи придерживаются иных взглядов на природу кондалитов. В. В. Жданов (1966) полагает, что они произошли в результате метасоматоза лейкократовых норитов и гиперстеновых диоритов базальтового слоя, но его наблюдения и соображения в пользу такого заключения представляются не однозначными. Ф. П. Митрофанов видит в супракрустальных породах ЛГП «инфракрустальные (нижнекоровые) плутоно-метаморфические породы, выдвинутые из глубины на верхний уровень коры» (цит. по: Буянов и др., 1996, с. 48), однако это высказывание носит декларативный характер. Уточнение, что только «бóльшая часть первичного вещества... является средненижнекоровым базит-анортозит-гранулитовым веществом» (Митрофанов и др., 1997, с. 6), ничего не решает, поскольку не оговаривается, как же различать в таких структурах породы, изначально возникшие на поверхности и в средней или нижней коре. Здесь уместно добавить, что калишпаты как в метаосадочных, так и в метамагматических породах ЛГП имеют радиогенный протерозойский изотопный состав Pb, который предполагает его происхождение из верхней, а не из нижней коры (Huhma, 1996).

По химическому составу кондалиты отвечают широкому спектру осадков, крайние члены которых включают глинистые сланцы (метапелиты, представленные гнейсами с высоким содержанием силлиманита) и кварцевые песчаники (метааркозы, представленные гранат-кварцевыми гранулитами). В качестве промежуточных выступают метаграувакки, метасубграувакки и псаммитовые метаграувакки. Наиболее распространены метапелиты, метаграувакки и метасубграувакки, в незначительном объеме присутствуют породы, протолиты которых представлены почти несортированными и слабо разложенными продуктами кислых и средних вулканитов (соответственно кислые гранулиты щелочнополевошпатовые и с преобладанием плагиоклаза), а также вулканогенными граувакками или туффитами (кислые гранулиты с преобладанием плагиоклаза). Редкими являются и метапесчаники (обогащенные кварцем разности), метакварциты, известковые метаалевролиты (известково-силикатные породы).

Протолитами силлиманитовых гнейсов (метапелитов) являются (Barbey et al., 1984) осадки, состоящие из смеси кварца и глинистых минералов. Распознается две подгруппы, первая из которых интерпретируется как собственно метапелиты, а вторая содержит добавку кластогенного калишпата и является переходной от метапелитов к метаграувакам. Аналогичные, но слабо проявленные зависимости между FeO*, MgO, Al_2O_3, TiO_2 и SiO_2 установлены и для метаграувакков. В метаосадках с реликтовыми магматическими трендами распознаются продукты разрушения гранита либо гранодиорита и диорита. Легкие РЗЭ в глиноземистых гнейсах обнаруживают высокую, а тяжелые — слабую степень фракционирования при величинах $(La/Yb)_N$, равных соответственно 11.2 ± 2.6 и 6.1—14.8; присутствует слабая, но отчетливая отрицательная аномалия Eu (Бибикова и др., 1993; Вревский и др., 2000).

Таким образом, осадочные протолиты метапелитов и метаграувакков, т.е. самых распространенных типов кондалитов, представляют собой две размерные фракции одного и того же первичного обломочного материала (Barbey et al., 1984). Важной чертой осадконакопления является крайне незначительное присутствие вулканогенных метаграувакков или продуктов слабого выветривания магматических пород, что говорит о почти полном отсутствии синхронного вулканизма. Этот вывод согласуется с тем, что подавляющее большинство метаизверженных пород произошло за счет не вулканических, а плутонических пород (Meriläinen, 1976; Barbey et al., 1986). С учетом тонкого и частого переслаивания метапелитов и метаграувакков сделан вывод о том, что кондалитовый комплекс является метаморфизованным осадочным комплексом турбидитового типа (Barbey et al., 1984; Barbey, Raith, 1990).

В составе осадочных протолитов установлен детритус как минимум из двух источников: раннепротерозойского и архейского. Sm-Nd данные (Huhma, Meriläinen, 1991; Timmerman, 1996; Daly et al., 2001) говорят о значительном вкладе продуктов разрушения раннепротерозойского ювенильного материала, которому, как показало изучение детритового циркона (Sorjonen-Ward et al., 1994), отвечают ортогранулиты чарнокитового комплекса. В то же время изотопно-геохимические характеристики кондалитов указывают на невозможность образования их только за счет детритуса ортогранулитов и, следовательно, на необходимость еще одного, более древнего, сиалического источника (Бибикова и др., 1993; Bernard-Griffiths et al., 1984). Эти выводы подтверждаются присутствием позднеархейских детритовых цирконов (Tuisku, Huhma, 1998, 1999) и самыми

древними Sm-Nd модельными датировками — 2.35, 2.40 и 2.56 млрд лет (Daly et al., 2001), которые при возрасте осадконакопления около 2.0 млрд лет соответствуют заметной примеси архейского материала (рис. 2.10 на стр. 173).

Чарнокитовый комплекс — это средние и основные ортогранулиты, обнаруживающие тренды и корреляции между главными и редкими элементами, типичными для дифференцированных магматических пород (Козлов и др., 1990; Бибикова и др., 1993; Вревский и др., 2000; Barbey et al., 1986; Barbey, Raith, 1990). С увеличением степени дифференциации количества Al_2O_3, MgO и CaO обычно уменьшаются, сумма щелочей увеличивается, а концентрация титана ведет себя независимо. Эти тренды, проявляемые большинством пород, наводят на мысль о фракционировании пироксена (амфибола?) и плагиоклаза из базальтового расплава и предполагают родство ортогранулитов с плутонитами известково-щелочной серии (Barbey, Raith, 1990). Породы, не отвечающие этим зависимостям, представлены пироксеновыми или анортозитовыми кумулатами, высокомагнезиальными эндербитами и богатыми железом метаноритами.

На основании концентрации иттрия и характера распределения РЗЭ метаниориты и метаэндербиты Финской Лапландии были подразделены на три группы (Barbey et al., 1986). Породы первой группы включают средние и основные ортогранулиты. За исключением железистых норитов, они характеризуются высоким содержанием Y (18—52 ppm при среднем 29) и умеренно фракционированным узором РЗЭ. Отношения $(La/Yb)_N$ лежат в интервале 3.4—12.8, Eu обнаруживает как положительные, так и отрицательные аномалии. По характеру распределения РЗЭ эти породы похожи на метавулканиты пояса Танаэлв. Высокое содержание Fe не уменьшается с возрастанием дифференциации, тогда как содержание Ti, выдержанное в мафических разностях, увеличивается в более дифференцированных, что наводит на мысль о принадлежности толеитовой серии. Содержания Ti, Zr и Nb, а также распределение РЗЭ отличаются от островодужных толеитов и обнаруживают слабое сходство с некоторыми континентальными базальтами. Предполагается, что образования первой группы представляют собой продукты частичного плавления мантии, метасоматически обогащенной легкими РЗЭ.

В породах второй и третьей групп установлены низкие концентрации Y (2—21 ppm), Nb (<7 ppm) и сильное фракционирование РЗЭ, причем сумма РЗЭ уменьшается с увеличением SiO_2 и контролируется содержанием тяжелых РЗЭ. Вторая группа объединяет основные ортогранулиты, распределение РЗЭ в ко-

торых дает узор, обогащенный легкими РЗЭ ($7 < (La/Yb_N) = < 25$) с U-образным распределением тяжелых РЗЭ и с положительной Eu аномалией. Третья группа включает средние породы. Для них характерна очень высокая степень фракционирования РЗЭ, о чем свидетельствуют величины $(La/Yb)_N$, достигающие 232, и очень низкое содержание тяжелых РЗЭ ($Yb_N < 1$). Будучи сходными с тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми образованиями, они отличаются от них более основным составом. Высокомагнезиальные метаэндербиты по степени фракционирования и узору РЗЭ (величина (La/Yb_N) в среднем близка 5) сходны с породами второй группы. За исключением низкого содержания в них никеля (105 ppm), в целом они напоминают современные высокомагнезиальные андезиты.

Геохимическое родство ортогранулитов первой группы остается дискуссионным, хотя для некоторых из них исключается происхождение в условиях субдукции или внедрения мантийных расплавов в основание коры (Barbey et al., 1996), тогда как метанориты и эндербиты второй и третьей групп, а также высокомагнезиальные эндербиты обнаруживают очевидное известково-щелочное сродство и, скорее всего, возникли в обстановке сходящихся плит. Породы второй группы могли возникнуть при частичном плавлении обогащенной гранатом мантии в условиях сходящихся плит, тогда как эндербиты третьей группы могли являться продуктами частичного плавления базальтов, которые имели фракционированные РЗЭ и были превращены в эклогиты или гранатовые амфиболиты. Таким образом, чарнокитовый комплекс включает две группы пород разного генезиса, и одна из них определенно связана с известково-щелочным магматизмом в условиях островодужных систем, о чем убедительно говорит пространственная ассоциация производных известково-щелочных и высокомагнезиальных андезитовых магм (Barbey et al., 1986; Barbey, Raith, 1990). Sm-Nd модельный возраст (t_{DM}) для образцов пород известково-щелочной и толеитовой серий (Bernard-Griffiths et al., 1984) находится в узком интервале 2.00—2.26 млрд лет при вариациях ε_{Nd} от −0.9 до +2.4 (для возраста 1.90 млрд лет), что свидетельствует о мантийном происхождении расплавов (возможна слабая примесь корового вещества) (рис. 2.10 на стр. 173).

В Русской Лапландии ортогранулиты чарнокитового комплекса представлены оливиновыми метапироксенами, метабазитами и эндербитами, причем здесь отдельные ультрабазиты и нориты несут медно-никелевую минерализацию (Козлов, 1975). Доминирующие здесь эндербиты в отличие от Финской Лапландии образуют крупные тела шириной выхода до 10—12 км

при протяженности в десятки километров и с очень сложными контурами (Беляев, 1971; Геологическая карта.., 1996). Н. Е. Козлов и коллеги (1990) считают эти породы вулканитами, но не подкрепляют этот вывод данными геологических наблюдений; по химическому же составу интрузивные и эффузивные породы различить нельзя. В то же время известно, что рассланцованные породы чарнокитового комплекса постепенными переходами связаны с массивными метадиоритами, структуры и текстуры которых отвечают плутоническим фациям (Володин, Полферов, 1958; Пожиленко, неопубл. данные). Этот факт вместе с данными по Финской Лапландии позволяет полагать, что в составе чарнокитового комплекса преобладают плутонические породы.

Геохимические особенности всех ортогранулитов (Бибикова и др., 1993; Вревский и др., 2000) в общих чертах согласуются с особенностями ортогранулитов в Финляндии, по которым, а также по концентрациям и соотношениям главных элементов, средние ортогранулиты принадлежат известково-щелочной серии, а основные включают образования как известково-щелочной, так и толеитовой серии. При этом основные ортогранулиты района Сальных тундр близки базальтам современных островных дуг и считаются продуктами дифференциации родоначальных магм только известково-щелочной серии (Андреев, 1986). В целом для ортогранулитов характерно фракционированное распределение РЗЭ с явным обогащением легкими РЗЭ ($(La/Yb)_N$ = 2.7—10.1) и отрицательной аномалией Eu (Бибикова и др., 1993; Вревский и др., 2000), т. е. они отвечают основным ортогранулитам первой группы и средним ортогранулитам первой и частично второй групп П. Барби и др. (Barbey et al., 1986). Обогащенность основных и средних ортогранулитов легкими РЗЭ сближает их с континентальными базальтами, но в отличие от последних они имеют значительно более низкие концентрации TiO_2, Zr и Ba. Ортогранулиты обнаруживают субпараллельные линии распределения РЗЭ, при этом явная корреляция элементов-примесей с кремнеземом и магнием как показателями степени дифференциации отсутствует. По совокупности всех геохимических черт был сделан вывод о том, что данные породы являются производными не одной, а нескольких родоначальных магм.

Синметаморфические эндербиты, образующие жилы и небольшие тела, играют подчиненную роль (группа II, по Бибиковой и др., 1993). Состав их петрогенных элементов близок вмещающим ортогранулитам, тогда как концентрации отдельных элементов-примесей отличаются значительно; например, распределение РЗЭ в них более фракционировано

($(La/Yb)_N$ = 10.4—18.9) и имеет положительную аномалию Eu. Очень незначительно развиты основные и ультраосновные породы, богатые гранатом, клинопироксеном и (или) амфиболом, а также слагающие редкие линзы и слои в гранатовых ортогранулитах. Они обнаруживают крайнюю обогащенность тяжелыми РЗЭ ($(Tb/Yb)_N$ <1) и рассматриваются в качестве реститов при плавлении базитового корового материала и удалении тоналит-трондьемит-гранодиоритовых расплавов, обогащенных легкими РЗЭ.

Анализ главных и редких элементов в метаизверженных породах ЛГП, а также поясов Танаэлв и Колвицкого позволяет рассматривать их магматические протолиты как толеитовые и глиноземистые базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, риодациты и риолиты островодужного типа (Козлов и др., 1990). Тем не менее на одних дискриминационных диаграммах эти породы располагаются в полях как толеитовой, так и известково-щелочной серии, а на других попадают в область либо океанических базальтов, либо островодужных серий или же в переходные области. Материалы на диаграммах представлены без указания на принадлежность пород конкретным структурам, поэтому на их основе охарактеризовать ортогранулиты только чарнокитового комплекса ЛГП невозможно, но очевидно, что они не противоречат выводам других исследователей о происхождении чарнокитового комплекса из разных источников. Позднее Н. Е. Козлов (1995) пришел к выводу, что островодужные образования ЛГП близки к комплексам океанических дуг фанерозоя и тектонически совмещены в наблюдаемых разрезах с породами, возникшими в других обстановках. пояса Танаэлв

В Финской Лапландии по характеру распределения петрогенных элементов выделены три серии метавулканитов: толеитовая, известково-щелочная, а также серия, состоящая только из метариодацитов и метариолитов (Barbey et al., 1984). К *толеитовой серии* отнесены разности основного и андезитового состава (SiO_2 < 63 %), сильно обогащенные железом (FeO* около 16 %) и незначительно титаном. Состав основных метавулканитов не имеет строгих аналогов среди современных базальтов. По отношениям Al_2O_3/TiO_2 и CaO/TiO_2, а также концентрации Ti, Ni и Cr они близки океаническим толеитам, а по содержанию Ba, Th, La, Rb и Sr напоминают островодужные толеиты; при этом отчетливо видна их обогащенность литофильными элементами. Средние метавулканиты представлены разностями со средним содержанием K_2O, равным 0.8 %, и отношением K/Ti около единицы. Породы *известково-щелочной серии* включают разности базальтового, андезитового и дацито-

вого состава (SiO_2 < 67 %), в которых с увеличением содержания SiO_2 уменьшается количество Fe и Ti. За исключением метадацитов, содержания в них Rb, Sr и K относительно низкие и близки таковым в породах толеитовой серии. Отношения $(La/Yb)_N$ в основных и средних метавулканитах обеих серий (Hörmann et al., 1980; Barbey et al., 1984) составляют соответственно 0.9—2.0 и 1—3, а распределение РЗЭ обнаруживает почти ровный или слабый наклон. *Метариодациты* и *метариолиты* ассоциируют с базальтами обеих серий и характеризуются высоким содержанием SiO_2 (73—78 %), низкими K (0.8 %) и Rb (10 ppm). Сильно фракционированное распределение РЗЭ ($(La/Yb)_N$ = 10—25 при La_N = 50; Hörmann et al., 1980; Barbey et al., 1984), а также низкие концентрации Y и Zr не позволяют считать их кислыми дифференциатами этих серий, вследствие чего они и выделены в самостоятельную группу.

В конечном итоге среди разнородных метавулканитов предполагается наличие пород, сопоставимых с продуктами континентального рифтового магматизма, т. е. с толеитами срединноокеанического типа, контаминированными коровым материалом (Barbey et al., 1984). По данным В. П. Андреева (1986), доминирующие в районе Сальных тундр гранатовые амфиболиты по химическому составу классифицируются как образования толеитовой серии и, так же как и толеиты современных океанов, характеризуются относительно пониженными содержаниями Al_2O_3, MgO и повышенными FeO, Fe_2O_3. Гранатовые амфиболиты этого же района имеют такую же, что и в Финской Лапландии, слабую дифференциацию РЗЭ при отношении $(La/Yb)_N$, равном в среднем 2—3, а аномалия Eu практически отсутствует (Терехов, Левицкий, 1995; Минц и др., 1996*). Вывод о разнородности вулканитов пояса Танаэлв и присутствии среди них пород как известково-щелочной, так и толеитовой серии вытекает из данных Н. Е. Козлова и др. (1990).

Вариации петрогенных и редких элементов в породах массива Васкойоки свидетельствуют об их комагматичности; предполагается, что эти породы возникли при фракционной кристаллизации родоначального высокоглиноземистого базальтового расплава (Barbey et al., 1984). Согласно Sm-Nd данным (Bernard-Griffiths et al., 1984), исходные расплавы возникли из деплетированной мантии и практически не контаминированы коровым материалом, о чем свидетельствуют модельный возраст в 2.01—2.26 млрд лет (Sm-Nd), рассчитанный по модели исто-

---

* М. В. Минц приводит объединенные данные для пород из Сальных и Колвицких тундр.

щенной мантии (DePaoplo, 1981), и средняя величина ε_{Nd}, равная +1.1 для возраста 1.9 млрд лет (рис. 2.10 на стр. 173).

В известково-щелочных породах пояса Танаэлв с возрастом 1.92 млрд лет Sm-Nd модельные датировки (t_{Nd}) варьируют от 2.48 до 2.56 млрд лет, а величины ε_{Nd} (1.92 млрд лет) лежат в интервале от −2.4 до +2.0, что свидетельствует о присутствии древнего корового вещества в магматических протолитах (Barling et al., 1997). Геохимические данные по этим породам указывают на островодужные условия. (рис. 2.10)

БЛОК ИНАРИ

Основой блока является гранито-гнейсовый комплекс с крайне незначительным содержанием кварц-полевошпатовых, биотитовых и амфиболовых гнейсов, а также амфиболитов; отмечены единичные тела ультрабазитов (Meriläinen, 1976). Гранито-гнейсы представлены тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми разностями, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации, мигматизированными и прорванными интрузиями кварцевых диоритов, гранодиоритов и микроклиновых гранитов. Северная часть блока сложена супракрустальными породами пояса Куорбоайви (преимущественно слюдяные гнейсы), в котором отмечены ультрабазиты, габбро, граниты, гранодиориты и кварцевые диориты; гранитоиды принадлежат известково-щелочной серии (Barbey et al., 1984). Единичные U-Pb определения по циркону из гранито-гнейсов дали возраст 2.5—2.7 млрд лет, а из молодых кварцевых диоритов и гранодиоритов — 1.90—1.95 млрд лет; по Pb-Pb анализам валовых гранито-гнейсовых образцов получены плохо обоснованные датировки от 2.87 до 2.53 млрд лет. В результате блок в целом считался архейским (Meriläinen, 1976; Gaál et al., 1989).

Ревизия этих данных (Huhma, 1996) подтвердила позднеархейский возраст гранито-гнейсов, для которых рассчитан возраст (Pb-Pb), равный около 2.6 млрд лет; также были получены новые цирконовые датировки — 2.50—2.75 млрд лет. Одновременно сделан вывод о сильном термальном воздействии на гранито-гнейсы 1.9 млрд лет назад. Для известково-щелочных пород пояса Куорбоайви не было получено никаких свидетельств присутствия компонентов древнее 2.0 млрд лет; подтвержден их возраст, равный 1.94 млрд лет.

Новые исследования раннепротерозойского известково-щелочного магматизма в поясе Куорбоайви показали, что он имеет

(рис. 2.10)

ювенильное происхождение (Barling et al., 1996). Для пород среднего состава получены величины ε_{Nd} от +0.7 до +3.8 и первичные $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения 0.7021—0.7029 (для возраста 1.94 млрд лет), а также модельные возраста 2.07—2.47 млрд лет (Barling et al., 1997), определенные Sm-Nd методом. Х. Хухма (Huhma, 1996) для образца кварцевого диорита, который дал возраст 1.94 млрд лет, определил величину ε_{Nd}, равную +3, и выявил спектр РЗЭ, сильно обогащенный легкими РЗЭ, что подтверждает ювенильный характер магматического расплава. В результате сделан вывод, что значительная часть блока Инари сложена протерозойскими породами, возникшими в островодужных условиях и в ходе аккреции присоединенными к позднеархейской коре (Barling et al., 1996). В российской части этого блока присутствие раннепротерозойских пород с заметным вкладом ювенильного материала было выявлено М. Я. Тиммерманом среди образований тальинской и вырнимской толщ (Balagansky et al., 2000), но оценить их долю в общем объеме толщ сейчас невозможно.

УМБИНСКИЙ БЛОК

Этот блок образован только глиноземистыми гнейсами, кислыми гранулитами (кондалитами) и прорывающими их породами умбинского гранитоидного комплекса (рис. 2.1). Главное отличие Умбинского блока от ЛГП состоит в отсутствии ортогранулитов. В целом он представляет собой пологую синформную структуру, очерчиваемую кондалитами, несогласно перекрывающую разные комплексы и отделенную от них надвигами (Геологическая карта.., 1996). Западная граница блока, давно интерпретируемая как надвиг (Прияткина, Шарков, 1979), проводится по восточной границе меланжа, отделяющего блок от подстилающих основных и средних гранулитов Колвицкого пояса, а также состоящего из линз и пластин этих гранулитов и кондалитов, тектонически совмещенных друг с другом в условиях высокобарического гранулитового метаморфизма (Балаганский и др., 1986а; Козлова и др., 1991). Северная граница является продолжением зоны меланжа, и ее положение, несмотря на плохую обнаженность, определяется уверенно и согласуется с геофизическими данными (Любавин и др., 1999). Восточная граница полностью перекрыта четвертичными отложениями и в значительной мере проведена условно (рис. 2.1).

(рис. 2.2 на стр. 126)

Вещественный состав. Умбинские гранулиты по минеральному и химическому составу всех их разновидностей (Виноградов, Виноградова, 1975; Прияткина, Шарков, 1979; Крылова, 1983; Козлов и др., 1990) идентичны кондалитам ЛГП. Они представлены, как правило, тонко чередующимися гранатовыми, кордиеритовыми, гранат-кордиеритовыми, гранат-биотитовыми и силлиманитовыми гнейсами, различными кислыми гранулитами и очень редко кварцитами. Изредка присутствует кианит (Крылова, 1983), а в северо-восточной части блока появляется андалузит (Виноградова и др., 1972). Местами встречаются редкие и маломощные прослои биотит-гранат-плагиоклазовых, двупироксен-плагиоклазовых (часто с амфиболом) сланцев и биотит-ортопироксеновых гнейсов (иногда с гранатом), еще реже метапироксенитов. Повсеместно развиты послойные мигматиты, а в глиноземистых гнейсах и кислых гранулитах — гранатовые плагиогранитоиды, которые, как и в ЛГП, скорее всего, являются продуктами частичного плавления вмещающих гнейсов.

Первичная природа. В качестве первичных осадочных текстур кондалитов описано очень тонкое чередование кордиеритовых гнейсов, в которых содержание SiO_2 варьирует от 62 до 70 %, а Al_2O_3 — от 15 до 23 % при отсутствии признаков анатектического плавления и метасоматоза (Виноградов, Виноградова, 1975). Этот факт, а также особенности химического состава кондалитов (Виноградов, Виноградова, 1975; Крылова, 1983; Козлов и др., 1990), высокое содержание $C_{орг}$ в силлиманит-гранат-биотитовых гнейсах* (до 0.93 %, Петерсилье и др., 1979), очень широкий возрастной спектр цирконов всего в одном образце кислого гранулита (2.1—3.7 млрд лет, Бриджуотер и др., 1999), характерный для осадочных пород (Goldstein et al., 1997), а также их идентичность кондалитам ЛГП, происхождение которых за счет осадков подкреплено другими аргументами (см. выше), позволяют умбинские кондалиты считать метаосадками турбидитового типа. Среди их протолитов распознаются граувакки, субграувакки, аркозы, пелиты и силициты (Виноградов, Виноградова, 1975; Козлов и др., 1990).

Согласно Е. Н. Терехову и его коллегам (1989), Умбинский блок и Колвицкий пояс состоят из тектонических отторженцев гранулит-базитового слоя, надвинутых на гранито-гнейсо-

* Образцы взяты из линз этих гнейсов в зоне меланжа, т. е. за пределами Умбинского блока.

вый фундамент и преобразованных при надвигании в наблюдаемые ныне амфиболиты, ортогранулиты и кондалиты. Одним из доказательств являются данные по распределению РЗЭ (Терехов, Левицкий, 1993). Анализ этой модели здесь не уместен, и мы ограничимся только одним замечанием. Узоры распределения РЗЭ в умбинских кислых гранулитах (кондалитах) «весьма близки к типичной картине распределения РЗЭ в классических осадочных породах..., но слегка отличаются меньшими содержаниями тяжелых РЗЭ» (Терехов, Левицкий, 1993, с. 8). Такие же узоры для кондалитов района Сальных тундр получены Е. В. Бибиковой и ее совторами (1993), и мы разделяем их мнение о первично-осадочной природе этих и идентичных пород.

Возраст. Накопление осадочных протолитов умбинских гранулитов ограничено теми же рамками, что и кондалитов ЛГП. Цирконы из позднеколлизионной лейкосомы имеют возраст 1912 ± 2 млн лет (Kislitsyn et al., 1999а), который совпадает с датировкой по метаморфическому циркону — 1910 млн лет, полученной более 20 лет назад (Тугаринов, Бибикова, 1980). С учетом погрешностей такой же возраст (1901 ± 29 млн лет) дали цирконы, возникшие из анатектических расплавов в кондалитах при гранулитовом метаморфизме (Каулина, Богданова, 2000). Кондалиты прорываются умбинскими гранитоидами с возрастом 1912 ± ± 8 млн лет (Glebovitsky et al., 2001) и 1941 + 23/−18 млрд лет (Kislitsyn et al., 1999б). Средний модельный возраст (Sm-Nd) этих пород равен 2.3 млрд лет при минимальном значении 2.12 млрд лет (Daly et al., 2001), которому отвечает возраст смеси детритовых цирконов 2167 ± 47 млн лет (Каулина, Богданова, 2000). Таким образом, осадконакопление происходило в интервале 2.1—1.94 млрд лет назад.

(рис. 2.10 на стр. 173)

Умбинский гранитоидный комплекс

Этот комплекс включает породы трех этапов гранитоидного магматизма, которые объединяются в эндербитовую, чарнокитовую и гранитную серии, охарактеризованные А. Н. Виноградовым и Г. В. Виноградовой (1975). Породы всех серий отличаются массивным строением, типичными магматическими структурами и текстурами, но вблизи контактов обычно рассланцованы, что связывается со становлением массива (краевые гнейсовые фации). Тем не менее в чарнокитах и эндербитах присутствуют единичные и узкие высокотемпературные сдвиговые зоны, предполагающие действие внешних сил.

Эндербиты и чарнокиты, а также дайки порфировидных гранитов гранитной серии прорывают умбинские кондалиты и содержат их ксенолиты. Породы гранитной серии слагают самый крупный, Кузреченский, массив площадью около 450 км^2, что в три раза больше общей площади всех остальных массивов; при этом его контакты не обнажены. По ориентировке трахитоидности в этом массиве реконструируется лополитообразное его строение, согласное синформному залеганию умбинских гнейсов.

Вещественный состав. *Эндербитовой серии* (SiO_2 — 55.5—66.3 %) принадлежат кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты Пирьегубского массива и эндербиты Островского массива, которые внедрились во время первого этапа. Магматические минералы включают плагиоклаз (раннемагматический — 34—43 % An, позднемагматический — 25—32 % An), ортоклаз, кварц, гиперстен, гастингсит, биотит и микроклин; акцессории представлены магнетитом, цирконом, ортитом и апатитом.

Чарнокитовая серия (SiO_2 — 59.1—68.3 %) образована порфировидными чарнокитами и гранодиоритами Ругозерского, Выпчозерского и Умбинского массивов, относимыми ко второму этапу. В них присутствуют плагиоклаз (раннемагматический — 36—46 % An, позднемагматический — 25—37 % An), ортоклаз, гиперстен, гранат, кварц и биотит; акцессории включают магнетит, циркон и апатит. *Гранитная серия* (SiO_2 — 68.7—75.0 %) представлена внедрившимися на третьем этапе порфировидными гранитами Кузреченского массива и дайками лейкократовых гранитов, также порфировидной текстуры. Кузреченские граниты и дайки сложены плагиоклазом (раннемагматический — 30—45 % An, позднемагматический — 12—32 % An), микроклином, кварцем, гранатом, биотитом; акцессории представлены монацитом, цирконом и ксенотимом. Калишпат часто образует крупные овоиды, что придает гранитам рапакивиподобный облик. Кузреченский массив отличается обилием ксенолитов умбинских гнейсов, которые не несут признаков термического на них воздействия, но испытали микроклинизацию. Дайки также содержат ксенолиты гнейсов и в краевых зонах содержат силлиманит и кордиерит. Все это предполагает ассимиляцию вмещающих пород.

Возраст. Магматический циркон из пород Умбинского массива чарнокитовой серии, относящихся ко второму этапу магматизма, имеет возраст 1912 ± 8 млн лет, а два унаследованных ядра — 1.95 и 1.97 млрд лет (Glebovitsky et al., 2001). Для гранодиоритов Пирьегубского массива первого этапа (эндербитовая серия) получен более древний возраст — 1941 + 23/– 18 млн лет (Kislitsyn et al., 1999б).

Петрология и происхождение. Во всех сериях магматические минералы принадлежат двум генерациям — ранней и поздней, объем которых примерно одинаков (Виноградов, Виноградова, 1975). Раннемагматические минералы в эндербитовой и чарнокитовой сериях включают гиперстен, магнетит, андезит, ортоклаз; дополнительно в эндербитах присутствует гастингсит, в чарнокитах — гранат, тогда как в гранитной серии они представлены гранатом, андезин-олигоклазом, калишпатом и кварцем. Позднемагматический парагенезис во всех сериях состоит из биотита, кварца и олигоклаза, а в эндербитах — еще из калишпата и гастингсита. Ранний парагенезис кристаллизовался в глубинном магматическом очаге при медленном охлаждении расплава, недосыщенного водой, а поздний — в интрузивной камере в верхних уровнях коры, когда при подъеме расплава произошли его насыщение водой и последовавшая быстрая кристаллизация.

Умбинский гранитоидный комплекс рассматривается как результат неоднократного внедрения расплавов, возникших в ходе дифференциации родоначальной андезитовой магмы. Содержания петрогенных элементов в породах эндербитовой и чарнокитовой серий (Виноградов, Виноградова, 1975; Терехов, Левицкий, 1995) характеризуются вариациями, характерными для пород известково-щелочной серии. Первые данные по РЗЭ в эндербитовой серии (массив Островской; Терехов, Левицкий, 1993) показывают, что их распределение близко таковому в эндербитах Финской и Русской Лапландии (Бибикова и др., 1993; Barbey et al., 1986). Новые геохимические данные подтверждают вывод о принадлежности умбинских эндербитов и чарнокитов производным известково-щелочных магм, которые внедрялись на предколлизионном островодужном этапе развития (Glebovitsky et al., 2001).

Sm-Nd изотопные данные говорят о значительном преобладании в магматических протолитах умбинских гранитоидов раннепротерозойского ювенильного материала, причем одни разности содержат только ювенильный материал, а другие — представляют его смесь с более древним коровым веществом (Daly et al., 2001). Эти данные вместе с изотопным возрастом согласуются с выводами о принадлежности гранитоидов трем сериям и последовательности их образования. Модельный возраст (Sm-Nd) и величины ε_{Nd} варьируют в породах комплекса следующим образом: эндербитовая серия — 2.14—2.21 млрд лет и от +0.5 до +1.2 (для возраста 1941 млн лет), чарнокитовая серия — 1.92—1.94 и от +3.2 до +3.6 (для возраста 1912 млн лет), гранитная серия — 2.25—2.50 млрд лет и от −0.9 до −1.5 (для возраста 1912 млн лет; Kislitsyn et al., 1999б).

Таким образом, первые две серии произошли из деплетированных мантийных источников, причем источник чарнокитов максимально деплетирован, поскольку их модельный возраст 1.92—1.94 млрд лет практически равен возрасту магматической кристаллизации — в 1912 млн лет (Sm-Nd метод). В отличие от них порфировидные граниты обнаружили заметную примесь материала коры. Можно предположить, что они произошли из трех источников, вклад которых непостоянен: раннепротерозойского ювенильного, раннепротерозойского корового, включающего кондалиты, и архейского корового, давшего минимальный вклад. Следовательно, средневзвешенный состав умбинского комплекса, определенный с учетом гранитов (Глебовицкий и др., 1978), не отражает состава родоначальной магмы, и вывод, что этот комплекс возник в результате неоднократного внедрения расплавов, возникших в ходе дифференциации родоначальной андезитовой магмы (Виноградов, Виноградова, 1975), представляется верным.

Сравнение пород эндербитовой и чарнокитовой серий умбинского комплекса с ортогранулитами чарнокитового комплекса ЛГП показывает, что и те и другие представляют собой продукты одного и того же периода магматизма в одних и тех же геодинамических условиях, а их различия связаны главным образом с разной глубиной расположения интрузивных камер. Этот вопрос дополнительно будет затронут ниже.

КОЛВИЦКИЙ ПОЯС

Он состоит из двух изолированных структур, слагающих Кандалакшские и Колвицкие тундры, и включает амфиболиты кандалакшской толщи, Колвицкий массив габбро-анортозитов вместе с его дайковым комплексом и гранулиты среднего и основного состава Порьей губы, объединяемые в колвицкий вулкано-плутонический комплекс, а также тектонические пластины гранито-гнейсов. В районе Порьей губы развиты интрузии базит-гипербазитов, которые, скорее всего, тоже входят в колвицкий комплекс. Кандалакшская структура залегает на позднеархейских гранито-гнейсах в общем горизонтально; субгоризонтальное положение в целом, согласно гравиметрическим данным (Буянов и др., 1996), имеет и колвицкая структура, хотя на поверхности породы залегают наклонно. В районе Рязановы Луды (мыс Пентельский) сохранились реликты стратиграфически несогласного залегания кандалакшской толщи на гранито-

гнейсах, подчеркнутого конгломератами (Богданова, Ефимов, 1975; Виноградов и др., 1980), базальный характер которых был подтвержден структурными исследованиями (Балаганский и др., 1986а). Таким образом, нижняя граница Колвицкого пояса тектонизирована не повсеместно, и ее нельзя считать надвигом в основании тектонического покрова (Терехов и др., 1989; Миллер, Милькевич, 1995). В отличие от этого граница супракрустальной пластины с колвицкими габбро-анортозитами явно тектоническая и представлена зоной интенсивных сдвиговых деформаций вдоль крупного надвига. Точно такой же верхний контакт наблюдается у габбро-анортозитов и порьегубского комплекса основных гранулитов. (рис. 2.2 на стр. 126)

От перекрывающего Умбинского блока пластина основных гранулитов отделена гранулитовым меланжем мощностью несколько километров (Балаганский и др., 1986а; Козлова и др., 1991). Порьегубская толща основных гранулитов рассматривалась как самостоятельная и «очень пестрая по составу» (Виноградов и др., 1980, с. 26) единица стратиграфического разреза гранулитового комплекса. Меланж является самой крупной разломной зоной в системе надвигов, возникших в результате коллизии Беломорского и Кольского мегаблоков (Прияткина, Шарков, 1979; Богданова и др., 1993; Глебовицкий, 1993). Подстилающие меланж основные гранулиты содержат тектонические линзы неоднократно мигматизированных гранито-гнейсов, которые на контактах с гранулитами совместно с ними сильно линеаризированы и милонитизированы. Эти же гранито-гнейсы слагают острова Перуньи, а также часть побережья к северо-западу от островов и образуют как минимум две пластины (не менее 0.3×3 км), рассматриваемые как тектонические отторженцы позднеархейского гранито-гнейсового фундамента пояса, которые были внедрены во время коллизии в породы Порьей губы и испытали вместе с ними высокобарический гранулитовый метаморфизм.

Таким образом, основные гранулиты Порьей губы находятся в зоне, переходной от не полностью тектонизированной нижней части Колвицкого пояса к гранулитовому меланжу, который отделяет этот пояс от перекрывающего Умбинского блока и представляет собой зону максимальной тектонизации в виде хаотического чередования тектонических пластин и линз порьегубских и умбинских гранулитов. Такого рода деформационная зональность впервые была установлена Л. А. Прияткиной (1974).

Вещественный состав

Кандалакшская толща. Данная толща почти полностью сложена амфиболитами, среди которых преобладают гранатовые разности; нередко они содержат клинопироксен, биотит и кварц. В единичных случаях местами непосредственно на гранито-гнейсах, а также внутри самой нижней части толщи залегают биотит-амфиболовые гнейсы мощностью до нескольких десятков метров, и именно они содержат прослои конгломератов, являясь их цементом (Богданова, Ефимов, 1975; Балаганский и др., 1986а). Для гнейсов характерно присутствие маломощных и прослойков, и линз карбонатных пород (Богданова, Ефимов, 1975), что вместе с наличием конгломератов, чередованием гнейсов с амфиболитами и присутствием в амфиболитах туфобрекчий свидетельствует о вулканогенной природе амфиболитов. Изредка амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы (иногда с гранатом) встречаются в средних и верхних частях толщи, в которых соотношение главных и редких элементов является типичным для изверженных пород.

Гранулиты Порьей губы. Эти гранулиты обычно имеют основной состав и включают разнообразные как полосчатые, так и монотонные гранат-пироксен-амфиболовые, гранат-пироксеновые и гранат-двупироксеновые кристаллические плагиосланцы, гранатовые амфиболиты, а также пироксеновые гнейсы. Местами отмечаются взаимопереходы между различными сланцами, причем в наименее рассланцованных разностях иногда можно распознать исходные изверженные породы, а петрографические разности, переходящие друг в друга, в таких случаях отражают разную степень рассланцевания и перекристаллизации одной и той же исходной породы. В резко ограниченном количестве развиты лептиниты — мелкозернистые лейкократовые кварц-полевошпатовые породы, интерпретируемые как кислые вулканиты (Крылова, 1983).

Основные гранулиты содержат редкие прослои мраморов и кальцифиров (Беляев, 1971; Виноградов и др., 1980), причем в этих случаях гранулиты имеют полосчатые текстуры, типичные для туфов или туффитов, а их границы с мраморами и кальцифирами не являются тектоническими. Таким образом, по крайней мере часть гранулитов является супракрустальными породами.

Гранито-гнейсы. По внешнему виду гранито-гнейсы идентичны типичным неоднократно мигматизированным беломорским гранито-гнейсам. Их субстратом являются амфибол-гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, ортопироксен-биотитовые и ортопироксен-гранат-биотитовые плагиогнейсы, иногда

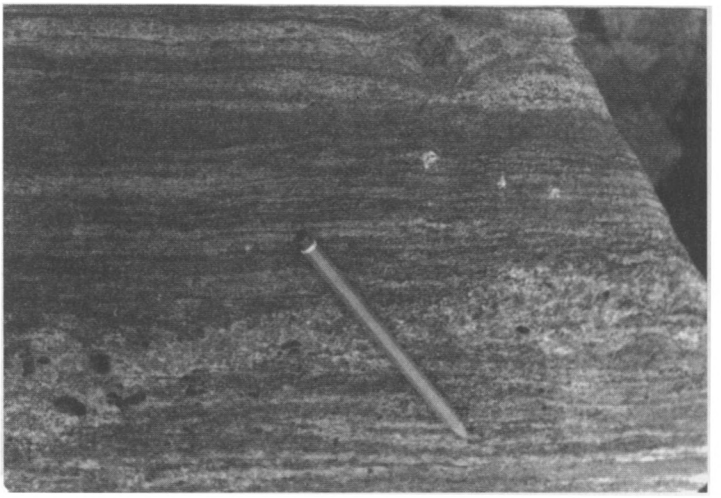


Рис. 2.3. Поздняя крупнозернистая лейкосома с порфиробластами ортопироксена, секущая раннюю тонкую мигматитовую полосчатость в гранито-гнейсах полуострова между губами Западная Порья и Шушпаниха.

со следами диафтореза в условиях низкотемпературной фации, приводящего к исчезновению ортопироксена. Ранняя лейкосома обычно мелкозернистая и образует слойки мощностью не более первых миллиметров, тогда как поздняя — грубозернистая, и ее мощность в среднем равна 1 см. Как правило, поздняя лейкосома залегает параллельно ранней, но иногда отчетливо сечет ее; при этом она, а также палеосома содержат крупные порфиробласты ортопироксена, что указывает на образование поздней лейкосомы в условиях гранулитовой фации (рис. 2.3). Анализ карт и литературы показывает, что эти гранито-гнейсы с ортопироксеном назывались пироксеновыми гнейсами (Козлов и др., 1990) или диафторированными гранат-пироксеновыми гнейсами (Виноградов и др., 1980), а на о. Кривом (северо-восточный остров Перуньих островов) — эндербитами (Каулина, Богданова, 2000). В отличие от крупных пластин в линзах размером первые метры гранито-гнейсы сильно тектонизированы.

На Перуньих островах гранито-гнейсы рвутся дайками базитов, причем объемы даек и гранито-гнейсов примерно равны. В редких случаях отмечается плавление гнейсов под воздействием даек (рис. 2.4). В гранито-гнейсах дайки секут смятую в складки раннюю лейкосому (рис. 2.5), вместе с ними испытали гранулитовый метаморфизм и преобразованы в типичные ос-

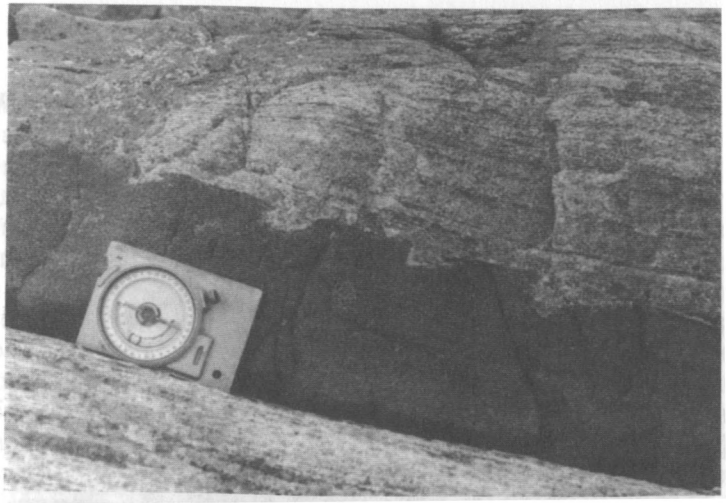


Рис. 2.4. Дайка базитов (основной гранулит), под острым углом секущая мигматизированные гранито-гнейсы и вместе с ними испытавшая гранулитовый метаморфизм.

Асимметричные гранитоидные обособления в висячем боку дайки интерпретируются как результат подплавления гранито-гнейсов, а их асимметрия связывается с правосторонним смещением бортов дайки в условиях косого растяжения. Именно эти гранито-гнейсы с ортопироксеном (эндербиты) содержат циркон с магматическими ядрами и метаморфическими каймами с усредненным возрастом 2.52 млрд лет (Каулина, Богданова, 2000). Северо-восточный остров Перуньих островов в Порьей губе (он же о. Кривой).

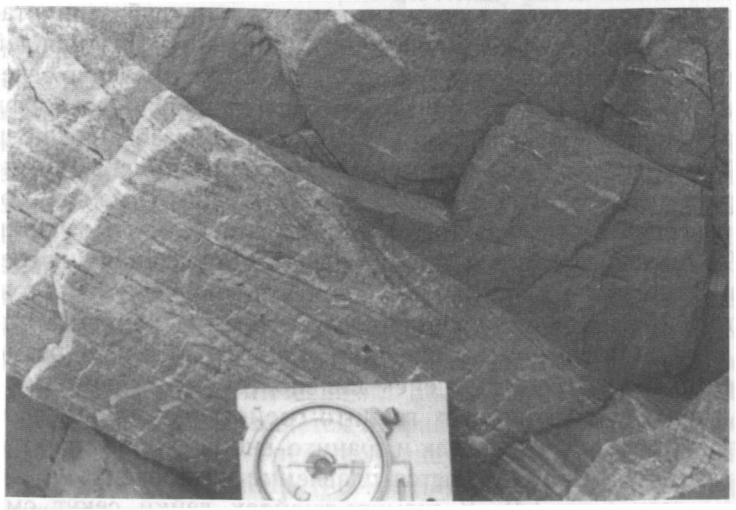


Рис. 2.5. Дайка базитов (основной гранулит), секущая мигматизированные и смятые в складки гранито-гнейсы и испытавшая вместе с ними гранулитовый метаморфизм и слабую мигматизацию (юго-западный остров Перуньих островов Порьей губы).

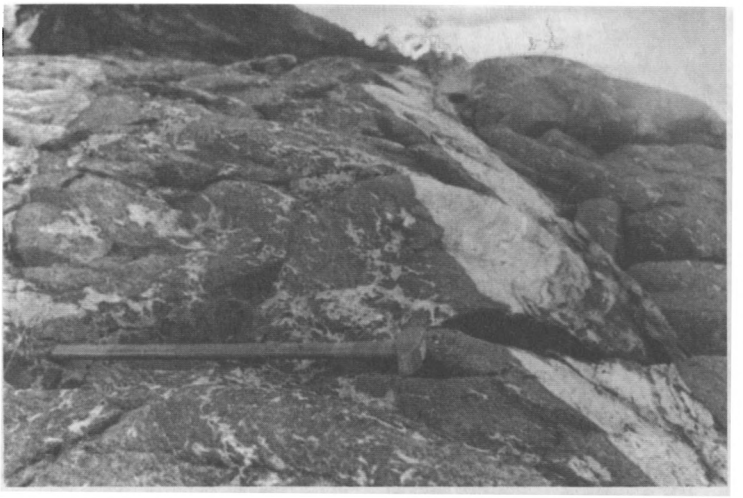


Рис. 2.6. Дайка базитов (основной гранулит), секущая мигматизированные гранито-гнейсы, испытавшая вместе с ними гранулитовый метаморфизм и сильную мигматизацию (юго-западный остров Перуньих островов Порьей губы).

новные гранулиты. Дайки иногда мигматизированы (рис. 2.6), и их жильный материал отвечает поздней лейкосоме в гранито-гнейсах. Все сказанное подтверждает вывод о том, что повторные метаморфизм и мигматизация гранито-гнейсов происходили в условиях гранулитовой фации, а также указывает на неправомочность объединения гранито-гнейсов и даек, петрографически являющихся кислыми и основными гранулитами, в единый комплекс.

Колвицкий габбро-анортозитовый массив. Южная граница Колвицкого массива с метаандезитами кандалакшской толщи обнажена в районе мыса Кочинного, где она залечена базитами дайкового комплекса массива (Balagansky et al., 2001); северная не обнажена и проводится по губе Белозерихе. История формирования массива включает три этапа: на первом возникли габбро-анортозиты, на втором они были интрудированы жилами и дайками анортозитов (Балаганский и др., 1986б), а на третьем все эти породы были прорваны дайками диоритов и базитов нескольких генераций (Балаганский, Козлова, 1987; Bridgwater et al., 1995; Balagansky et al., 2001). Дайки обнаруживают секущие контакты и содержат ксенолиты рассланцованных габбро-анортозитов и анортозитов (рис. 2.7), тем не менее ранее они считались ксенолитами кандалакшских амфиболитов в породах массива (Ефимов и др., 1974; Шарков, 1984).

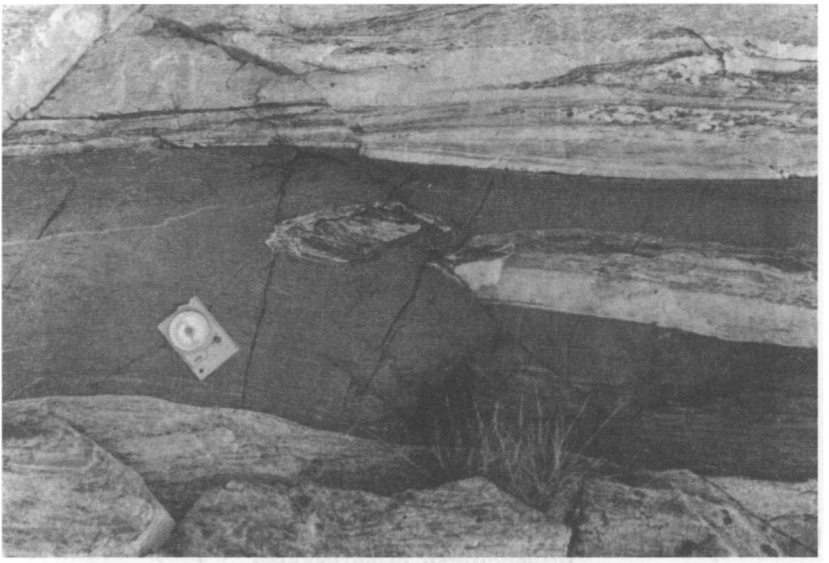


Рис. 2.7. Дайка метабазитов, секущая рассланцованные анортозиты и габбро-анортозиты Колвицкого массива (полуостров между губами Малая Ильинская и Чернобаиха).

Габбро-анортозиты слагают значительную часть массива и обычно преобразованы в лейкократовые плагиосланцы с гранатом, амфиболом, реже клинопироксеном в нижней части массива и гранатом, орто- и клинопироксенами, а также амфиболом — в верхней части. По данным Е. В. Шаркова (1984), нерассланцованные габбро-анортозиты района мыса Педунов* имеют кумулятивные структуры, образованные идиоморфными кристаллами плагиоклаза (обычно An 60—63 %) в мелкозернистой массе ортопироксена (бронзит Fs 20—25) и диопсид-авгита. Местами развиты нориты, гигантозернистые габбро-норит-пегматиты (катаранскиты), жилы вебстеритов и крайне редко троктолиты. Ортопироксен в габбро-анортозитах является инвертированным пижонитом. Для нерассланцованных разностей среднезернистых габбро-анортозитов характерны каймы амфиболов и граната вокруг магматических пироксенов; циркон в этих породах отсутствует, но есть в изобилии в рассланцованных разностях. В избежавших рассланцевания участках габбро-анортозитов нередко видна ритмичная расслоенность; выделяется также скрытая расслоенность, выраженная в понижении основности плагиоклаза и магнезиальности ортопироксена вверх по разрезу (Шарков, 1984).

* Он же мыс Катаранский.

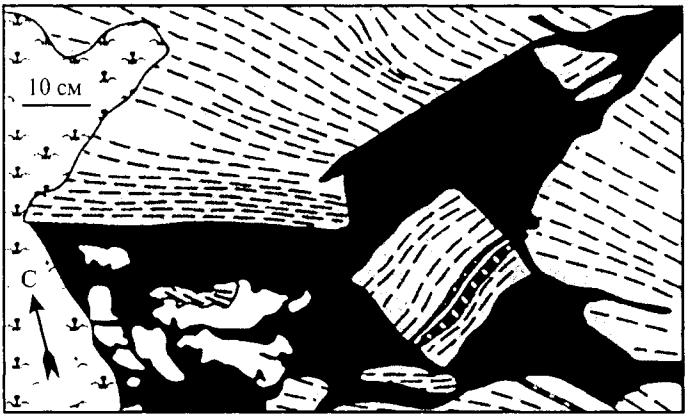


Рис. 2.8. Дайка горнблендитов (*черное*), секущая рассланцованные габбро-анортозиты (*серое со штрихами*) Колвицкого массива (*белое* — пегматоидные обособления; южная граница массива, губа Чернобаиха).

Анортозиты занимают около 1/4 части массива. Нерассланцованные анортозиты сложены крупными субидиоморфными и идиоморфными кристаллами магматического плагиоклаза (An 55—65 %); второстепенные минералы представлены амфиболом и клинопироксеном; акцессории включают сфен, апатит и циркон. Рассланцованные разности имеют тот же состав. В верхней части массива отмечены монцониты, кварцевые монцониты и кварцевые диориты (эндербиты), мнения о природе которых различны (Прияткина, Шарков, 1979).

Дайки принадлежат как минимум четырем генерациям базитов и одной диоритов. Нерассланцованные базиты обычно имеют пятнистые (леопардовые) текстуры (диопсид-гранат-плагиоклазовые пятна в гранат-диопсид-амфибол-плагиоклазовой массе). Метаморфические минералы включают гранат, клинопироксен, амфибол, плагиоклаз, кварц, а первично-магматические представлены реликтами клинопироксена и фенокристами плагиоклаза (лабрадор); последний характерен для пятнистых даек. Самые поздние дайки почти целиком сложены амфиболом (± диопсид) и являются горнблендитами. Часто они образуют тонкую ветвящуюся сеть и интерпретировались как метасоматические амфиболовые жилы (Крылова, 1983) или горнблендитовые метасоматиты (Богданова и др., 1993). Однако в этой сети встречаются участки, где изверженный характер горнблендитов несомненен (рис. 2.8), как очевидно и их метасоматическое воздействие на вмещающие породы.

Базит-гипербазитовые интрузии. Можно отметить следующие типы базитов и гипербазитов (Ефимов, 1972, 1985; Ефимов и др., 1975; Ефимов, Богданова, 1983). *Клинопироксениты и верлиты* образуют линзовидные тела размером первые сотни метров (при максимуме 4 × 1 км), которые сложены преимущественно оливиновыми пироксенитами (около 80 %), перидотитами, оливинитами и габброидами. Для *габбро-норит-клинопироксенит-вебстеритов* характерны мелкие тела (обычно не более первых десятков метров), напоминающие уплощенные сигары, параллельные линейности во вмещающих кристаллических сланцах. Все эти породы испытали одни и те же структурно-метаморфические преобразования в условиях высокобарической гранулитовой фации и содержат типичные для основных кристаллосланцев метаморфические парагенезисы, а также реликты магматических минералов. *Интрузии перидотитов, оливиновых норитов, норитов* и *габбро-норитов* иногда имеют друзитовые структуры, что помимо сходства состава сближает их с типичными беломорскими друзитами. Эти породы местами привели к плавлению вмещающих гнейсов и также испытали высокобарический гранулитовый метаморфизм.

Более поздними считаются *роговообманковые перидотиты* (кортландиты), прорывающие кристаллические сланцы и гнейсы, содержащие их ксенолиты и метаморфизованные совместно с ними в условиях фации куммингтонитовых амфиболитов, причем этот метаморфизм является диафторическим для вмещающих пород. *Габбро-диабазы* с габброофитовыми структурами и признаками закалки контактов отнесены к самым поздним базитам, в частности они прорывают кортландиты, но обычно интрудируют мигматизированные гнейсы фундамента, приводя иногда к их подплавлению. Одним из автором такая секущая дайка наблюдалась в тектонической пластине гранито-гнейсов в Порьей губе, где она испытала гранулитовый метаморфизм.

Отдельную группу образуют *дайки базитов* в тектонических пластинах гранито-гнейсов, которые, судя по тому, что по петрохимическим параметрам они не выделялись среди основных гранулитов, по-видимому, принадлежат вместе с ними одной вулканоплутонической ассоциации.

Субщелочные граниты. Они слагают серию согласных даек мощностью обычно первые десятки метров, но местами секут вмещающие их основные гранулиты (Прияткина, Шарков, 1979; Крылова, 1983). Граниты внедрялись в рассланцованные и линеаризированные до их внедрения породы, но сами тоже имеют гнейсовые и линейные текстуры такой же ориентировки, что впервые отметил К. Д. Беляев (1971). В гранитах присутствуют

микроклин-пертит, плагиоклаз (An 5—30 %, антипертит), кварц, лепидомелан (все главные), феррогастингсит и примесь эгирин-авгита (Прияткина, Шарков, 1979; Крылова, 1983), иногда граната (Терехов, Левицкий, 1995).

Возраст

Гранито-гнейсы. Гранито-гнейсы о. Кривого, испытавшие наложенный гранулитовый метаморфизм и называемые М. Н. Богдановой эндербитами, содержат несколько генераций цирконов, одна из которых объединяет магматические цирконы, окруженные метаморфическими каймами, а все остальные имеют признаки метаморфической природы (Каулина, Богданова, 2000; Кислицын и др., неопубл. данные). Магматические цирконы проанализированы вместе с каймами и дали возраст 2521 ± 20 млн лет; таким образом, кристаллизация магматического протолита гранито-гнейсов произошла до, а метаморфизм после этого рубежа (Каулина, Богданова, 2000). Две генерации метаморфических цирконов из этого же образца дали возраст 2268 ± 76 и 2181 ± ± 8 млн лет. Ранее возраст беломорских гнейсов из района Порьей губы Е. В. Бибиковой (Тугаринов, Бибикова, 1980, и личное сообщение) был оценен по циркону в 2700 ± 50 млн лет.

Колвицкий вулкано-плутонический комплекс. Магматические цирконы из метаандезитов *кандалакшской толщи* района горы Окатьева имеют возраст 2467 ± 7 млн лет, тогда как магматической кристаллизации метатоналитов из фундамента толщи отвечает датировка 2708 ± 10 млн лет, также полученная по магматическому циркону (Балаганский и др., 1998б). Однородные, немигматизированные, мелко- и среднезернистые разности кандалакшских метавулканитов, а также дайки базитов и небольшой интрузии габбро-норита, рвущие гранито-гнейсы и интерпретируемые как подводящие каналы для вулканитов, дали изохронный возраст (Rb-Sr метод) 2497 ± 50 млн лет (Балаганский и др., 1998б). Эти данные подтвердили мнение о сумийском возрасте толщи (Глебовицкий и др., 1978).

Наиболее древние цирконы в *габбро-анортозитах* имеют возраст 2465 ± 4 млн лет (Балаганский и др., неопубл. данные) и метаморфический генезис; по магматическим цирконам из *анортозитов* получены датировки в 2450 ± 10 (Митрофанов и др., 1993) и 2462 + 7/− 6 млн лет (Фриш и др., 1995). Возраст магматических цирконов в *диоритовых дайках* равен 2436 ± ± 6 млн лет (Каулина, Богданова, 2000), что определяет время внедрения *базитовых даек* интервалом 2450—2436 млн лет. Са-

мыми поздними являются *дайки горнблендитов* (Balagansky et al., 2001) с возрастом 2431 ± 3 млн лет (Богданова и др., 1993).* Метаморфические цирконы из рассланцованных метагаббро-анортозитов и даек базитов варьируют от 2437 до 2394 млн лет (Митрофанов и др., 1993; Балаганский и др., 1998б), что согласуется с наблюдениями, указывающими на рассланцевание пород сразу же после солидификации расплавов (Bridgwater et al., 1995; Balagansky et al., 2001); на это первой обратила внимание Л. А. Прияткина (Прияткина, Шарков, 1979). Таким образом, многоэтапное формирование Колвицкого массива происходило в интервале 2465—2430 млн лет назад. Постдеформационный *пегматит*, секущий дайки, имеет возраст 2387 ± 4 млн лет (магматический циркон, Kislitsyn et al., 2000a).

Изотопный возраст *интрузий базит-гипербазитов* не установлен. Нижняя их возрастная граница определяется возрастом вмещающих ортогранулитов колвицкого вулкано-плутонического комплекса, кандалакшская толща которого образовалась 2.47 млрд лет назад (см. выше). Метагаббро-норит, прорывающий гранито-гнейсы в Порьей губе, ложится на Rb-Sr изохрону с возрастом 2497 ± 50 млн лет, построенную для кандалакшских пород, но это может быть и случайностью. Все базиты и гипербазиты испытали гранулитовый метаморфизм около 1.91 млрд лет назад, за исключением кортландитов. Однако на последние как будто бы воздействуют щелочные граниты (Ефимов и др., 1975) с возрастом 2.29 млрд лет (Каулина, Богданова, 2000), что предполагает более древнее положение кортландитов. Часть ультрабазитов прорывает базитовые дайки, и их возраст может отвечать периоду 2.0—1.9 млрд лет, как это имеет место в поясе Танаэлв. Скорее всего, часть базитов и ультрабазитов принадлежит колвицкому комплексу, а другая часть является более молодой.

Субщелочные граниты. Внедрение субщелочных гранитов определяется датировкой 2289 ± 20 млн лет, полученной по магматическому циркону (Каулина, Богданова, 2000).

Происхождение

Гранито-гнейсы. Модельный возраст (t_{DM}) двух образцов гранито-гнейсов из этого района Порьей губы составил 2.84 и 2.83 млрд лет (Sm-Nd), который почти идентичен величине t_{DM},

* Горнблендиты считаются М. Н. Богдановой и ее коллегами метасоматическими; за их возраст нами принято конкордантное значение 2431 ± 3 млн лет, а не верхнего пересечения 2437 ± 15 млн лет, рассчитанный по трем фракциям, представляющим три разных типа циркона.

(рис. 2.10 на стр. 173)

равной 2825 млн лет, для метатоналита фундамента Колвицкого пояса с возрастом 2708 ± 10 млн лет (Балаганский и др., 1998б), совпадающим с возрастом 2700 млн лет; последний получен ранее по гранито-гнейсам района Порьей губы (Тугаринов, Бибикова, 1980). По Sm-Nd изотопным данным, все эти породы близки гранито-гнейсам беломорского комплекса (t_{DM} = 2.81—2.93; Бибикова и др., 1999; Daly et al., 1993; Timmerman, Daly, 1995; Bibikova et al., 1996), а внедрение магматических протолитов ареально развитых гранито-гнейсов Северо-Западного Беломорья отвечает интервалу 2.76—2.67 млрд лет (Кудряшов, 1996; Каулина, Богданова, 2000; Bogdanova, Bibikova, 1993). Сказанное подтверждает вывод о том, что гранито-гнейсы из тектонических пластин Порьей губы, а также фундамента Колвицкого пояса следует коррелировать с беломорскими гранито-гнейсами (Балаганский и др., 1998б).

Колвицкий вулкано-плутонический комплекс. Магматическими породами протолитов амфиболитов *кандалакшской толщи* считаются толеитовые базальты (Терехов, Левицкий, 1995; Минц и др., 1996), среди которых различаются базальты нормальной щелочности и повышенной глиноземистости (Козлов, 1983). Спектр РЗЭ в метатолеитах имеет слабый наклон при среднем отношении $(La/Yb)_N$ = 2—3 (Терехов, Левицкий, 1993; Минц и др., 1996). Кроме того, выделяются андезиты, дациты и их туфы, а также исходные для метаосадков туффиты и грауваккки (Козлов, 1983). В протолитах метаосадков и цемента конгломератов есть примесь архейского материала, о чем говорят модельный возраст (t_{DM}), равный 2.82—2.88 млрд лет (Sm-Nd) и величина ε_{Nd} — от −2.3 до −3.4 (для возраста 2450 млн лет; Балаганский и др., 1998б)(рис. 2.10 на стр. 173).

Исходной для *Колвицкого габбро-анортозитового массива* считается высокоглиноземистый андезито-базальт (Шарков, 1984). Этот вывод базируется на оценке средневзвешенного состава массива, а также на составе габбро-анортозитов из предполагаемых зон закалок. С учетом принадлежности габбро-анортозитов и анортозитов разным фазам массива, а также наличия дайкового комплекса роль средневзвешенного состава в оценке родоначальной магмы видится неоднозначной. Более того, наблюдения над дайками габбро-порфиритов проливают свет на образование протолитов колвицких анортозитов. Эти дайки содержат фенокристы лабрадора размером от первых миллиметров до 5 см,*

* Именно эти дайки приведены на рис. 8 (Прияткина, Шарков, 1979) и на рис. 16 (Магматические формации..., 1980) в качестве ксенолитов метапорфиритов кандалакшской толщи в габбро-анортозитах.

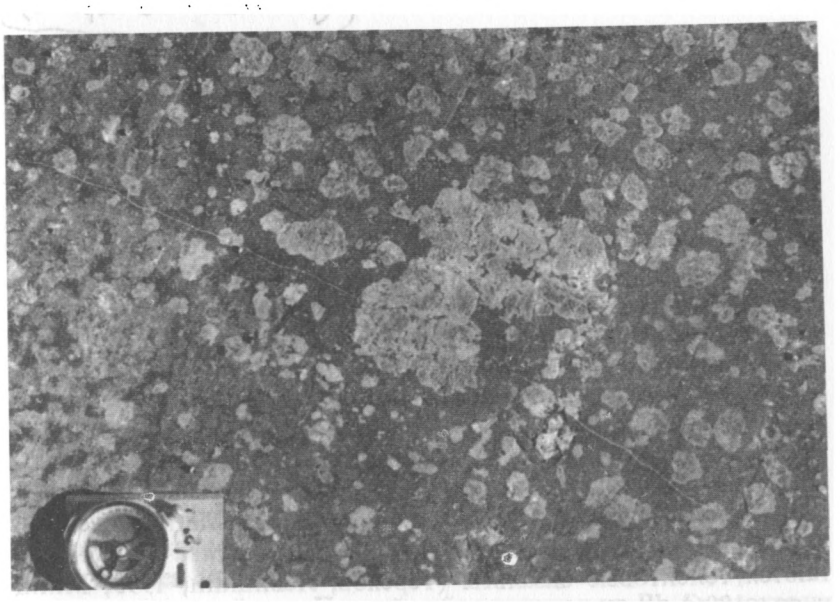


Рис. 2.9. Анортозитовые агломераты, образованные фенокристами плагиоклаза в дайках метагаббро-порфиритов, секущих метаанортозиты и метагаббро-анортозиты Колвицкого массива (южная краевая часть массива, полуостров между губами Малая Ильинская и Чернобаиха).

содержание которых варьирует от первых десятков процентов до полного отсутствия в пределах даже одной дайки, и при этом они обнаруживают тенденцию образовывать гломеры, представляющие собой анортозиты (рис. 2.9). За исключением габбро-порфиритов, базитовые дайки принадлежат толеитовой серии, причем к этой же серии относится и основная ткань габбро-порфиритов, но при появлении лабрадоровых вкрапленников валовый состав породы смещается в поле известково-щелочной серии (Balagansky et al., 2001). Таким образом, одна и та же дайка включает породы и толеитовой, и известково-щелочной серии, а переход от серии к серии определяется фракционированием плагиоклаза с появлением анортозита как крайнего члена дифференциации.

Наблюдается сходство истории формирования Колвицкого массива с раннепротерозойскими основными расслоенными интрузиями Кольского региона. Во-первых, габбро-анортозиты местами обнаруживают расслоенность; во-вторых, кристаллизация анортозитов в расслоенных интрузиях также оторвана во времени от образования габбро-норитов, что установлено для интрузий горы Генеральской (соответственно 2446 ± 10 и

рис. 2.10 на стр. 173

2496 ± 10 млн лет; Баянова и др., 1999) и Панско-Федоровских тундр (2447 ± 12 и 2492 ± 2 млн лет; Баянова и др., 1994, 1995); в третьих, колвицкие анортозиты одновозрастны анортозитам расслоенных интрузий (соответственно 2.45—2.46 и 2.45 млн лет); наконец, в-четвертых, как показывают Nd-Sr данные, дайковый комплекс Колвицкого массива и расслоенные массивы произошли из одинаковых мантийных источников (см. ниже). Перидотит-пироксенит-габбро-норитовые интрузии восточной части Балтийского щита образовались в рифтогенных условиях, и такие их компоненты, как анортозиты, возникли отнюдь не в результате известково-щелочного магматизма (Щеглов и др., 1993). Поэтому, несмотря на то, что габбро-анортозиты и анортозиты Колвицкого массива обнаруживают известково-щелочные тренды (Шарков, 1984), роль последних в общей оценке геодинамических условий образования массива, а также Колвицкого пояса в целом представляется далеко не определяющей, тем более что в петрологических данных по массиву существуют значительные пробелы.

Среди протолитов *основных ортогранулитов Порьей губы* распознаются толеитовые и глиноземистые базальты, а также андезито-базальты (Козлов и др., 1990). Как и в кандалакшской толще, протолиты, по-видимому, включают изверженные породы среднего и кислого состава, однако в пределах плоскотундровской толщи значительная их часть отвечает выходам гранито-гнейсов из тектонических пластин фундамента. Основные ортогранулиты обнаруживают слабую дифференциацию РЗЭ при $(La/Yb)_N$ от 4.5 до 5.8 и незначительной отрицательной аномалии Eu; узор РЗЭ при этом сходен с таковым в кандалакшских амфиболитах (Терехов, Левицкий, 1993, 1995).

Величины ε_{Nd} (для возраста 2450 млн лет) варьируют в кандалакшских средних и основных метавулканитах, дайках базитов и диоритов Колвицкого массива от −0.6 до +0.3, а модельный возраст (Sm-Nd) — от 2.70 до 2.62 млрд лет (Балаганский и др., 1998б). Для двух ортогранулитов основного состава, один из которых представлен метагаббро-норитом, величины ε_{Nd} (для возраста 2450 млн лет) равны −1.2 и −1.5, что может означать происхождение их из обогащенного мантийного источника или незначительную примесь древнего корового материала. На диаграмме ε_{Nd}—I_{Sr} все эти породы образуют единый тренд с расслоенными интрузиями Балтийского щита с возрастом 2.44—2.50 млрд лет (Amelin, Semenov, 1996), что указывает на общность их мантийных источников.

Происхождение *базит-гипербазитовых интрузий* представляется неопределенным, за исключением кортландитов и мелких

рис. 2.10 на стр. 173

интрузий перидотитов, оливиновых норитов, норитов и габброноритов. Для второй группы пород их корреляция с беломорскими друзитами (Ефимов, Богданова, 1983), возраст которых в целом близок 2.45 млрд лет, представляется правильной, что подтверждается изучением Nd-Sr системы в одной интрузии метагаббро-норита. Родоначальной для кортландитов является не перидотитовая, а базальтовая магма (Ефимов и др., 1975), и вполне возможно, что эти породы также входят в состав колвицкого комплекса.

Субщелочные граниты. Эти породы отличают высокое содержание РЗЭ (в среднем 426 ppm) и резко отрицательная аномалия Eu; по отношениям Yb/SiO_2 и Rb/SiO_2 они отвечают внутриплитным и океаническим гранитам, а на диаграммах FeO/MgO—Ga/Al (коэффициент агпаитности — Ga/Al, Zr—Ga/Al, Ce—Ga/Al, Y—Ga/Al и Zn—Ga/Al) они находятся в полях анорогенных гранитов (Терехов, Левицкий, 1995). Согласно единственному пока Sm-Nd изотопному анализу, субщелочные граниты произошли из мантийного источника, идентичного таковому для пород колвицкого вулкано-плутонического комплекса (Балаганский и др., 1998б). Они не могли возникнуть в процессе надвиго- и покровообразования, т. е. около 1.91 млрд лет назад, так как их возраст древнее на 370 млн лет.

рис. 2.10 на стр. 173

ТЕРСКИЙ БЛОК

Кристаллические толщи юга Кольского полуострова (исключая Колвицкий пояс) единодушно считались архейскими и были объединены в Терский сегмент, блок или пояс (Глебовицкий и др., 1978; Загородный, Радченко, 1983; Минц и др., 1996). Зоной северо-западных надвигов этот сегмент делится на два блока, и юго-западный блок надвинут на северо-восточный, который в свою очередь взброшен на Имандра-Варзугскую структуру (Беляев, 1980; Федоров и др., 1980). Эту зону некоторые геологи считали самой главной здесь границей, разделяющей блоки кольского докембрия высшего порядка (Радченко и др., 1992; Gaskelberg, 1992; Melezhik, Sturt, 1994). Террейн-анализ подтвердил высокий ранг этого разлома, легко распознаваемого как на геологических, так и на геофизических картах и разделяющего Стрельнинский блок Центральнокольского мегаблока на северо-востоке и Терский блок Беломорского мегаблока на юго-западе (Балаганский и др., 1998а). Разлом хорошо виден на карте данных электроразведки, причем к западу он раздваивается

рис. 2.10 на стр. 173

(Любавин и др., 1999) и его юго-западная ветвь совпадает с зоной гранулитового меланжа Порьей губы.

Главной особенностью Терского блока является наличие в нем раннепротерозойских пород, значительная часть протолитов которых имеет ювенильный источник (Timmerman, Daly, 1995; Daly et al., 2001). Общность их происхождения и последующей переработки сближает эти породы с образованиями ЛГП. Аналогично другим структурам, связанным с ЛГП, Терский блок обнаруживает метаморфическую зональность, выраженную в усилении метаморфизма вверх по наблюдаемому разрезу (т. е. к юго-западу по направлению к умбинским гранулитам) от низкотемпературной ставролит-андалузитовой субфации до высокотемпературной гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации (Беляев и др., 1977).

Терский блок состоит из гранито-гнейсов, более молодых гранитоидов и супракрустальных пород серговской толщи; для всех пород предполагается позднеархейский возраст (Радченко и др., 1994). Обычно они слагают пластообразные тела северо-западного простирания (Геологическая карта.., 1996), параллельные северо-восточной тектонической границе блока.

Серговская толща (Радченко и др., 1994) состоит из амфибол-биотитовых, гранат-амфибол-биотитовых и эпидот-амфибол-биотитовых гнейсов (все нередко с гранатом), а также амфиболитов. В подчиненном количестве присутствуют слюдяные и гранат-слюдяные (часто с силлиманитом) гнейсы; иногда встречаются гранат-кианит-слюдяные гнейсы, сульфидсодержащие биотитовые гнейсы и кальцифиры, несущие пирротин-пиритовую вкрапленность. По петро- и геохимическим особенностям все эти породы разделяются на метамагматические и метаосадочные (Петров и др., 1986; Иванов, 1987). Первичные структуры наблюдаются в слабометаморфизованных осадках и характеризуются ритмичной слоистостью. Осадочные протолиты представлены граувакками, зрелых осадков почти нет. Чередование метаосадков с пластами метаизверженных пород предполагает вулканогенную природу последних. Магматические протолиты метавулканитов отвечают базальтам, андезито-базальтам, андезитам и дацитам островодужных обстановок (Иванов, 1987).

Магматические цирконы из метавулканита (SiO_2 — 68 %) дали возраст 1961 ± 9 млн лет (Daly et al., 2001). Цирконы содержат редкие унаследованные ядра, возраст одного из них равен 2039 ± 9 млн лет. Получены данные Sm-Nd метода — модельный возраст 2.22 и 2.16 млрд лет для метавулканитов и

(рис. 2.10 на стр. 173).

дважды 2.23 млрд лет для метагравакков. Величины ε_{Nd} (для возраста 1960 млн лет) составляют для метавулканитов +0.91 и +1.7, а для метагравакков — +0.22 и +0.11. Таким образом, архейский материал в них не установлен, а коровая предыстория очень короткая. Сразу после накопления породы были метаморфизованы, о чем говорит возраст цирконов, равный 1.91—1.92 млрд лет из позднедеформационных лейкосом.

Приведенные данные не исключают архейского возраста пород, относимых к серговской толще за пределами Терского блока.

Породы магматического комплекса (гранито-гнейсы), по данным О. А. Беляева (1977), испытали амфиболитовый метаморфизм, в целом однородны и не содержат метаосадков. Сложены они биотитовыми, амфибол-биотитовыми, реже биотит-амфиболовыми, эпидот-биотитовыми (± амфибол) и амфиболовыми гнейсами, которые часто обнаруживают взаимопереходы. По составу среди них преобладают дациты; подчеркивается отсутствие андезит-базальтов и андезитов. Также встречаются амфиболиты неясной природы, по составу отвечающие высокоглиноземистым породам андезито-базальтовых серий островных дуг (Иванов, 1987). Гранито-гнейсы относятся к гранито-гнейсовому комплексу позднеархейского фундамента; более молодые гранитоиды, включающие гранодиориты (доминирующий тип), тоналиты и плагиограниты, объединяются в позднеархейский терский интрузивный комплекс (Радченко и др., 1994). Изотопные данные для всех этих пород отсутствуют.

СТРЕЛЬНИНСКИЙ БЛОК

Этот блок, так же как и блок Инари, содержит и позднеархейские, и раннепротерозойские породы, последние также представлены метаосадками со значительным вкладом раннепротерозойского ювенильного материала.

Строение блока отличается от смежного с ним Терского блока, что хорошо видно как на геологических (Геологическая карта.., 1996), так и на геофизических (Балаганский и др., 1998а; Любавин и др., 1999) картах. Главное отличие заключается в том, что если в Терском блоке породы имеют выдержанное северо-западное простирание, то в Стрельнинском блоке их простирание невыдержанное, а в некоторых участках породы обнаруживают устойчивое северо-восточное простирание. Встречаются отдельные купольные и складчатые структуры. Обраща-

рис. 2.10 на стр. 173

ют на себя внимание развитие в Стрельнинском блоке базитов, сходных с раннепротерозойскими основными расслоенными массивами, и их отсутствие в Терском блоке.

На юго-востоке блока развиты гранито-гнейсы, идентичные таковым Терского блока (Беляев, 1980; Геологическая карта..., 1996). По тоналитовым и трондьемитовым гранито-гнейсам рассчитан изохронный возраст (Rb-Sr метод) — 2870 ± 29 млн лет при I_{Sr} = 0.70053 ± 9 (Balashov et al., 1992), а Sm-Nd анализ одного образца дал модельный возраст 2835 млн лет (ε_{Nd} = +2.4 для возраста 2870 млн лет; Timmerman, Daly, 1995). Таким образом, эти породы возникли из позднеархейской истощенной мантии и не содержат раннеархейского вещества. Тоналито-гнейсы с микроклином и без, а также микроклинизированные разности имеют изохронный возраст 2690 ± 18 млн лет (Rb-Sr) при I_{Sr} = 0.70156 ± 8; циркон из микроклинизированных пород дал возраст 2670 ± 10 млн лет (Balashov et al., 1992). Возраст магматических цирконов из гранитоидов терского интрузивного комплекса близок 2.7 млрд лет, а по двум образцам определены Sm-Nd модельные значения возраста 2948 и 3035 млн лет (Daly et al., 2001). Метадациты и метаандезито-базальты серговской толщи (Радченко и др., 1994; Геологическая карта...,1996) дали изохронный возраст в 2550 ± 89 млн лет (Rb-Sr) при I_{Sr} = 0.7022 ± 9 (Balashov et al., 1992), смысл которого не ясен.

Западная часть Стрельнинского блока в районе р. Варзуги сложена немигматизированными метаосадочными породами песчаноозерской толщи (Геологическая карта..., 1996), особенностью которых является ритмичная слоистость флишевого типа. По Sm-Nd анализу одного образца этих пород рассчитан модельный возраст 2.69 млрд лет (Daly et al., 2001), что допускает как позднеархейский, так и раннепротерозойский возраст седиментации. Последний представляется более вероятным, но для однозначного заключения необходимы новые исследования. Граница между Стрельнинским и Терским блоками проходит по достаточно широкой зоне надвигов. Сейчас нами принят вариант, согласно которому все выходы песчаноозерской толщи расположены в пределах Стрельнинского блока, но не исключено, что часть метаосадков зоны надвигов в виде тектонических пластин может входить в состав Терского блока.

Раннепротерозойский ювенильный материал был установлен в биотитовом гнейсе (метаграувакке) района верхнего течения р. Стрельны. Этот гнейс дал (Sm-Nd метод) модельный возраст 2.22 млрд лет (Timmerman, Daly, 1995), идентичный таковому

рис. 2.10 на стр. 173

серговских метаграувакк района р. Варзуги (см. выше). Появление осадков такого специфического изотопного состава в пределах ограниченной территории, скорее всего, определяется причинами, которые будут рассмотрены ниже (глава 6).

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ И ВОЗРАСТ ДЕФОРМАЦИЙ

Позднеархейские деформации

Мигматитовая полосчатость в позднеархейских гранито-гнейсах, залегающих под ЛГП и связанных с ним структурах, а также внутри их в виде тектонических пластин, смята в изоклинальные складки нескольких генераций, ранние из которых обнаруживают сланцеватость осевой плоскости, а поздние сминают ее. Эти структурные формы срезаются интрузиями и дайками различных базитов (Ефимов и др., 1972), которые, в частности, в Колвицком поясе, связываются с периодом 2.44—2.47 млрд лет, но могут быть комплементарными и расслоенным интрузиям с возрастом 2.50 млрд лет.

В наименее переработанных раннепротерозойскими деформациями гранито-гнейсах фундамента Колвицкого пояса шарниры позднеархейских складок под средними и крутыми углами погружаются в северных румбах, подтверждая тем самым несогласие между гранито-гнейсами и перекрывающими их кандалакшскими амфиболитами (Балаганский и др., 1986а), выявленное ранее по конгломератам (Богданова, Ефимов, 1975). С приближением к зонам раннепротерозойских деформаций они постепенно меняют ориентировку, приобретая погружение к северо-западу под углом около 30° и почти совпадая с северо-западной пологой раннепротерозойской линейностью (Балаганский и др., 1986в), столь характерной для сдвиговых зон с возрастом около 1.9 млрд лет в западной части Кольского региона (Балаганский, 1992). При этом изоклинальные складки сминаются в поздние сжатые, которые уверенно коррелируются с первыми в кандалакшской толще северо-западными складками, имеющими субгоризонтальные шарниры. В гранито-гнейсах блока Инари вблизи пояса Полмак-Пасвик-Печенга ранние изоклинальные складки также смяты в поздние сжатые северо-западные складки с пологими шарнирами, которые связываются с раннепротерозойскими деформациями (Gaál et al., 1989).

Раннепротерозойские деформации

Период 2.4—2.5 млрд лет. Структуры этого периода в поясах Танаэлв и Колвицком почти повсеместно уничтожены деформациями с возрастом около 1.9 млрд лет. Исключение составляет южная часть Колвицкого пояса в районе мыса Кочинный, где габбро-анортозиты, анортозиты и дайки, внедрившиеся в интервале 2465—2430 млн лет (см. выше), сразу же после солидификации рассланцовывались в высокотемпературных условиях и расплавы поздних стадий внедрялись в уже рассланцованные породы ранних стадий (Balagansky et al., 1994; Bridgwater et al., 1994, 1995). Рассланцевание было связано с внедрением расплавов в активные сдвиговые зоны растяжения (Алексеев, 1997; Балаганский, Козлова, 1997; Bridgwater et al., 1995). Они сохранились в первозданном виде, так как секутся совершенно недеформированными пегматитами с возрастом 2387 ± 4 млн лет (Kislitsyn et al., 2000a).

Позднее было показано, что сдвиговые зоны действительно являются структурами растяжения, а не сжатия, и даны их характеристики (Balagansky et al., 2001). В современных координатах простирание зон отвечает ЗСЗ простиранию раннепротерозойского рифта Имандра-Варзуга, а растяжение происходило по линии ЗЮЗ—ВСВ, т. е. косо по отношению к сдвиговым зонам, в результате чего почти все они являются правосторонними. Линейность статистически горизонтальна, очень полого погружается к ЗСЗ или ВСВ. Правостороннее косое растяжение, или транстенсия, устанавливается везде, где есть данные о поле напряжения во время внедрения расплавов и об их возрасте (Балаганский и др., 1998а). Одна из даек базитов на о. Кривом в Порьей губе привела к подплавлению вмещающих гранитогнейсов вдоль верхнего ее контакта; и асимметричная, закономерная форма выплавок указывает на правосторонние движения по разлому, в который внедрилась дайка (рис. 2.7), относимая к колвицкому комплексу с возрастом 2.47—2.43 млрд лет (см. выше).

Период 1.9—2.0 млрд лет. В этот период Танаэлв и ЛГП, Колвицкий пояс, Умбинский и Терский блоки в значительной мере были переработаны сдвиговыми деформациями и фактически представляют собой крупные сдвиговые зоны (Балаганский, 1992; Балаганский, Козлова, 1997; Marker, 1985, 1988), которые объединяются в одну региональную сдвиговую зону, прослеживаемую от Норвегии до Белого моря. Главными элементами повсеместно являются бластомилонитовая полосчатость, сланцеватость и линейность. В ЛГП линейность имеет

две ориентировки: северо-восточную и субпараллельно простиранию пояса (Виноградов и др., 1980; Marker, 1988; Gaál et al., 1989); линейность двух таких типов также присутствует в Стрельнинском блоке вблизи границы с Терским блоком. Северо-восточная линейность связывается с надвиганием блока Инари, ЛГП и пояса Танаэлв друг на друга в юго-западном направлении (Marker, 1985), т. е. с давно известной главной деформацией сжатия всего Балтийского щита по линии СВ—ЮЗ (Полканов, 1939; Вяюрюнен, 1959). В западной части Стрельнинского блока линейность полого погружается к юго-западу и отражает взбрасывание пород к северо-востоку.

В остальных структурах развита только линейность, субпараллельная простиранию; она пологая и в общем имеет северо-западную ориентировку. Такого типа линейность связывается с заключительной стадией сжатия, когда блоки утрачивают способность сокращаться и начинают проскальзывать относительно друг друга. Нередко движения по простиранию продуцируются сжатием, ориентированным косо относительно простирания зоны сжатия (косое сжатие, или транспрессия; Harland, 1971). В таких условиях и при правосторонних движениях образовался гранулитовый меланж между Умбинским блоком и Колвицким поясом (Балаганский и др., 1998а), по другим структурам информация отсутствует.

В Терском блоке линейность, а также сланцеватость образовались в период, ограниченный датировками 1961 ± 9 (возраст метавулканита) и 1920 ± 7 млн лет (возраст поздней пегматоидной лейкосомы; Daly et al., 2001). В Умбинском блоке верхняя возрастная граница линейности и сланцеватости определяется возрастом 1941 + 23/– 18 гранитоидов первой стадии умбинского комплекса, рвущих гранулиты (Kislitsyn et al., 1999б). Супракрустальные породы обоих блоков произошли из одинаковых источников с преобладанием раннепротерозойского ювенильного материала (Daly et al., 2001), что предполагает одновременность накопления в них осадочных и вулканогенных протолитов. Все это вместе с фактом существования в Терском и Умбинском блоках единой метаморфической зональности (Беляев и др., 1977) позволяет считать, что сланцеватость и линейность в умбинских умереннобарических гранулитах образовались между рубежами 1.94 и 1.96 млрд лет назад, причем верхний рубеж может оказаться более молодым.

(рис. 2.10)

В гранулитовом меланже линейность, параллельная простиранию, включает линейность по ортопироксену и силлиманиту, структурно-равновесным (Козлова и др., 1991) и возникшим в высокобарических условиях гранулитовой фации. Высокоба-

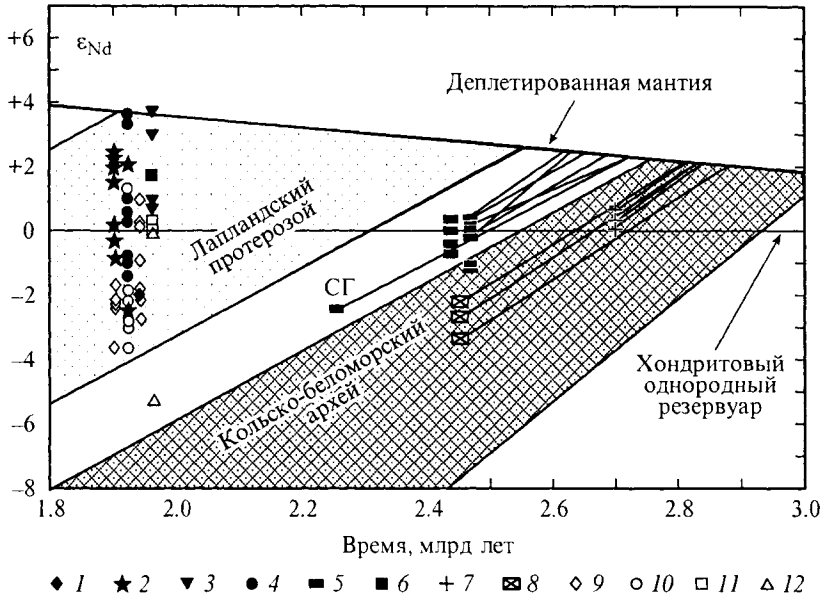


Рис. 2.10. Диаграмма время—ε_{Nd} для пород ядра Лапландско-Кольского орогена (Балаганский и др., 1998; Bernard-Griffinths et al., 1984; Huhma, Meriläinen, 1991; Timmerman, Daly, 1995; Huhma, 1996; Barling et al., 1997; Daly et al., 2001).

Метаморфические породы: *1* — ЛГП, *2* — пояс Танаэлв, *3* — блок Инари, *4* — Умбинский блок, *5* — Колвицкий пояс (СГ — субщелочные граниты), *6* — Терский блок, *7* — гранито-гнейсы фундамента. Метаосадочные породы: *8* — Колвицкий пояс (включая цемент базальных конгломератов), *9* — ЛГП; блоки: *10* — Умбинский, *11* — Терский, *12* — Стрельнинский.

рический метаморфизм наложен на более ранний умеренно-барический метаморфизм умбинских гранулитов (Приняткина, Шарков, 1979; Виноградов и др., 1980), и он должен быть более молодым. Верхняя возрастная граница высокобарического метаморфизма определяется возрастом 1912 ± 2 млн лет (Kislitsyn et al., 1999б). Очевидно, что все главные этапы структурно-метаморфической переработки Колвицкого пояса, Умбинского и Терского блоков ограничены периодом 1.96—1.90 млрд лет, а полное ее прекращение определяется возрастом 1887 ± 8 млн лет постдеформационной дайки гранитов в умбинских гранулитах (Алексеев и др., неопубл. данные).

В Финляндии ЛГП и пояс Танаэлв залегают в виде дуги и пологая линейность, субпараллельная простиранию, закономерно меняет свою ориентировку при движении с юго-востока

к северо западу (Виноградов и др., 1980; Marker, 1985, 1988). Единственным районом, в котором северо-восточная линейность расположена субпараллельно простиранию пояса в целом, является хр. Сариселян-Тунтури (Виноградов и др., 1980), т. е. место, где простирание ЛГП меняется с северо-западного на северо-восточное. Таким образом, северо-восточная линейность имеет устойчивую ориентировку относительно линейности, субпараллельной простиранию, и интерпретируется как более поздняя. В таком случае следует выделять три стадии деформации в образовании ЛГП и связанных с ним структурах: северо-восточное сжатие и надвигание пород в юго-западном направлении, затем движение вдоль северо-западного простирания, высокобарический гранулитовый метаморфизм и, наконец, локальное надвигание в юго-западном направлении с образованием дуги в лапландской части ЛГП. Отсюда следует, что в Финской Лапландии заключительные деформации должны быть более поздними по сравнению с Русской Лапландией.

Пик гранулитового метаморфизма и сопряженных с ним деформаций в Сальных тундрах был достигнут к рубежу 1925 млн лет (Бибикова и др., 1993). В районе оз. Яврозеро главный период метаморфизма и деформаций ограничен возрастом 1945 ± 10 и 1954 ± 7 млн лет (внедрение габбро-анортозитов и диоритов, испытавших высокобарическое рассланцевание) и 1928 ± 10 млн лет (возраст недеформированной дайки базитов; Каулина и др., 2000), а метаморфические цирконы в высокобарических сланцах по абварьским и вулварским габбро-анортозитам имеют возраст соответственно 1943 ± 3 и 1947 ± 11 млн лет (Нерович, 1999). В Финляндии метаморфические преобразования действительно происходили в более поздний период — 1910—1880 млн лет (Huhma, 1996; Tuisku, Huhma, 1999); при этом утверждается, что гранулитовый метаморфизм и надвигообразование ограничены снизу возрастом 1.93 млрд лет (Sorjonen-Ward et al., 1994).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА

Лапландский гранулитовый пояс выделяется прежде всего по характеру метаморфизма, достигающего гранулитовой фации. Переход от амфиболитовой к гранулитовой фации осуществляется на границе покрова Танаэлв и собственно Лапландского. Ранее было показано (Глебовицкий, 1996), что температура

возрастает вверх по разрезу аллохтона, т. е. зональность является инвертированной. В основании гранулитовой пластины вдоль мощной зоны сдвиговых деформаций развиваются высокобарические ассоциации. Давление достигает 11—13 кбар. В то же время в верхней части покрова примерно при той же температуре давление составляет не более 7 кбар. В первом приближении перепад давлений можно сопоставить с мощностью пластины. Подобная инвертированная зональность фиксируется в Колвицко-Умбинском районе.

Эволюция *PT*-условий наиболее обоснована для Колвицко-Умбинской территории, где выделены и исследованы два метаморфических события: селецкое (2.4 млрд лет) и свекофеннское (1.9 млрд лет). В обоих случаях выведен компрессионный тренд охлаждения, особенно резко выраженный для второго события (Глебовицкий и др., 1997), что очень характерно для зон коллизии.

ГЛАВА 3

БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

ВВЕДЕНИЕ

Беломорский подвижный пояс (БПП) протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние более 1500 км. Северо-восточная его часть скрыта под акваторией Белого моря, а южная половина погружена под чехол Русской плиты, прослежена исключительно по геофизическим данным и вскрыта лишь редкими скважинами. В старой литературе этот пояс выделялся как зона беломорид, или Беломорский мегаблок (Кратц, 1978).

Ранние представления о геологии и эволюции пояса сложились в тридцатые годы благодаря исследованиям В. М. Тимофеева, Н. Г. Судовикова, А. А. Полканова, П. К. Григорьева, П. А. Борисова и др. Синтез этой информации привел к заключению, что структура беломорид сформирована в результате двух архейских эпох диастрофизма, свионийской и постботнийской, разделенных эпохой стабилизации и основного магматизма, выразившегося в формировании комплекса «друзитов», впервые выделенных и описанных Е. С. Федоровым.

В 50-х и 60-х годах была предпринята попытка стратиграфического расчленения метаморфических толщ на основе упрощенного представления об их изначальной осадочной и вулканогенной природе. Естественно, что предложенные в те годы схемы стратиграфии (Геология..., 1962; Горлов, 1967) не совпадали друг с другом как по количеству стратиграфических единиц, так и по трактовке их возрастных и структурных соотношений.

Широкое применение методов изотопной геохронологии (Полканов, Герлинг, 1961) не позволило разрешить все существовавшие к тому времени противоречия в решении как стратиграфических, так и тектонических проблем.

Начавшиеся в начале 70-х годов исследования регионального метаморфизма и картирование минеральных фаций метаморфи-

ческих пород позволили установить ряд крайне специфических особенностей этих процессов, позволивших выделить эту структуру ББП как самостоятельный метаморфический пояс (Глебовицкий и др., 1971), развивающийся многостадийно на архейском субстрате. Было доказано, что на ранних этапах эволюции преобразования происходили в условиях гранулитовой фации.

В 70-е годы высказывались в той или иной мере обоснованные представления о том, что среди пород беломорского мегакомплекса выделяются стратиграфические аналоги супракрустальных толщ зеленокаменных поясов и более молодых образований Карельской провинции, а также породы нестратифицированного фундамента. Это доказывалось, в частности, геологическим картированием.

К числу наиболее значимых результатов изучения Беломорского мобильного пояса относится расшифровка двух систем тектонических покровов — Беломорской (позднеархейской) и Лапландской (свекофеннской), отражающих две коллизионные геодинамические обстановки, разделенные отрезком времени в 800 млн лет (Глебовицкий, 1993; Миллер, Милькевич, 1995; Глебовицкий и др., 1996).

ТЕКТОНИКА И СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Анализ накопившегося за последние 20—30 лет опыта расшифровки тектонических покровов в раннедокембрийских глубокометаморфизованных и сложнодислоцированных комплексах, начиная с классической работы Д. Бриджвотера и др. (1974) по выявлению покровной структуры Юго-Западной Гренландии, привел к заключению, что существует только два независимых способа расшифровки тектонических покровов, одинаково применимых к образованиям любого возраста и вне зависимости от проявления метаморфизма.

Согласно первому принципу, вещественные комлексы относятся к аллохтону, если обладают особенностями, исключающими их изначальное пространственное совмещение с подстилающими образованиями. Так, например, только с позиции покровной тектоники удается объяснить залегание глубокогранитизированного комплекса на негранитизированном, глубокометаморфизованного — на слабометаморфизованном, полициклического на моноциклическом, древнего — на молодом.

Второй принцип заключается в непосредственном выявлении и изучении покровного структурного парагенеза, включающего

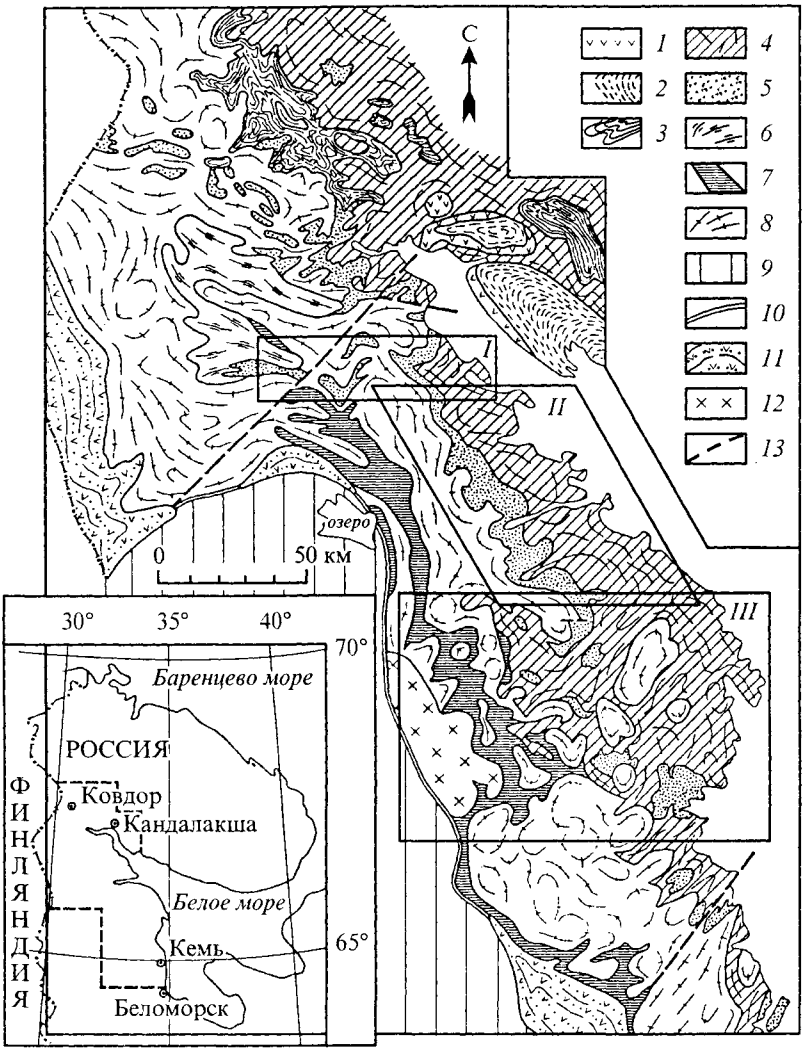


Рис. 3.1. Схематическая геологическая карта Беломорского подвижного пояса. Составлена Ю. В. Миллером.

Беломорский подвижный пояс (БПП): *1* — реликты сумийских рифтогенных структур, сложенных метаморфизованными андезито-базальтами; *2, 3* — Свекофеннский аллохтон, покровы: *2* — Лапландский (гранулиты основного и среднего состава), *3* — Риколатвинский (тоналитовые гнейсы с согласными телами базитов, ультрабазитов и супракрустальных пород; *4—6* — Беломорский позднеархейский аллохтон, покровы: *4* — Хетоламбинский (метаморфизованные толеитовые базальты и метагабброиды, инъецированные тоналитами с крупными согласными телами метабазитов и ультрабазитов — мафические зоны), *5* — Чупинский (метаморфизованные граувакки, подчиненные им метавулканиты

региональные сместители, ограничивающие покровы, крупные (иногда гигантские) лежачие складки, а также сопутствующие покровообразованию сланцеватые и линейные текстуры, складки послойного сдвигового течения, будинаж, другие второстепенные структурные формы.

Важнейший и обязательный элемент структурного парагенезиса — сместители, ограничивающие покровы. В геологическом отношении они представляют собой зоны пониженной вязкости, по которым осуществлялось интенсивное течение материала, что находит отражение в рассланцевании (бластомилонитизации), строго параллельном сместителям, и затушевании резких структурных несогласий между пространственно совмещенными комплексами даже в тех случаях, когда картографически такие несогласия фиксируются совершенно отчетливо.

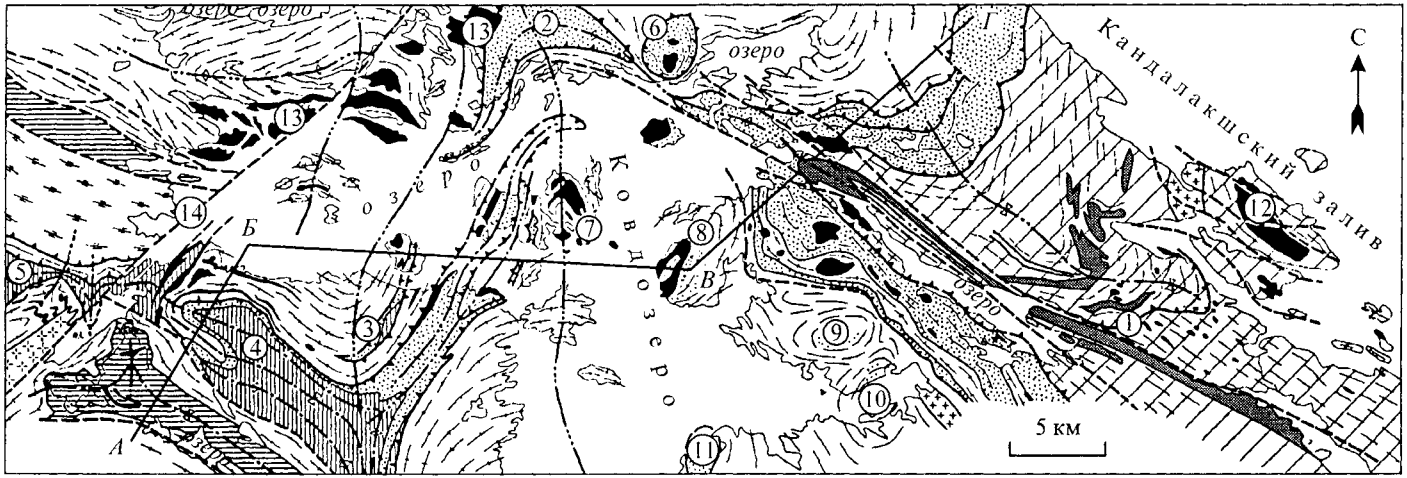
Самое беглое знакомство со схематической геологической картой Беломорского подвижного пояса (БПП) наглядно показывает, что его структура существенно меняется по простиранию (рис. 3.1). Многолетние исследования показали, что наиболее древняя структура и структурно-вещественные комплексы лучше всего сохранились вдоль профиля Ковдозеро—Толстик, который получил название Ковдозерский геодинамический полигон.

Ковдозерский сектор

Ковдозерский сектор БПП, пространственно отвечающий этому полигону (Миллер и др., 2001), вытянут вкрест простирания пояса примерно на 80 км от п-ва Толстика (на востоке) до оз. Толванд (на западе) включительно и пересекает зону сопряжения собственно беломорских структур с краевой частью Карельского кратона (рис. 3.2). В настоящее время это наиболее хорошо изученный участок Беломорского пояса. В 1987—2000 гг. он был на 70—80 % закартирован сотрудниками Беломорской группы ИГГД РАН — Ю. В. Миллером, Р. И. Милькe-

---

среднего, кислого, реже основного состава), *6* — Ориярвинский (тоналитовые гнейсы); *7*, *8* — Ковдозерский покров: *7* — Тикшозерский зеленокаменный пояс — верхний структурный ярус (толеитовые метабазальты, метавулканиты среднего и кислого состава), *8* — нижний структурный ярус (тоналит-трондьемитовая ассоциация); *9* — Карельский кратон, нерасчлененный; *10* — граница между БПП и Карельским кратоном; *11* — прогибы на этой границе, выполненные фрагментами свекофеннского аллохтона в составе лопийских, сумийских, ятулийских и людиковийских образований; *12* — чарнокиты топозерского комплекса; *13* — разломы. В рамках с римскими цифрами — сектора БПП: *I* — Ковдозерский, *II* — Чупинский, *III* — Энгозерский.


С
Кандалакшский залив
озеро
Ковдозеро
5 км
А
Б
В
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

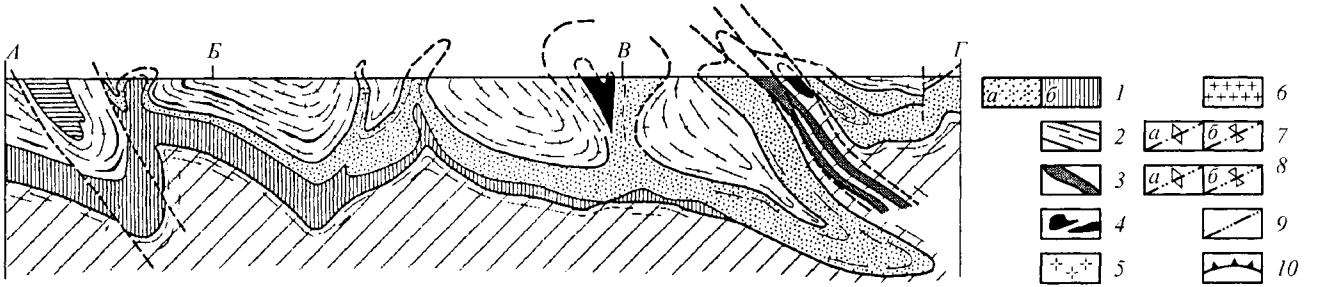


Рис. 3.2. Схематическая геологическая карта Ковдозерского сектора. Составлена Ю. В. Миллером, Р. И. Милькевич и Т. А. Мысковой (рис. 3.1).

1—3 — тектонические подразделения: *1* — Чупинский тектонический покров (*а* — собственно чупинский тип разреза — метаморфизованные граувакки, в подчиненном количестве — вулканиты среднего—кислого состава, единичные горизонты толеитовых базальтов; *б* — каликорвинский тип разреза — толеитовые базальты, вулканиты среднего—кислого состава, линзы метаграувакк); *2, 3* — Хетоламбинский покров: *2* — преимущественно тоналито-гнейсы, *3* — тела базитов и ультрабазитов (мафические зоны). *4—6* — интрузивные породы: *4* — комплекс габбро-норитов—лерцолитов (2410—2460 млн лет), *5* — свекофеннские микроклиновые граниты, *6* — селецкие плагио-микроклиновые граниты (2420—2450 млн лет). Структурные обозначения: *7—9* — оси складок: *7* — F_3 (*а* — антиформные, *б* — синформные), *8* — F_5 (*а* — антиформные, *б* — синформные), *9* — F_6; *10* — региональные сместители, разделяющие покровы. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1. Цифры в кружках: 1 — структурное несогласие в Хетоламбинском покрове; 2—7 — селецкие линейные складки, в центральной и западной частях Ковдозерского сектора выступающие в роли тектонических окон: 2 — Серякская антиформа, 3 — Гангосская синформа, 4—7 — антиформы (тектонические окна): 4 — Северо-Ковдозерская, 5 — Мечозерская, 6 — Каликорвинская, 7 — Тутозерская; 8—13 — Свекофеннские купола: 8 — Долмановский, 9 — Орлиный, 10 — Слюдянобережный, 11 — Никозерский, 12 — Тупогубский, 13 — Южно-Ковдозерский; 12, 13 — массивы «поздних друзитов»; 14 — Кичангский разлом. АБВРГ — линия разреза.

вич, Т. А. Мысковой, А. Б. Львовым, О. М. Пупковым — в масштабе 1 : 50 000, местами — детальнее; в его пределах проводились специальные структурные, литолого-геохимические, стратиграфические, а в восточной, наиболее доступной части полигона — многочисленные петрологические, геохронологические, геофизические и другие исследования, что делает выводы по строению района наиболее достоверными (Балаганский, 1986; Балаганский, 1990; Лобач-Жученко и др., 1993; Седова и др., 1995; Глебовицкий и др., 1996; Каулина, 1996; Бибикова, 1997; Миллер, 1997, и мн. др.).

В пределах рассматриваемого сектора БПП в основе разреза Беломорского пояса залегает сложнопостроенный Хетоламбинский покров, представленный здесь преимущественно тоналитами с полосами базитов, небольшими телами ультрабазитов и редкими линзами парагнейсов. Это так называемые мафические зоны, которые вслед за С. В. Степановым (1981) многими исследователями (Степанов, Слабунов, 1989; Миллер, 1997; Лобач-Жученко и др., 1998, и др.) рассматриваются как реликты протоофиолитов.

Мафическими зонами покров подразделяется по крайней мере на три тектонические пластины значительной мощности. О его сложной внутренней структуре свидетельствует также резкое структурное несогласие, закартированное на водоразделе оз. Серяк—Белое море (1 на рис. 3.2) и разделяющее хетоламбинские образования на две части, которые прошли разный путь структурных преобразований.

На хетоламбинских образованиях со структурным несогласием залегает Чупинский покров, сложенный главным образом кианитсодержащими гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами с подчиненными прослоями амфиболсодержащиих сланцев и согласными телами амфиболитов.

Чупинские гнейсы, залегающие на Хетоламбинском покрове, совместно с ним поддвинуты под край Карельского кратона, что однозначно доказывается их структурной позицией: в центральной и западной частях района они выступают из-под тоналито-гнейсов кратона, обособившихся в самостоятельный Ковдозерский покров, который принимает участие в покровно-складчатой структуре Беломорского пояса. В состав Ковдозерского покрова входят тоналито-гнейсы и ассоциация главным образом вулканогенных пород Тикшозерского зеленокаменного пояса.

Пликативная структура определяется несколькими системами крупных линейных складок, которые по совокупности признаков разными исследователями предположительно отнесены

к ранним палеопротерозойским — селецким (Балаганский и др., 1986; Миллер и др., 1995).

В северо-восточной части рассматриваемого сектора БПП к пликативным структурам этой генерации относятся две смежные складки северо-западного простирания — Серякская антиформа и смежная с ней Гангосская синформа (2 и 3 на рис. 3.2 соответственно). Серякская антиформа — узкая изоклинальная складка с осевой поверхностью, опрокинутой на юго-запад. Шарнир ориентирован преимущественно субгоризонтально, а в области северо-западного периклинального замыкания погружается под углами 30—40°. Параллельно шарниру развиты бороздчатость, агрегатная и мономинеральная линейность по роговой обманке, местами отвечающие шарнирам мелких складок, синхронных с антиформой или предшествующих ей. В ядре Серякской антиформы обнажаются тоналито-гнейсы Хетоламбинского покрова с заключенной в них мафической зоной, тоже смятой в изоклинальную складку. В крыльях обнажаются Чупинский и Ковдозерский покровы. Непосредственным продолжением Серякской антиформы на севере является Северо-Ковдозерская антиформа (4 на рис. 3.2).

Гангосская синформа (рис. 3.2) по сравнению с Серякской изоклиналью — незрелая складка, прекратившая развитие на ранней стадии своего становления. В силу этого она выглядит более сложной, поскольку сохраняет многочисленные реликты тех пликативных структур, которые ей предшествовали. Осевая поверхность Гангосской синформы меняет свое простирание от субширотного на юге до устойчивого северо-западного на севере и падает на северо-восток. Линейность, по форме проявления аналогичная развитой в Серякской антиформе, ведет себя нестандартно: местами ориентирована субпараллельно шарниру или параллельно северо-восточному крылу синформы, на юге располагается под углом к осевой поверхности, погружается в северо-западном или северном направлениях под углами от 0 до 30°. Такое пространственное распределение линейности следует интерпретировать как результат некоторого отставания ее от становления синформы: линейность сначала формировалась синхронно с синформой, а позднее — независимо от нее, и на последних стадиях развития подчинялась полю напряжений этого времени.

Синформа получила развитие преимущественно в образованиях Хетоламбинского покрова, в котором заключены фрагменты мафической зоны, иногда очень сложно деформированные. Пологое и широкое юго-восточное центриклинальное замыкание с углами падения сланцеватости от 5 до 30° подчеркивается

региональным сместителем (1 на рис. 3.2), который разделяет Хетоламбинский покров на две тектонические пластины.

В центральной и западной частях сектора, в области развития Ковдозерского покрова, отчетливо картируются антиформные складки той же генерации, в ядрах которых из-под тоналитов краевой части Карельского кратона выступают подстилающие супракрустальные образования Чупинского покрова. К таким антиформам, играющим роль тектонических окон, относятся Северо-Ковдозерская, Мечозерская, Каликорвинская, Тутозерская (4, 5, 6, 7 соответственно).

Крупные структуры свекофеннского возраста представлены цепочкой Восточно-Ковдозерских диапировых куполов, прослеживающихся по восточному берегу, островам Ковдозера (8—13 на рис. 3.2) и разделяющих Беломорский пояс на северо-восточную территорию, некогда перекрытую Лапландским аллохтоном (теперь сохранившимся в районе Риколатвы и севернее, а также на северо-востоке — в Колвицких тундрах) и юго-западную, где свекофеннские покровы, по-видимому, отсутствовали (Миллер, 1997). На территории, перекрывавшейся свекофеннским аллохтоном, локальное развитие получили предшествующие купола и, по-видимому генетически связанные с покровообразованием, структуры горизонтального течения — мелкие лежачие складки, иногда пологая сланцеватость, контролирующая новообразованную мигматитовую полосчатость.

Представление об этих структурах можно получить на примере крупного (около 5000 м^2) опорного обнажения, расположенного в области замка Серякской антиформы, в районе деревни Лягкомины, в устье водосброса из оз. Ковдозеро в оз. Серяк (рис. 3.3). В обнажении картируется система небольших линейных складок, полого погружающихся на северо-запад, дополнительных к Серякской антиформе (F_5). Складки деформируют пласт чупинских кианит-гранат-биотитовых гнейсов и согласное с ним тело розовых калишпатизированных тоналитов. В северо-западной части обнажения присутствуют обычные для чупинского разреза амфиболиты (толеитовые базальты), обнаруживающие тектонические контакты с гнейсами, т. е. представляющие собой небольшие тектонические линзы или пластины. Вдоль юго-западного края обнажения прослеживается сильнофрагментированная дайка гранатовых амфиболитов (метабазальтов) с возрастом метаморфизма и синхронной деформации 1875 ± 10 млн лет (Miller et al., 1995).

Самым древним деформационным элементом участка, как и во всем Беломорском поясе, является сквозная сланцеватость S_1, параллельная границе между гнейсами и тоналитами, а также

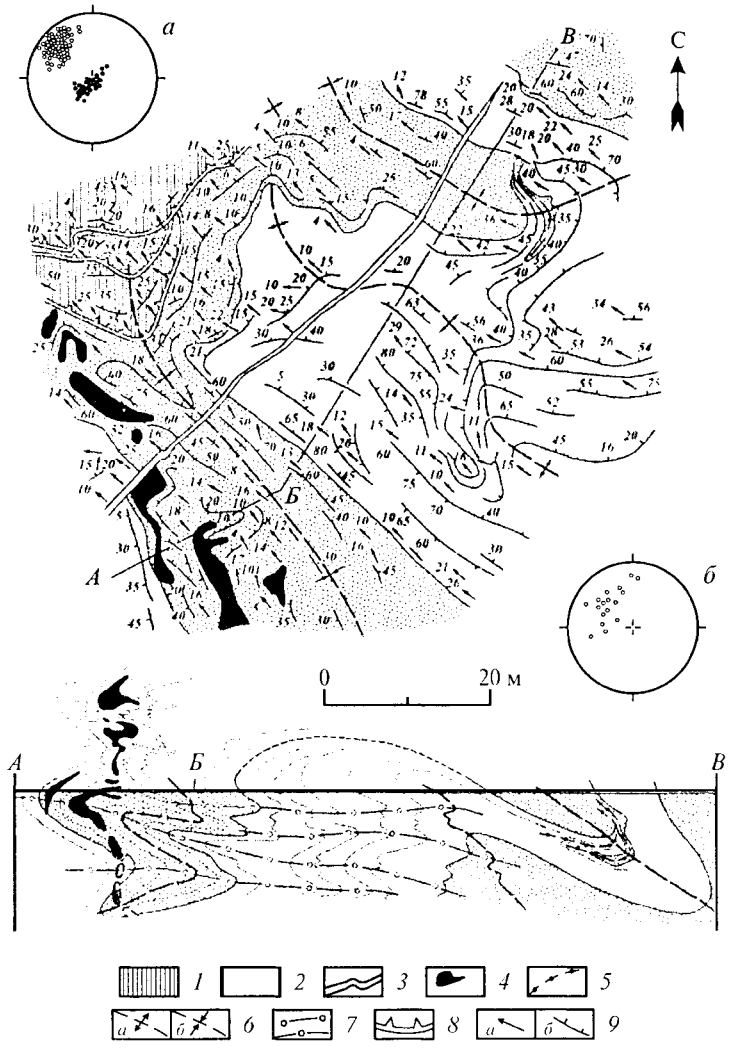


Рис. 3.3. Карта опорного обнажения в районе д. Лягкомина. Составлена Ю. В. Миллером и Р. И. Милькевич.

1, *2* — Чупинский тектонический покров: *1* — амфиболиты (толеитовые базальты) в тектонических линзах, *2* — калишпатизированные тоналиты; *3*, *4* — дайки: *3* — молодых (~1500 млн лет) щелочных базальтов, *4* — свекофеннских базальтов (1864 млн лет); *5—9* — структурные обозначения: *5—7* — оси складок (*5* — F_2, *6* — F_5: *а* — антиформных, *б* — синформных, *7* — F_7), *8* — сместители, ограничивающие тектонические линзы, *9* — линейность (*а*) и обобщенные элементы залегания сланцеватости (*б*). Положение обнажения см. на рис. 3.2. На стереографических диаграммах: *а* — линейность L_5 (жирные точки) и S_1 (точки) в гнейсах и тоналитах, *б* — линейность в амфиболитах. Равноугольная проекция, нижняя полусфера.

сместителям, ограничивающим линзы амфиболитов. Сланцеватость сминается в мелкие, изначально лежачие складки F_2, закартированные в северо-восточной части обнажения, где они осложняют замок синформы F_5 и образуют структуру «замок в замке». Складки F_3, F_4 и F_6 в обнажении не видны (они описаны ниже, при рассмотрении Каликорвинского тектонического окна), но складки F_5 северо-западного простирания широко развиты и определяют структурный план обнажения. Их осевые поверхности опрокинуты на юго-запад, шарниры и параллельная им линейность, выраженная бороздчатостью или удлиненными кристаллами кианита (в гнейсах), погружаются на северо-запад под углами от 0 до 40° (см. диаграмму *а* на рис. 3.5). Линейность по амфиболу в амфиболитах обнаруживает менее четкое распределение (см. диаграмму *б* на рис. 3.5).

Сочетание хорошо обнаженных горизонтальных и вертикальных поверхностей позволило построить детальный разрез обнажения, на котором хорошо видны многочисленные складки F_7 с пологими или субгоризонтальными осевыми поверхностями, перерабатывающие складки F_5 и приведшие к фрагментации дайки метабазальтов. Сближенные во времени или синхронные процессы внедрения, деформации и метаморфизма дайки (1875 млн лет), отражающие следствия горизонтального течения, выразившегося, в частности, в покровообразовании, знаменуют начало свекофеннского цикла, который на широте Ковдозера проявился несколько позднее, чем в Лапландско-Колвицкой зоне (1950—1925 млн лет; Бибикова и др., 1993).

Во всех куполах установлены вынесенные с глубины фрагменты чупинских гнейсов, а некоторые купола практически нацело сложены чупинскими супракрустальными породами, например Долмановский, Южно-Ковдозерский (8 и 13 на рис. 3.2); их тоже правомерно рассматривать как тектонические окна. С ядром Слюдянобережного купола (10 на рис. 3.2) связаны не только выходы чупинских гнейсов, но и проявление слюдоносных пегматитов. Это значит, что супракрустальные образования Чупинского покрова и подстилающий их Хетоламбинский покров не менее чем на 60 км пододвинуты под край кратона (под Ковдозерский покров) и «проглядываются» через него в любых благоприятных антиформных структурах.

Наиболее детально структура Ковдозерского сектора БПП и стратиграфия супракрустальных образований, подстилающих краевую часть Карельского кратона, изучена на примере Каликорвинского тектонического окна.

Каликорвинская структура была обнаружена в ходе геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в 1951 г. по обнажающимся

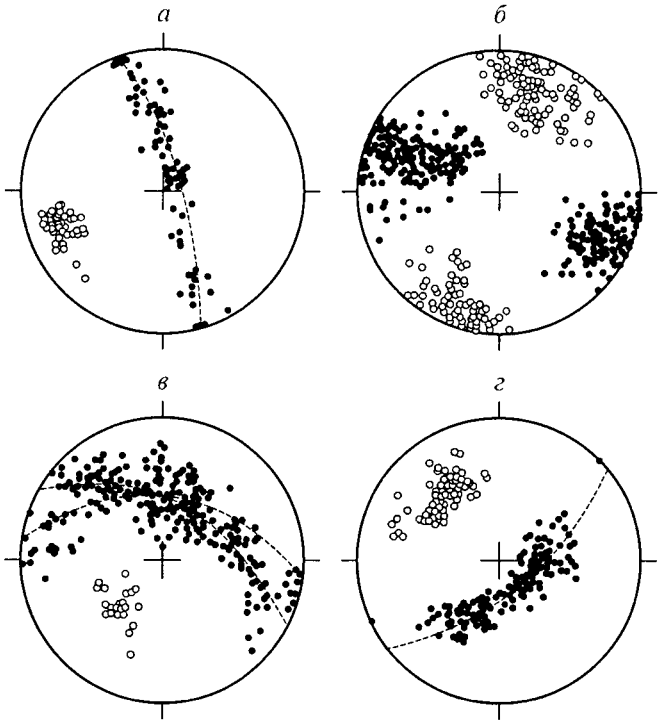


Рис. 3.5. Ориентировка плоскостных (*точки*) и линейных (*кружки*) элементов в Каликорвинском тектоническом окне.

а — в северо-западном замыкании (F_3), *б* — в северо-восточной ветви (F_5), *в* — на северном фланге (F_6), *г* — к югу от южного замыкания, в породах Тикшозерского зеленокаменного пояса (F_6). Равноугольная проекция, нижняя полусфера.

в ней породам — преимущественно амфиболитам, которые уже тогда были выделены в качестве супракрустального каликорвинского комплекса (по названию горы Каликорвы). Не обычной формы структура, напоминающая в плане трилистник, позволила Н. В. Горлову (1967) рассматривать ее как остаточную лопийскую синформу, сохранившуюся на стыке трех куполов. Между тем структурные исследования северо-западной ветви «трилистника» выявили ее антиформное строение.

На геологической карте и разрезах к ней (рис. 3.4, см. вкл.) находят отражение несколько систем разновозрастных и разноориентированных складок. Всем им предшествуют сместитель T_1 и кристаллизационная сланцеватость S_1, строго послойная в супракрустальных образованиях, а в ковдозерских тоналитах

параллельная T_1. Для глубокометаморфизованных комплексов это обычная картина, связанная с энергетикой процесса рассланцевания пород: строго послойное течение материала (и соответствующая ему послойная сланцеватость) энергетически выгоднее, чем проявление течения (и сланцеватости), ориентированные под малыми углами к слоистости (Миллер,1999; Miller, Dufour, 2000).

Первые складки F_2, деформирующие кристаллизационную сланцеватость, — лежачие, резко асимметричные, сжатые или изоклинальные; их короткие перевернутые крылья измеряются десятками, иногда первыми сотнями метров. Складки F_2 развиты преимущественно вдоль северного фланга Каликорвинского тектонического окна. Их осевые поверхности и шарниры занимают различную позицию в зависимости от положения в поздней пликативной структуре.

Наиболее отчетливое отражение на карте получают три смежные линейные складки F_3 северо-западного простирания, деформирующие как супракрустальные образования, так и перекрывающие их тоналиты. Размеры и морфология складок хорошо видны на карте и разрезах (рис. 3.4, см. вкл.). Особой спецификой обладает центральная синформа, резко меняющая северо-западное погружение шарнира на юго-восточное. В области северо-западного замыкания Каликорвинской структуры шарниры всех линейных складок полого погружаются под ковдозерские тоналиты (рис. 3.5, *а*). Шарниры складок F_2 и F_3 в большинстве случаев субпараллельны друг другу и подчеркиваются линейностью, полиминеральной или мономинеральной, часто представленной удлиненными кристаллами роговой обманки.

Осевые поверхности складок F_3 в пределах всей Каликорвинской структуры опрокинуты на северо-восток или восток. Но те же складки при прослеживании их в западном направлении, в область развития Тутозерского тектонического окна, становятся сначала прямыми, потом опрокидываются на юг. Это значит, что крылья и осевые поверхности складок F_3 деформированы крупными наложенными складками F_4 с пологими осевыми поверхностями. Шарниры этих лежачих складок полого погружаются на запад—северо-запад, и мы, перемещаясь в этом направлении, постепенно переходим из нижнего крыла складки (падения в южных румбах) через область замка (субвертикальные падения) в верхнее крыло (падения в северных румбах). Складки F_4 хорошо видны на разрезах I—I, II—II. Материал, полученный в Каликорвинской структуре и ее непосредственном обрамлении, не дает оснований для более подробной их характеристики. Между тем в крайней северо-запад-

ной части полигона, на водоразделе озер Толванд и Ориярви, складки, относящиеся к этой генерации, становятся сжатыми или изоклинальными, с их осевыми поверхностями связана пологая сланцеватость (Миллер, Милькевич, 1996).

В центре Каликорвинского тектонического окна наблюдаются все стадии переработки описанных структурных форм наложенными линейными складками F_5, которые на расстоянии всего 2—3 км нацело перерабатывают систему северо-западных складок и определяют структуру северо-восточной ветви «трилистника». Это крупные линейные складки — изоклинальные или близкие к изоклинальным, осложненные продольными разрывами (рис. 3.2, разрез III—III на рис. 3.4). Шарниры складок, параллельно которым развиты линейные элементы, в целом располагаются субгоризонтально (рис. 3.5, *б*).

К системе складок F_5 относится также синформа, отделяющая Мечозерскую антиформу от Каликорвинского тектонического окна. Интересная специфика Мечозерской структуры заключается в том, что смена пород в ней (по крайней мере в центральной и северной частях) осуществляется не вкрест, а по простиранию складки: на северо-востоке развиты парагнейсы, в центральной части — преимущественно амфиболиты, на юго-западе присутствуют и те и другие, но располагаются резко асимметрично. Это объясняется наложением ее на ранее оформившуюся систему складок F_3; фактически в антиформу сминаются уже не просто пачки, а осевые поверхности и крылья ранних складок, получившие отражение, в частности, на разрезе II—II. Другой участок развития складок F_5 располагается уже на восточном замыкании Тутозерского тектонического окна и представлен узкой зоной складчато-разрывных дислокаций, насыщенной согласными телами базитов и ультрабазитов, предположительно сопоставимых с Ковдозерской интрузией.

Анализ карт Ковдозерского сектора и смежных территорий позволяет уверенно выделять систему крупных субмеридиональных складок F_6 с неустойчивой ориентировкой осевых поверхностей и шарниров. Складки отчетливо диагностируются по существенному изменению простираний ранее сформированных разновозрастных плоскостных элементов, а положение их шарниров и сама характеристика складок (синформа, антиформа, нейтральная складка) зависят от того, как эти элементы были ориентированы к началу этапа D_6. Такая деформация проявилась очень отчетливо по крайней мере на северном фланге Каликорвинской структуры, где ковдозерские тоналиты образуют широкий антиформный замок, глубоко вдающийся в каликорвинские супракрустальные образования, что находит отражение

и на карте (рис. 3.4), и в пространственном распределении плоскостных и линейных элементов (рис. 3.5, *в*). В эту область вовлекается и юго-западное замыкание Мечозерской антиформы, что приводит к структуре типа «замок в замке». Та же (или другая?) субмеридиональная складка F_6, но уже явно синформная, получает развитие к югу от южного замыкания Каликорвинской структуры в тоналитах и супракрустальных образованиях Тикшозерского зеленокаменного пояса (рис. 3.5, *г*). Складки F_6 локально искажаются свекофеннскими купольными структурами.

На заключительных этапах развития Беломорского пояса формируется Кичанский разлом, ограничивающий Каликорвинскую структуру с юго-запада, который срезает зону складчато-разрывных дислокаций F_5, пересекает ось складки F_6 (и не деформируется ею); наконец, в свою очередь срезается Ковдозерским разломом. Последний коррелируется со структурами свекофеннского возраста (Миллер, Милькевич, 1995; Андреев, Миллер, 1999).

В Каликорвинской структуре, где стратиграфия чупинских образований, рассмотренная ниже при описании Чупинского покрова (см. с. 214—229), разработана лучше, чем где-либо (Миллер и др., 2000). Особенно отчетливо видно, что Ковдозерский покров залегает на разных стратиграфических пачках, т. е. с резким структурным и стратиграфическим несогласием ложится на подстилающие супракрустальные образования. Кроме того, зона контакта Чупинского покрова с ковдозерским («Чупинский поддвиг») комплексом метагенных и интрузивных образований детально изучены на юго-востоке данного сектора (Лобач-Жученко, Бибикова и др., 1963), а также на других участках (Глебовицкий и др., 2000, и др.). Таким образом, Чупинский поддвиг — самый значимый в Беломорском поясе региональный сместитель, неоднократно подновлявшийся на протяжении позднего архея и раннего протерозоя, по крайней мере в интервале 2730—2410 млн лет.

Чупинский сектор

Чупинский сектор, расположенный к югу от Ковдозерского (рис. 3.1), отличается перевернутым залеганием всей системы тектонических покровов (рис. 3.6). Покровы не просто падают в сторону Кандалакшского залива, но одновременно меняется последовательность их залегания на обратную. Так, в пределах всего Чупинского слюдоносного района пакет сравнительно

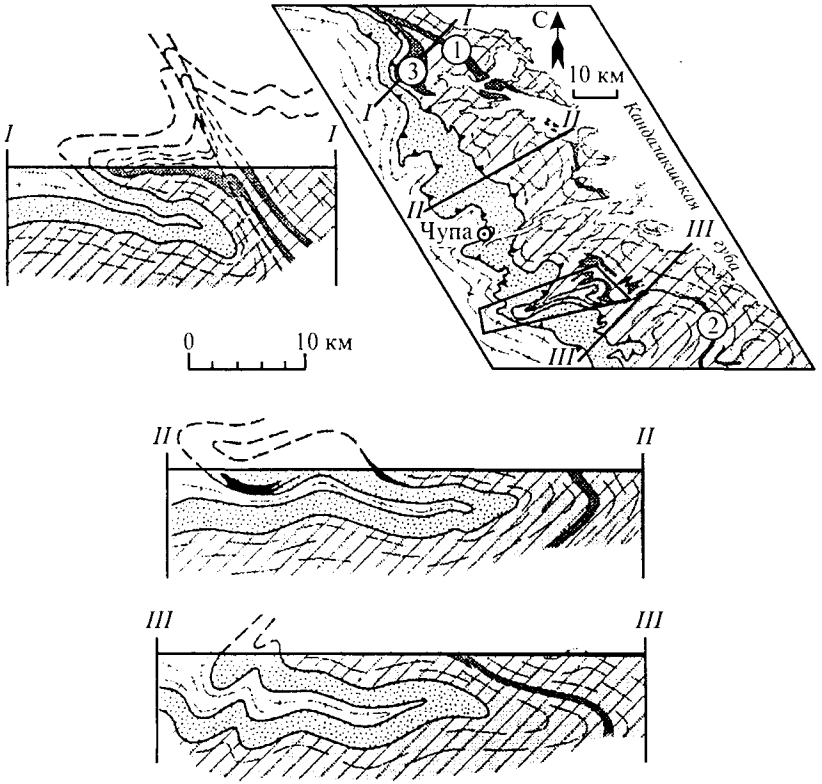


Рис. 3.6. Схематическая геологическая карта Чупинского сектора (рис. 3.1, *II*). Составлена по данным М. Е. Салье и др. (1976).

Усл. обозн. см. на рис. 3.2. Цифры в кружках — мафические зоны: 1 — Серякская, 2 — Лоухская, 3 — Нигрозерская (продолжение Серякской?). Детальный участок (рамка) рассмотрен на рис. 3.7.

полого залегающих тектонических пластин на протяжении примерно 100—130 км, вплоть до района оз. Энгозеро, находится в перевернутом залегании. К такому результату может привести формирование гигантских изоклинальных складок. Реальность существования таких складок нетрудно проконтролировать. При переходе от первичного залегания покровов к перевернутому фиксируется зона преобладающих вертикальных залеганий пород, т. е. область замка изоклинальной складки. Сложность заключается в том, что пакет покровов повсеместно переработан поздними пликативными формами. Только этим можно объяснить, что крупные лежачие изоклинали до сих пор не были установлены. Кроме того, крупные замки лежачих изоклиналь-

ных складок, несмотря на принципиальные трудности, связанные с их выявлением в условиях плоского рельефа, в ряде случаев фиксировались, но им не придавалось должного внимания. Например, такой замок был установлен нами в районе оз. Нигрозеро (рис. 3.6, разрез I—I). Другие замки фактически наметились при построении разрезов к карте Чупинской слюдоносной провинции М. Е. Салье и др. (1985; рис. 3.6, разрезы II—II и III—III). Западные замки изоклиналей достаточно надежно фиксируются на местности, восточные реконструированы с использованием границы распространения слюдоносных и керамических пегматитов по данным сотрудников ГГП «Севзапгеология» М. А. Корсаковой и Н. М. Иванова (устное сообщение) на основе допущения, что такие пегматиты могли формироваться лишь при условии залегания на глубине чупинских глиноземистых гнейсов. Крылья лежачих изоклиналей переработаны многочисленными складками, из которых наиболее отчетливо выделяются субширотные складки палеопротерозойского возраста. Нами детально закартирована одна из них — Келейногубская синформа (рис. 3.7). Замок и крылья синформы сложены кианитсодержащими гранат-биотитовыми гнейсами Чупинского покрова, ядро — тоналито-гнейсами Хетоламбинского покрова с заключенными в них пластообразными телами ортоамфиболитов, принадлежащими Лоухской мафической зоне. Синформа — сжатая, местами изоклинальная складка, почти на всем своем протяжении опрокинутая на юг. Шарнир слабо ундулирует, но в целом погружается на восток—юго-восток под углом около 10°; параллельно шарниру развита агрегатная и мономинеральная (по амфиболу) линейность, обычно совпадающая с бороздчатостью. Предшествующие системы складок, реликты которых иногда фиксируются в обнажениях, практически не получают отражения в картируемой структуре.

Значительным распространением пользуются породы комплекса друзитов. Они занимают различную позицию в пликативной структуре. Крупный Лоухский массив лерцолитов—габбро-анортозитов, приуроченный к замку Келейногубской синформы и вытянутый вдоль контакта между Чупинским и Хетоламбинским покровами на несколько километров (1 на рис. 3.6), наследует замок синформы и лишь в слабой степени деформируется ею, поскольку практически не рассланцован. Его становление логично связывать с процесссом развития складки, когда ее замок являлся ослабленной зоной. Другие тела, относящиеся к магнезиальным габбро-норитам, трассируют разломы, диагональные относительно синформы (2, 3). Они могли внедриться только после того, как складка достигала

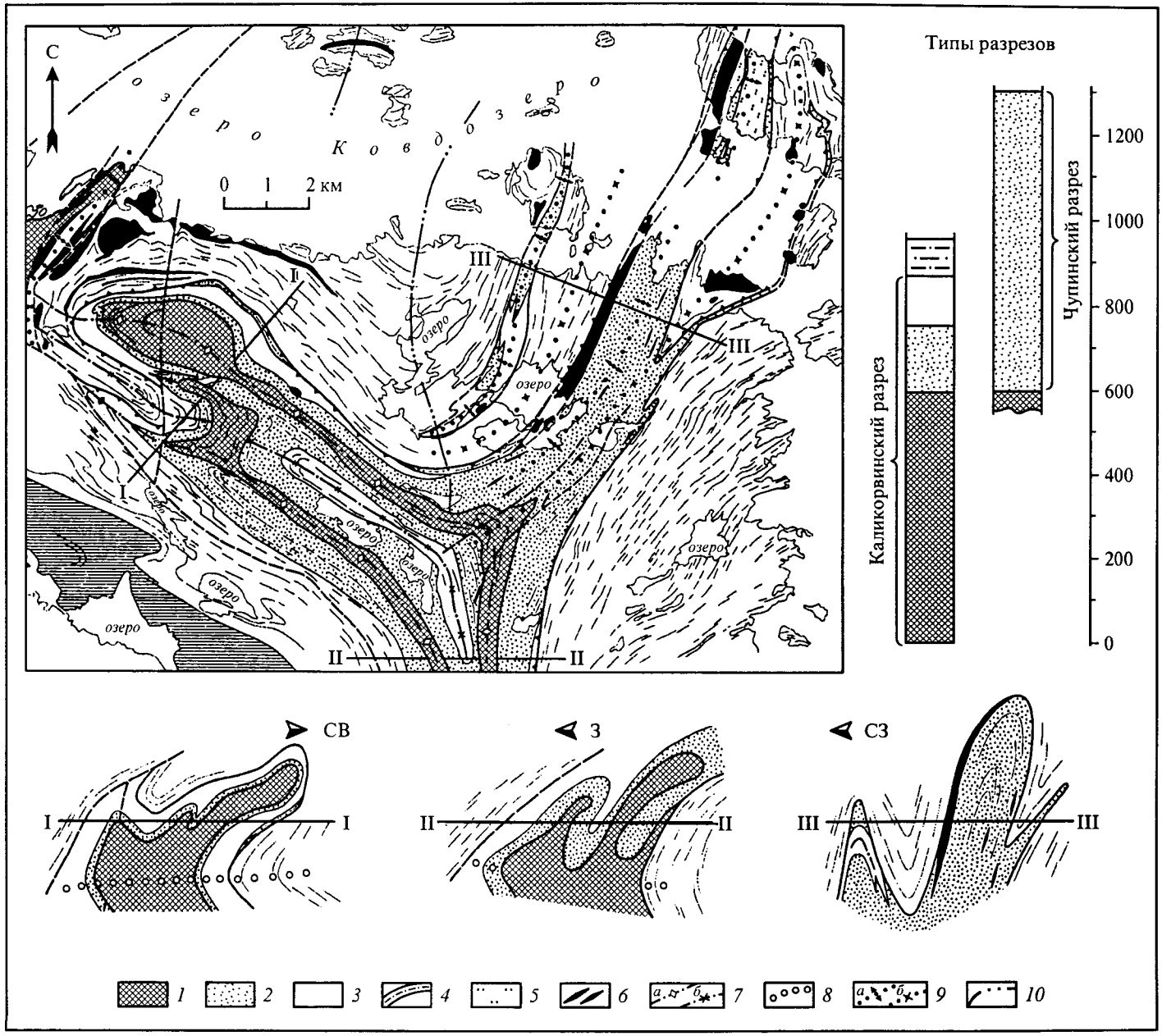


Рис. 3.4. Схематическая геологическая карта Каликорвинского тектонического окна. Составлена Ю. В. Миллером, Р. И. Милькевич и Т. А. Мысковой при участии А. Б. Львова.

1—5 — Чупинский покров: *1* — пачка-1 — метаморфизованные толеитовые базальты с многочисленными горизонтами метавулканитов среднего—кислого состава, метаграувакки, *2* — пачка-2 — метаграувакки с редкими маломощными горизонтами метавулканитов среднего—кислого состава, *3* — пачка-3 — метаморфизованные толеитовые базальты с многочисленными горизонтами метавулканитов среднего—кислого состава и метаграувакк, *4* — пачка-4 — метаграувакки, *5* — реликты чупинских гнейсов в поздних тоналитах; *6* — дайки поздних друзитов; *7—10* — оси складок: *7* — F_3 (*а* — антиформных: *б* — синформных); *8* — F_4, *9* — F_5 (*а* — антиформных, *б* — синформных), *10* — F_6. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.1.

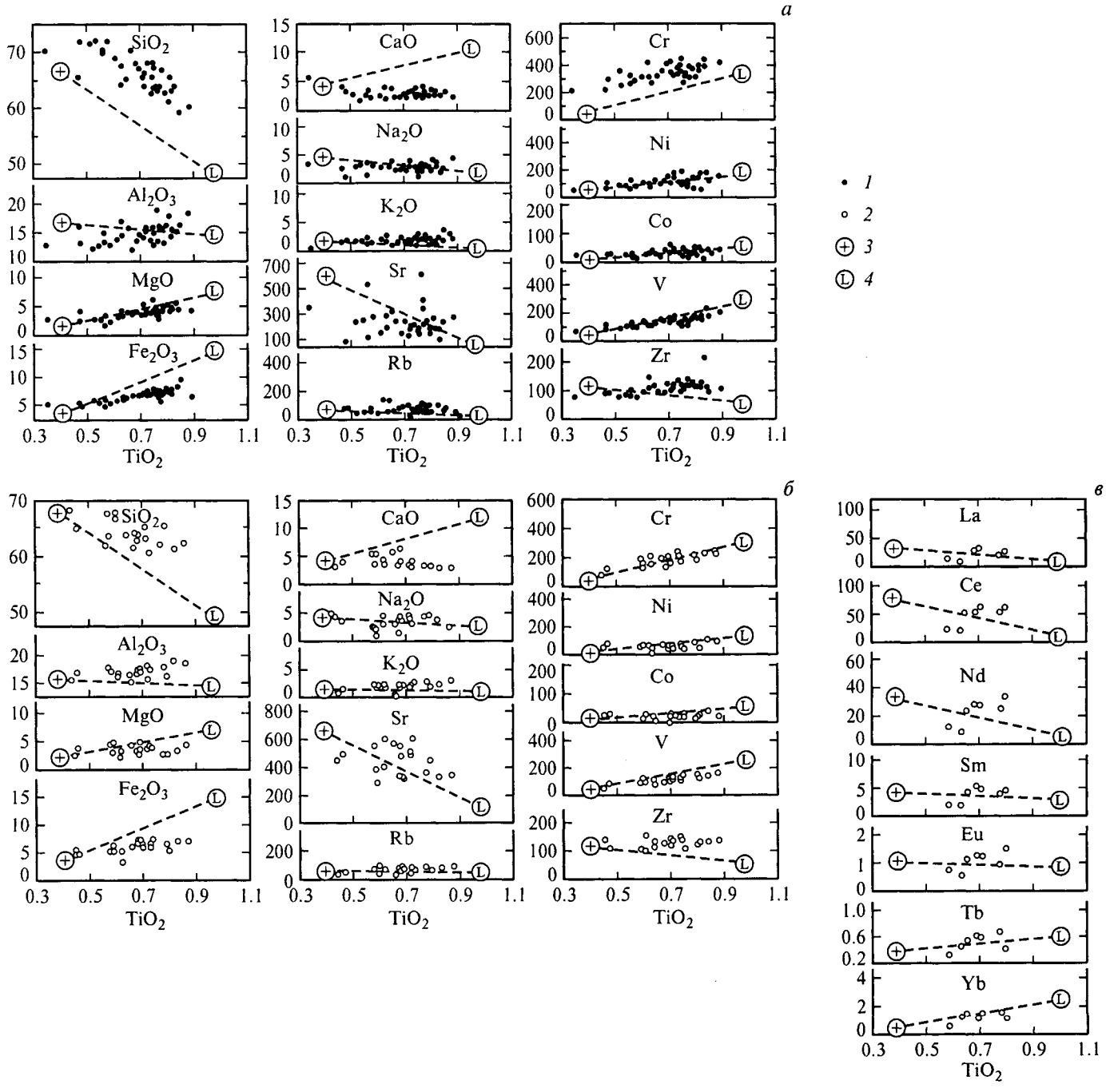


Рис. 3.17. Вариационные диаграммы для парагнейсов каликорвинского комплекса.

1, 2 — метаграувакки с высоким (*1*) и низким (*2*) содержанием Cr; *3, 4* — средний состав метадацитов (*3*) и метабазальтов (*4*) каликорвинского комплекса.

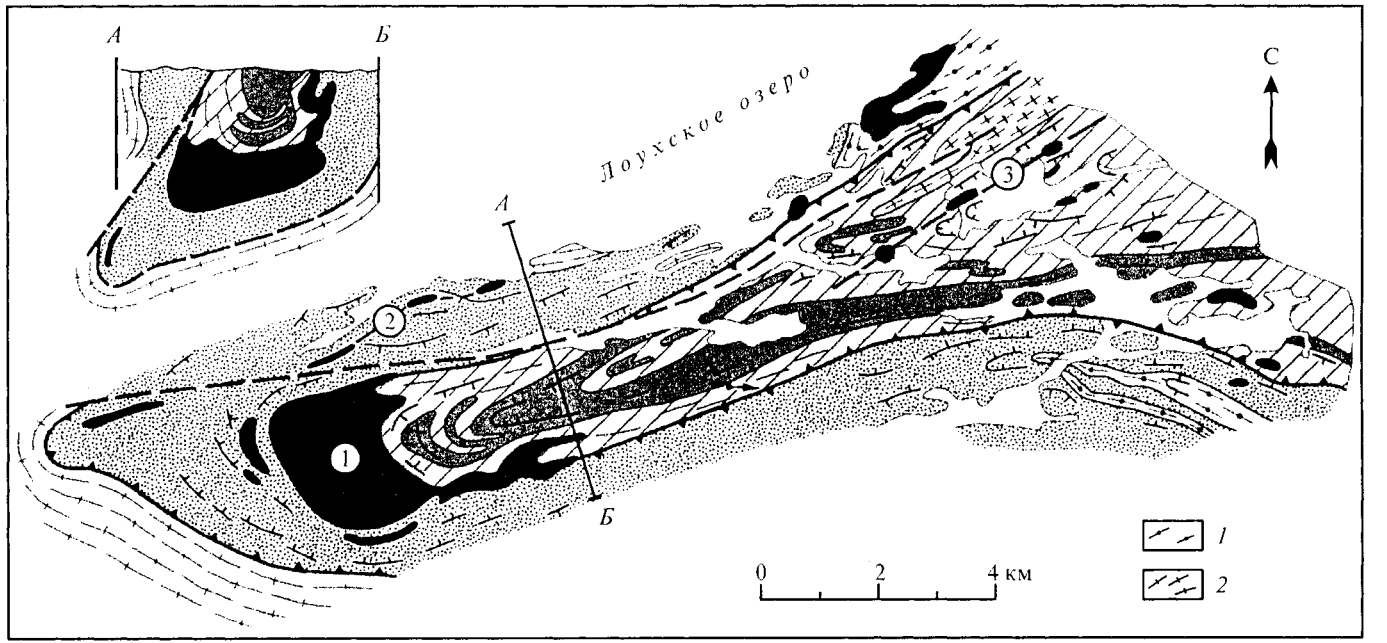


Рис. 3.7. Схематическая геологическая карта Келейногубской синформы. Составлена Ю. В. Миллером, А. Б. Львовым и Г. А. Мысковой.

1 — поздние тоналиты, *2* — палеопротерозойские (селецкие) микроклиновые граниты. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.1, 3.2. Цифры в кружках: 1 — Лоухский массив, 2, 3 — постскладчатые диагональные разломы и маркирующие их постскладчатые «поздние» друзиты.

изоклинальной формы и была полностью оформлена. В других случаях складки той же генерации изгибают гирлянды мелких тел ранее внедренных друзитов. Это значит, что в целом друзиты выступают как синскладчатые, что указывает примерно на возраст деформаций.

Для реконструкции истории становления БПП принципиальное значение имеют региональное несогласие между Хетоламбинским и Чупинским покровами и время формирования БПП. Можно с уверенностью говорить о заложении его до внедрения в хетоламбинские образования тоналитов с возрастом 2765—2740 млн лет, поскольку эти породы фиксируют несогласие, уже сформированное к моменту их внедрения. Более того, есть определенные основания полагать, что несогласие оформилось до или одновременно с развитием крупных лежачих изоклиналей. Другими словами, судя по всему, несогласие связано с субдукционной стадией развития БПП. В Чупинском и Ковдозерском секторах БПП это несогласие особенно отчетливо проявлено по поведению двух крупнейших мафических зон — Серякской и Лоухской (1 и 2 на рис. 3.4 соответственно). Обе зоны своими северо-западными завершениями приближены к подошве Чупинского покрова на первые сотни метров или даже приходят с ней в непосредственное соприкосновение (см. рис. 3.2), тогда как их юго-восточные окончания располагаются на расстоянии десятков километров от выходов чупинских гнейсов. Со структурных позиций такая ситуация может быть объяснена косым поддвигом Хетоламбинского покрова под Карельский кратон, поддвигом, который фиксируется по древним линейным дислокациям и подчеркивается древними разрывными нарушениями или сместителями, некоторые из которых совпадают с мафическими зонами. Это значит, что Хетоламбинский покров испытал определенные деформации, а скорее всего, и метаморфизм, предшествующие накоплению чупинских гнейсов.

Энгозерский сектор

Энгозерский сектор по своей структуре в корне отличается от рассмотренных выше. В то же время А. И. Слабунов (1993) совместно со С. В. Степановым (Степанов, Слабунов, 1989), предпринявшие в конце 80-х—начале 90-х годов пересмотр геологии района озер Кереть—Энгозеро—Нижнее Кумозеро, выделили на этой территории те же структурно-вещественные комплексы, что и на севере, на краю Карельского кратона, где выявлено двухъярусное строение — нижний структурный ярус

тоналит-гнейсовый, верхний — зеленокаменный. Последний расчленен на три свиты (снизу вверх): верхнекумозерскую — амфиболитовую с телами метаультрабазитов, хаттомозерскую, сложенную эпидот-биотит-амфиболовыми сланцами (по агломератовым туфам, туффитам андезито-базальтового и андезито-дацитового состава), и майозерскую — амфиболитовую (толеитовые базальты с реликтами подушечных текстур), с горизонтами парагнейсов и телами метаультрабазитов. На этом разрезе, отнесенном авторами к Керетскому (Тикшеозерскому) зеленокаменному поясу, без явного структурного несогласия залегают кианитсодержащие гранат-биотитовые гнейсы Чупинского покрова (рис. 3.8).

В нашем понимании майозерская свита не имеет отношения к разрезу зеленокаменного пояса и представляет собой часть Хетоламбинского покрова. В пользу такой интерпретации фактов свидетельствуют постепенные переходы между «майозерскими» и хетоламбинскими образованиями; «майозерская свита» с резким структурным несогласием залегает на различных свитах зеленокаменнооого пояса и на тоналито-гнейсах краевой части Карельского кратона. Обращает на себя внимание пространственное распространение этой «свиты». Чупинские гнейсы залегают только на «майозерских» образованиях. Наконец, существует косвенное доказательство активной роли покровной тектоники в формировании описанного разреза — широкое распространение на рассматриваемой территории купольных структур, которые всегда формируются как реакция на нарушенное гравитационное равновесие, в данном случае — на надвигание «тяжелого» мафического покрова на «легкие» образования края Карельского кратона. Возраст куполов, а точнее возраст плагиогранито-гнейсов из центра Шомбозерского купола, 2720 ± ± 9млн лет. Это значит, что надвигание Хетоламбинской пластины, ее интенсивная складчатость, куполообразование, связанные с куполами граниты и сопутствующий высокобарический метаморфизм могут быть соотнесены с общей коллизионной обстановкой.

Описанная картина установлена и всесторонне исследована А. И. Слабуновым (1993), который не исключал аллохтонного залегания майозерской свиты (Бибикова и др., 1999). Возраст андезитов и андезито-дацитов из подстилающей хаттомозерской свиты (2877 ± 45 и 2829 ± 30 млн лет), а также возраст гранитоидов, предположительно прорывающих майозерские амфиболиты (2720 ± 25, Бибикова и др., 1995; Бибикова и др., 1999), в условиях покровной тектоники практически ничего не дает для оценки возраста пород, принадлежащих Хетоламбинскому покрову.

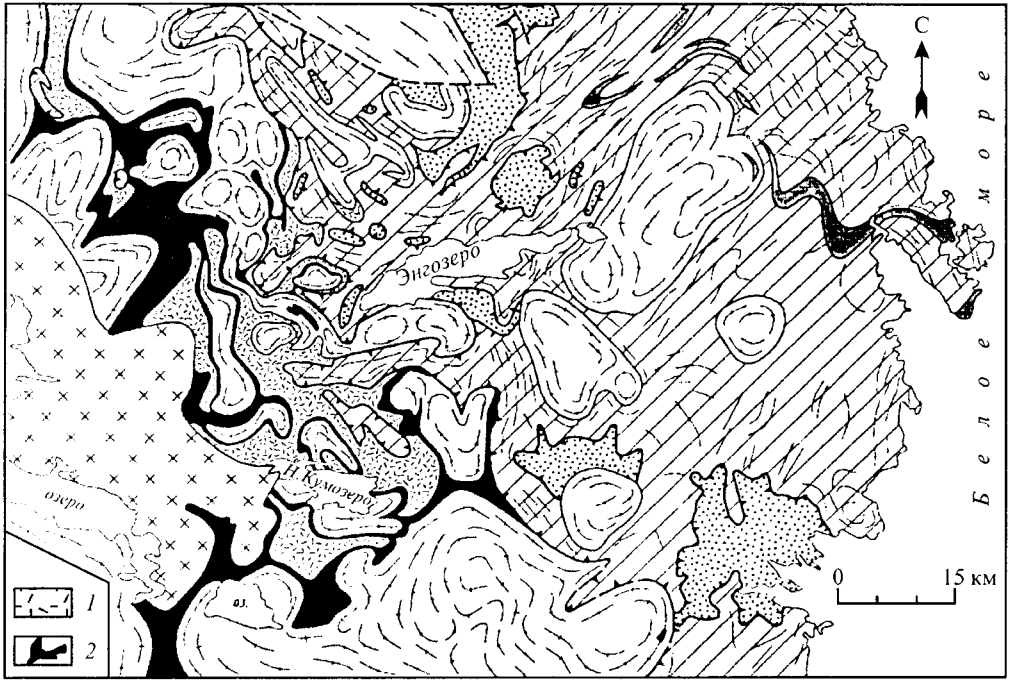


Рис. 3.8. Схематическая геологическая карта Энгозерского сектора БПП. Составлена по материалам А. И. Слабунова, В. С. Степанова, Н. В. Горлова и др. (1973), с использованием карт магнитных аномалий А. Н. Берковского (рис. 3.1, *III*).

1, *2* — Керетский (Тикшозерский) зеленокаменный пояс (снизу вверх): *1* — верхнекумозерская свита — амфиболиты с телами ультрабазитов, *2* — хаттомозерская свита — преимущественно сланцы по вулканитам среднего—кислого состава. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.1 и 3.2.

Предложенная интерпретация демонстрирует существование двух стадий позднеархейского покровообразования, связанных с разными этапами развития БПП, в структурном отношении разделенными формированием крупных лежачих изоклиналей и занимающими различную позицию в региональной структуре пояса. Покровы субдукционной стадии — Хетоламбинский, Чупинский — поддвигались под край Карельского кратона. Коллизионное покровообразование связано с надвиганием аллохтонных масс на ранее сформированное покровное сооружение и на край кратона. К покровам коллизионной стадии относятся не только Хетоламбинский, но и Ориярвинский покров, который тоже залегает на краю кратона. Особую позицию в системе позднеархейских покровов занимает Ковдозерский покров, который, будучи краевой частью кратона, оказался в аллохтонном залегании в ходе пододвигания под него Хетоламбинского и Чупинского.

Кемский сектор

Кемский сектор, расположенный к югу от Энгозерского, только на первый взгляд существенно отличается от последнего. В его пределах Тикшозерский зеленокаменный пояс и фронтальная часть Хетоламбинского покрова, маркирующаяся цепочкой изолированных выходов чупинских гнейсов, вновь расступаются и между ними располагается обширная область развития тоналито-гнейсов краевой части Карельского кратона (см. рис. 3.1). Значит, и здесь Хетоламбинский покров перекрывал край кратона, но в настоящее время на обширных площадях эродирован. Таким образом, и в Кемском секторе БПП проявились наложенные коллизионные дислокации, аналогичные установленным в районе озер Кереть, Энгозеро, Нижнее Кумозеро. Кроме того, по мере приближения к границе с Карельским кратоном постепенно усиливается свекофеннская переработка архейских образований: появляются новообразованная сланцеватость, крупные открытые складки с пологими осевыми поверхностями и пологими шарнирами, возможно, и свекофеннские купольные структуры.

Енский сектор

Енский сектор, расположенный к северу от Ковдозерского района (см. рис. 3.1), характеризуется многочисленными выходами чупинских гнейсов среди тоналито-гнейсов Карельского

кратона. Скорее всего, эти выходы представляют собой тектонические окна краевой части кратона, аналогичные изученным в Ковдозерском секторе и отражающие субдукционные соотношения Чупинского и Ковдозерского покровов. Во всяком случае, это касается Риколатвинского купола, ядро которого сложено типичными для чупинского покрова кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, а юго-западное крыло — тоналито-гнейсами Ковдозерского покрова, т. е. чупинские гнейсы опять же выступают из-под тоналитов края Карельского кратона. На всех этих образованиях лежит Риколатвинский покров — нижний в составе свекофеннского Лапландского аллохтона — выделенный и детально исследованный В. И. Пожиленко (1984) в качестве прогиба, который выполнен осадочно-вулканогенной толщей, несогласно залегающей на подстилающих образованиях со стратиграфическим контактом. Риколатвинский комплекс сложен биотитовыми, амфибол-биотитовыми и амфиболовыми тоналитами, трондьемитами и гранодиоритами с линзами амфиболитов, диопсид-амфиболовых ортосланцев и крупными пластовыми телами лопийских гранатовых амфиболитов; в редких небольших фрагментах встречаются слоистые биотит-гранатовые гнейсы. В основном это интрузивные образования, а значит, региональное структурное несогласие в основании Риколатвинского покрова должно рассматриваться как сместитель, по которому покров надвинут на Ковдозерский, Чупинский и Хетоламбинский покровы Беломорского пояса. В. И. Пожиленко выделил в риколатвинской толще восемь этапов деформаций, из которых наиболее отчетливо фиксируются и картируются три — послойная кристаллизационная сланцеватость, крупные складки северо-восточного—субмеридионального простирания и наложенные на них субширотные складки, осложненные крупными разломами того же простирания. Весь Риколатвинский покров, особенно его юго-западная фронтальная часть, осложнен свекофеннскими куполами, с некоторыми из которых связаны кусты слюдоносных и керамических пегматитов (месторождения Риколатва, Ёнское и др.). Отсюда цепочка свекофеннских куполов, ориентированная в общем случае под углом ко всем ранее сформированным структурам, прослеживается в юго-восточном направлении через весь Беломорский пояс. Звеньями этой цепи выступают и группа Восточно-Ковдозерских куполов, и крупные купола Чупинского сектора, такие как Карельский, Чупинский, Санозерский (Воронецкий) и др., контролирующие крупнейшие месторождения Чупинской слюдоносной провинции (Миллер, 1997).

Все свекофеннские купола опрокинуты на юго-запад — в направлении перемещения покровов, что свидетельствует о развитии их в ходе свекофеннского покровообразования. Эффект опрокидывания определяется разноскоростным течением материала в ходе покровообразования: ускоренным на верхних уровнях аллохтона, замедленным — на нижних уровнях. Это определяет их характерные очертания: большинство свекофеннских куполов, например составляющих Восточно-Ковдозерскую группу (наименее искаженных), на геологической карте выглядят как вытянутые в северо-восточном направлении овалы, длинные оси которых составляют 4—7, короткие — 4—3 км (см. рис. 3.2). Особенность (и диагностический признак одновременно) опрокинутых купольных структур заключается в том, что их северо-восточные замыкания антиформные, а юго-западные — синформные. В одних случаях — при больших углах наклона — купольная структура напоминает лежачий остроугольный конус, как например Тупогубская структура (рис. 3.9, *А*). В других случаях купол имеет форму, сходящуюся на конус в своей корневой части, а само купольное завершение напоминает опрокинутую на юго-запад пологую складку. Такая картина наметилась в Долмановском куполе (рис. 3.9, *Б*, *В*). На конкретных геологических объектах (Soula, 1982) было показано, что тела, слагающие ядра диапировых куполов и определяющие их морфологию, по своей форме приближаются к капле, обращенной округлым завершением вверх, острым — вниз. Еще более сложную морфологию име- ет хорошо изученный и глубоко разбуренный Риколатвинский купол, который распадается на две почти автономные антиформные, удлиненные, в плане структуры (рис. 3.9, *Г*, *Д*). Все купола формировались на фоне свекофеннского покровообразования, но одни заложились раньше и соответственно раньше вступили в процесс опрокидывания по направлению движения покровов; другие начали свое развитие позднее, естественно, позднее включились в этот процесс и испытали минимальное опрокидывание. По сравнению с ними купола, связанные с позднеархейской коллизией, имеют в целом симметричное строение, так как начали формироваться уже после того, как позднеархейский аллохтон прекратил движение. Примером может служить Шомбозерский купол, расположенный к северо-западу от Энгозера и детально закартированный А. И. Слабуновым (1993).

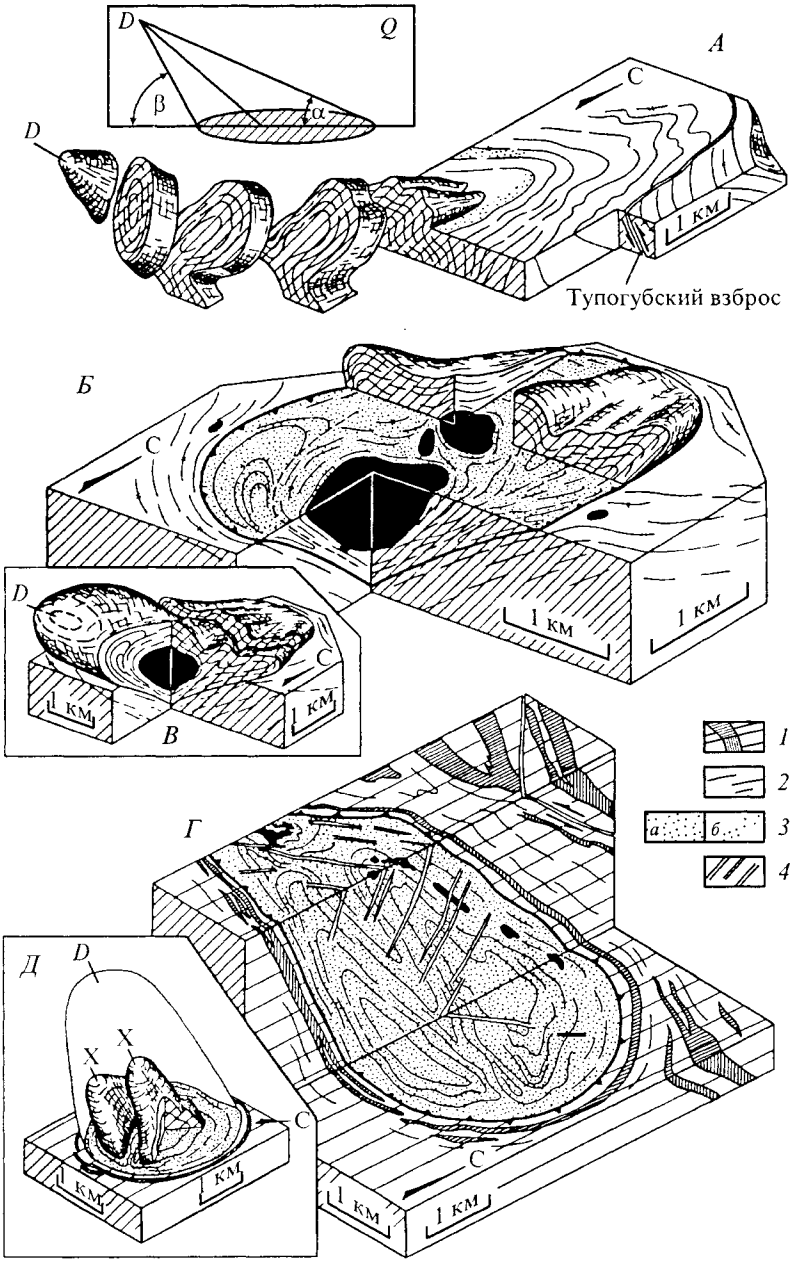


Рис. 3.9. Блок-диаграмма опрокинутых свекофеннских куполов.

А — Тупогубский, *Б*, *В* — Долмановский, *Г*, *Д* — Риколатвинский (по Ю. В. Миллеру, 1997). *X* — оси куполов. *1* — Риколатвинский покров, в юго-

Выводы

Анализ структуры дает основание для многих выводов, из которых здесь стоит отметить следующие. Во-первых, он наглядно продемонстрировал неравномерное проявление деформаций в разных секторах подвижного пояса, в то время как сменяющие друг друга геодинамические обстановки, позднеархейские субдукция и коллизия, селецкий рифтогенез, свекофеннская коллизия, по-разному или одинаково выраженные, проявились в пределах всего подвижного пояса. Во-вторых, структурный анализ показал, что геодинамические обстановки и связанные с ними тектоно-метаморфические циклы, проявленные при взаимодействии литосферных плит, начинаются с тектонических покровов и неразрывно связанного с ними послойного течения или течения строго параллельного региональным сместителям (Миллер, 1999; Miller, Dufour, 2000). В-третьих, выполненный анализ поставил вопрос о более древнем возрасте хетоламбинского комплекса, который, по-видимому, испытал складчатость, а возможно и метаморфизм, до накопления на нем чупинских супракрустальных образований.

АССОЦИАЦИИ ПОРОД БЕЛОМОРСКОГО АЛЛОХТОНА

Результатом картирования и анализа элементов региональной структуры, рассмотренных в предыдущем разделе, было выделение крупных и наиболее существенных элементов строения Беломорского пояса, каждый из которых отражает важнейшие этапы его геологического развития и характеризуется своими ассоциациями пород. К ним относятся: 1) своеобразные зоны насыщения основными и ультраосновными ортопородами — «мафические зоны», выделенные в составе Хетоламбинского покрова; 2) тоналит-трондьемитовая ассоциация ортогнейсов с примесью мафических пород (амфиболитов, в том числе гранатовых), пользующаяся широким распространением в покровах Беломорского аллохтона (Ковдозерский, Хетоламбинский, Ориярвинский), а также в Риколатвинском покрове Лапландского аллохтона; 3) ассоциация биотит-гранатовых и биотитовых кианитсодержащих гнейсов, характерных для Чу-

западном крыле купола — Ковдозерский покров с телами базитов и ультрабазитов, *2* — Ковдозерский покров. *3* — Чупинский покров: *а* — с подчиненными телами тоналитов, *б* — небольшие фрагменты в поле тоналитов Ковдозерского покрова, *4* — дайкообразные слюдоносные пегматитовые жилы.

пинского покрова; 4) фрагменты зеленокаменных поясов, сосредоточенные главным образом в пределах Ковдозерского покрова; 5) рассеянные по всему объему Беломорского аллохтона тела лерцолитов, норитов, габбро (друзитов), диоритов и ассоциирующихся с ними гранитов. Особого рассмотрения заслуживают ассоциации пород южной части БПП.

Мафические зоны

Мафические зоны развиты в нижней части Беломорского аллохтона среди образований, относящихся к Хетоламбинскому покрову (рис. 3.2, 3.6). Центральнобеломорская мафическая зона — узкая линейная структура, имеющая генеральное СЗ простирание с падением на СВ. Она прослеживается с СЗ на ЮВ примерно на 150—160 км и, вероятно, имеет продолжение на ЮВ. На схеме геологического строения района отчетливо видно азимутальное несогласие между этой зоной и окружающими ее структурами (см. рис. 3.2). Она сложена преимущественно полосчатыми гранатовыми амфиболитами по магматическим породам основного состава и пространственно, а возможно и генетически, связанными с ними метаморфизованными диоритами. В небольших объемах присутствуют ультрабазиты, по составу напоминающие коматииты (Степанов, 1981), и малые тела пироксенитов, прорывающих амфиболиты. Возрастные соотношения гранатовых амфиболитов с парагнейсами остались неясными, так как они участвовали в совместной деформации и в результате залегают согласно. В диоритах наблюдались ксенолиты гранатовых амфиболитов.

В целом рассматриваемая система мафических зон представлена в этой работе впервые, хотя отдельные их фрагменты установлены и изучены ранее (Степанов, 1981; Степанов, Слабунов, 1990, Слабунов, 1994). В ее составе выделено четыре фрагмента: Серякско-Картешский, Нигрозерский, Лоухскоозерско-Пиземский и Нижемский (Slabunov, Stepanov, 1997). Наиболее представительными и хорошо исследованными являются Серякско-Картешский и Лоухскоозерско-Пиземский фрагменты (1 и 2 на рис. 3.6). Возможно, к аналогичным ассоциациям пород можно отнести обширные поля амфиболитов (по основным вулканитам) и парагнейсов в районе деревень Поньгома и Гридино, изученные О. И. Володичевым (1975, 1990). Когда мафические зоны представлены единым телом, их мощность не превышает 1 км. Завершения мафических зон или их фрагментов имеют клиновидную форму, но в некоторых случаях они обра-

зуют центриклинальные замыкания, что, например, наблюдается на юго-восточном окончании Серякской зоны. Несколько особняком стоит крупный выход полого залегающих амфиболитов, слагающих Нигрозерскую структуру (3 на рис. 3.6). Судя по детальным геофизическим данным, она может оказаться ответвлением Серякской зоны.

Серякско-Картешский фрагмент зоны — это наиболее хорошо сохранившийся и обнаженный элемент структуры (1 на рис. 3.6), прослеженный более чем на 70 км. Лучше других частей этой структуры изучен район на северо-восточном берегу оз. Серяк. Здесь установлено самое крупное (мощностью до 300 м) тело ультрабазитов в рассматриваемой зоне. Оно деформировано и находится среди амфиболитов. Мафит-ультрамафитовая толща интрудирована телами диоритов с возрастом 2850 ± 20 млн лет (Borisova et al., 1997) (табл. 3.1).

Южнее располагается Лоухскоозерско-Пиземский фрагмент Центральнобеломорской мафической зоны. Он прослеживается в виде дуги примерно на 55 км. Для понимания геологии региона особое значение имеет участок этой структуры в районе оз. Мал. Ворочистое (Сыстра, 1978). Здесь в составе мафит-ультрамафитового комплекса установлен прослой мелкозернистых гнейсов, отвечающий по составу риодацитам. Возраст цирконов (U-Pb метод) из этих риодацитов равен 2878 ± ± 13 млн лет и отвечает магматической стадии их образования (Бибикова и др., 1999).

Ультрабазиты представлены метагарцбургитами, состоящими из оливина (15—19 % Fa), ортопироксена (11—15 % Fs), шпинели (железистый феррихромит с 21 % Cr_2O_3), и метаморфическими производными по ним: серпентинитами, ортопироксениями и зелеными меланократовыми амфиболитами. Магматическая стадия образования пород мафит-ультрамафитовой зоны — около 2.88 млрд лет.

Метабазальты Центральнобеломорской мафической зоны (Лобач-Жученко и др., 1991, Бибикова и др., 1999), среди которых обычны тела ультрабазитов и интрузивных гранитоидов, но крайне редки кислые метавулканиты, по особенностям химического состава отвечают толеитам (рис. 3.10, *а*, *в*) и во многом похожи на базальты срединно-океанических хребтов (Степанов, Слабунов, 1989). Положение фигуративных точек их составов на дискриминационных диаграммах, в частности на диаграмме Zr—Nb—Y, не противоречит этому утверждению. По распределению РЗЭ (рис. 3.10) среди рассматриваемых базальтов выделяются разности с «плоским» спектром их распределения (La_N/Yb_N = 1.24) на уровне, в 10 раз превышающем хондри-

Таблица 3.1

Важнейшие геохронологические данные по Беломорскому подвижному поясу

Порода, место взятия	Метод, минерал	Возраст, млн лет	Литературный источник
Мафические зоны			
Андезиты из хаттомозерской свиты	U-Pb, Zr	2877 ± 45	Бибикова и др., 1995
Андезито-дациты той же свиты	»	2829 ± 30	Тот же
Гранитоиды, прорывающие майозерские амфиболиты	»	2720 ± 25	Бибикова и др., 1999
Диориты, интрудирующие мафит-ультрамафитовую толщу		2850 ± 20	Borisova et al., 1997
Риодациты из мафит-ультрамафитовой толщи	»	2878 ± 13	Бибикова и др., 1999
Тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация			
Метатоналиты, Воче-Ламбина	U-Pb, Zr Sm-Nd, T_{DM}	2807 ± 10, 2808	Balashov et al., 1992; Daly et al., 1993
Метатоналиты, Тупая губа	U-Pb, Zr	2785 ± 22	Bibikova et al., 1996
Метатоналиты, п-ов Толстик	»	2741 ± 43	Bibikova, 1984
Ортогнейсы, о. Кривой вблизи д. Ковда	»	2717 ± 7	Каулина, Богданова, 1999
Тоналитовый гнейс, СВ берег оз. Ковдозеро	»	2716 ± 10	Бибикова и др., 1995а
Древние ортогнейсы (тоналиты I), п-ов Толстик	»	2743 ± 8	Каулина, 1995
Поздние тоналиты II, там же	»	2685 ± 8	Тот же
Гранодиориты, прорывающие тоналиты II, там же	»	2450 ± 15	» »
Габбро-диорит, Тупая губа	»	2692 ± 11	Бибикова и др., 1996
Ортопироксеновые диориты и тоналиты, пос. Чупа	»	2728 ± 26, 2728 ± 4	Глебовицкий и др., 2000
Ортопироксеновые тоналиты (эндербиты), д. Поньгома	»	2728 ± 21	Левченков и др., 1996

Жилы эндербитов в кристаллосланцах, Тупая губа оз. Ковдозеро	»	2712.6 ± 2.5	Бибикова и др., 1995а
Такие же жилы в метагаббро, Тупая губа	»	2639 ± 1	Бибикова и др., 1993в
Тоналито-гнейсы, ст. Жемчужная	»	2674 ± 48	Кудряшов, 1996
Тоналиты, п-ов Толстик	»	2685 ± 8	Каулина, 1996
Тоналиты, ст. Жемчужная	»	2639 ± 10	Кудряшов, 1996
Диориты, Тупая губа	»	2660 ± 10	Балаганский и др., 1990
Те же породы	»	2657 ± 16	Bogdanova, Bibikova, 1993
Трондьемиты уч. Тупая губа	»	2580 ± 10	Балаганский и др., 1990
	»	2582 ± 18	Bogdanova, Bibikova, 1993
Ксенокристы циркона в трондьемитах	»	2787 ± 21	Тот же
Метаморфический циркон трондьемитов уч. Тупая губа	»	2583 ± 16	» »
Супракрустальные породы чупинского комплекса			
Метариодациты района оз. Ворочистого	U-Pb, Zr Nd, T_{DM}	2878 ± 13, 2840	Бибикова и др., 1999
Метаандезиты, Тупая губа	То же	2834 ± 40, 2860	Тот же » »
Гранат-кианитовые гнейсы, метаморфический циркон	U-Pb, Zr	2855 ± 5	Бибикова и др., 1993
	»	2814 ± 20	Бибикова и др., 1995
	U-Pb, Zr NORDSIM	2850—2800	Claesson et al., 2000
Гранат-кианитовые гнейсы, детритовый циркон	»	3200—3100, 3000—2900	Тот же
Гранат-кианитовые гнейсы	Nd, T_{DM}	3010—2860	Timmerman, Daly, 1995; Bibikova et al., 1996; Claesson et al., 2000
	$^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{87}Rb/^{86}Sr$	2950 ± 50	Кудряшов и др., 1995; Кудряшов, 1996

Таблица 3.1 (*продолжение*)

Порода, место взятия	Метод, минерал	Возраст, млн лет	Литературный источник
Селецкие интрузивные породы			
Габбро п-ова Толстик	U-Pb, Zr	2434 ± 7	Богданова и др., 1987; Bogdanova, Bibikova, 1993
	»	2443 ± 10	Каулина, 1996
	»	2409 ± 5	Тот же
Габбро-нориты горы Жемчужки	»	2460 ± 9	Кудряшов и др., 1999
Диориты, горы Жемчужки	»	2356 ± 4	Кудряшов, 1996; Балаганский и др., 1997
Пегматоидное габбро, Ковдозерский базит-гипербазитовый массив	»	2440 ± 10	Ефимов, Каулина, 1997
Габбро из Шобозерского лерцолит-габбро-норитового массива	»	2432 ± 10	Slabunov et al., 1999
	Pb-Pb	2433 ± 3	Тот же
Габбро-анортозиты Пежостровского массива	U-Pb, Zr	2568 ± 17	Сергеев и др., 1999
	»	2442 ± 3	Alexejev et al., 2000
Те же породы, метаморфический циркон	»	2436 ± 36	Тот же
Гранодиориты, Поньгома	»	2415 ± 25	Zinger et al., 1996
Гранатовые амфиболиты внешних частей массива Толстик	Sm-Nd	1876 ± 70	Алексеев и др., 1999
То же из массива Романовский	»	1820 ± 30	Тот же
Граниты из массива Толстик	U-Pb, Zr	2405 ± 20	Bogdanova , Bibikova, 1993
Аплитовидные граниты Тупой губы	»	2451 ± 17	Бибикова и др., 1993
Граниты Тупой губы	»	2423 ± 8	Lobach-Zhuchenko et al., 1993
Граниты Юковского массива	»	2671	Чекулаев и др., 1994
Сиено-диориты Юковского массива	»	2678	Тот же

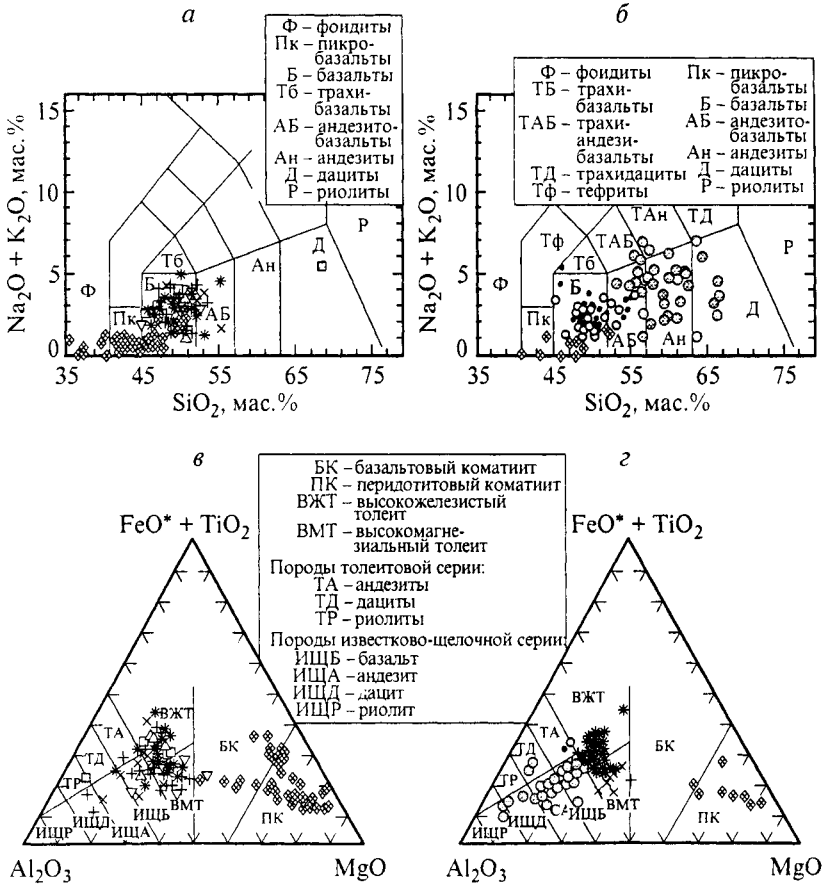


Рис. 3.10. Состав пород Керетьского зеленокаменного пояса (*а*, *в*) и мафических зон (*б*, *г*).

товый, т. е. сопоставимы с базальтами срединно-океанических хребтов N-типа, и разности, несколько обогащенные ЛРЗЭ (La_N/Yb_N = 3.07), аналогично базальтам срединно-океанических хребтов Е-типа.

Метабазальты Центральнобеломорской мафической зоны несколько отличаются от аналогичных пород в Керетском поясе по положению их фигуративных точек на дискриминационной диаграмме Ti/Cr—Ni (Beccaluva et al., 1979): бóльшая часть первых, как уже отмечалось выше, находится в поле океанических толеитовых базальтов, тогда как в поле островодужных преобладают вторые (рис. 3.11).

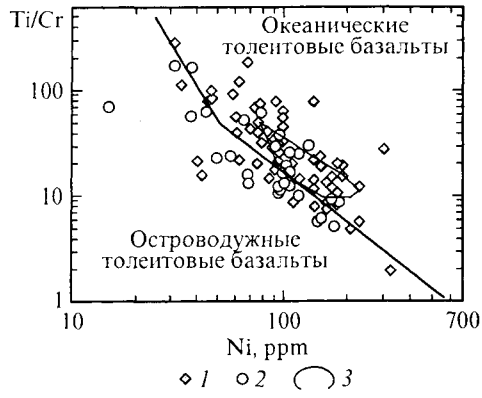


Рис. 3.11. Диаграмма Ti/Cr—Ni для пород мафических зон.

Породы: *1* — Центральнобеломорской зоны, *2* — Серякской зоны; *3* — поле составов MORB.

Мафит-ультрамафиты Центральнобеломорской мафической зоны варьируют по составу от габброидов с содержанием MgO > > 10 % до дунитов с содержанием MgO до 37 % (рис. 3.10, *а*, *в*). Наименее измененные ультрамафиты в Серякском фрагменте зоны отвечают по составу гарцбургитам (MgO — 30—40 %; Al_2O_3/TiO_2 — 20—27; CaO/Al_2O_3 — 0.58—0.93; Ti/Zr — 74—93; Cr_2O_3 — 0.11—0.266; NiO — 0.21—0.28; Pt/Pd — 0.46). По распределению РЗЭ среди рассматриваемых ультрамафитов выделяются разности, обедненные ЛРЗЭ (La_N/Yb_N = 0.52), как, например, в Серякском фрагменте зоны.

По соотношению Al_2O_3/TiO_2 ультрамафиты Серякского фрагмента принадлежат к группе Al-недеплетированных, в то время как в Лоухскоозерско-Пиземском фрагменте распространены Al-деплетированные (Al_2O_3/TiO_2 — 3—15; Zr/Y — 2.8—4.5). Кроме того, следует отметить, что в последнем из названных фрагменте метаультрабазиты, так же как и ассоциирующие с ними метабазальты, обогащены TiO_2 (Степанов, Слабунов, 1989).

Кислые метавулканиты в составе рассматриваемого комплекса обнаружены в настоящее время только в районе оз. Мал. Ворочистое. Метариодацит, который использовался для геохронологических исследований, классифицируется по петрохимическим характеристикам как риодацит повышенной железистости, что определяет его положение на диаграммах в поле пород толеитовой серии (рис. 3.10, *в*), ε_{Nd} (2.88) = +2.7, и это характерно для кислых вулканитов офиолитовых комплексов. Однако распределение РЗЭ в риодаците резко дифференцированное: он обогащен ЛРЗЭ (La_N/N = 9.13), а содержание ТРЗЭ превышает

таковое в хондрите в 7.8 раз, Eu-минимум выражен слабо, что не типично для кислых пород океанов.

Мафит-ультрамафитовый комплекс Центральнобеломорской мафической зоны сопоставим с аналогичными породами офиолитовых комплексов, хотя эти аналогии не абсолютны. Учитывая наличие некоторых разновидностей метавулканитов среднего и кислого состава, можно предположить некоторую аналогию рассматриваемых образований с океаническими дугами. В любом случае мафические зоны могут указывать на то, что на самых ранних стадиях эволюции Беломорского пояса эта структура представляла собой фрагмент океанической коры. Такая интерпретация может показаться еще более убедительной, если учесть, что на западной окраине пояса установлены, во-первых, вулканические пояса островодужного типа, а во-вторых, — пояс плутонитов активных континентальных окраин. В связи с этим же упоминания заслуживает открытая в тех же местах действительно офиолитовая серия, включающая, в частности, комплекс параллельных мафических даек с возрастом более 2800 млн лет (Щипанский и др., 1999).

Ассоциации тоналитовых и трондьемитовых гнейсов

Тоналито- и трондьемито-гнейсы нестратифицированного ортокомплекса представляют основной объем Ковдозерского (в северной его части) и Хетоламбинского покровов. Тоналиты и трондьемиты характеризуются теми же особенностями, что и большинство ТТГ-ассоциаций архея. По сравнению с ТТГ-породами Карельской провинции они содержат в среднем несколько больше K_2O и как следствие — бóльшую сумму щелочей. Другой характерной их чертой является очень низкая магнезиальность (mg = 0.31—0.33), присущая также тоналит-трондьемитам Южного Беломорья, о чем подробнее будет сказано ниже. В результате на известной диаграмме AFM большинство составов ТТГ-пород БПП располагаются вблизи толеитового, а не известково-щелочного тренда (Чекулаев и др., 1997).

Анализ средних составов тоналит-трондьемитов в пределах разных зон (покровов) Ковдозерского сектора показал (табл. 3.2), что они почти не различаются. Можно отметить лишь повышенное содержание K_2O в ТТГ-породах Ковдозерского покрова к юго-западу от устья Тупой губы, что может быть обусловлено К-метасоматозом, и более низкую глиноземистость пород Хетоламбинского покрова, которые к тому же являются более лейкократовыми, т. е. преимущественно трондьемитами.

Таблица 3.2

Средние составы тоналит-трондьемитов Беломорского подвижного пояса

Компоненты	Покров					
	Хетоламбинский		Чупинский		Ковдозерский	
	< 68 % SiO_2	> 68 % SiO_2	< 68 % SiO_2	> 68 % SiO_2	< 68 % SiO_2	> 68 % SiO_2
SiO_2	66.91	70.79	65.61	70.21	65.68	70.4
TiO_2	0.43	0.27	0.45	0.24	0.42	0.2
Sl_2O_3	15.44	14.69	16.61	15.27	16.86	15.87
FeO	4.14	2.89	4.23	3.01	4.09	2.29
MnO	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.01
MgO	1.48	0.79	1.71	0.78	1.64	0.64
CaO	3.59	2.81	3.26	2.55	3.2	2.09
Na_2O	4.66	4.78	4.38	4.55	4.49	4.1
K_2O	1.37	1.54	1.89	1.63	2.16	2.94
Rb	54	53	66	47	72	70
Sr	398	319	391	341	538	423
Y	8	6	13	11	13	8
Zr	123	130	142	143	145	79
Nb	11	10	10	6	7	4
Ba	267	576	470	505	572	1225
n	7	32	13	14	6	

Как и большинство позднеархейских ТТГ-пород Балтийского щита, породы БПП характеризуются низкими содержаниями LIL- и HFS-элементов (Ba, Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Ti). Не наблюдается существенных различий в содержаниях редких элементов в ТТГ-породах разных покровов. Породы к юго-западу от устья Тупой губы (Ковдозерский покров) содержат больше Ba и Sr, причем если повышенное содержание Ba можно связать с K-метасоматозом, то вариации в содержании Sr могут быть связаны с условиями образования расплавов.

Обедненность редкими элементами характерна для ТТГ-пород, связанных с океаническими базальтами, а низкие значения Mg свидетельствуют о плавлении на большой глубине быстро субдуцирующих горячих океанических базальтов, т. е. об условиях вулканической дуги. Это согласуется с содержанием в тоналит-трондьемитах РЗЭ, показывающих высокую степень фракционирования ($La_N/Yb_N > 30$), что может быть обеспечено плавлением источника с фракционированным распределением РЗЭ типа толеита II по К. Конди и присутствием в рестите граната и амфибола.

Формирование тоналит-трондьемит-гранодиоритовых гнейсов Северо-Западного Беломорья происходило в несколько этапов. Самым древним из плутонических образований и комплементарных метавулканитов мафических зон пока является метадиорит из района оз. Серяк. Его возраст, определенный по магматическому циркону, равен 2850 ± 10млн лет (табл.3.1). Протолит этого диорита также представляет собой ювенильный мантийный материал и не содержит примеси коровой составляющей (Borisova et al., 1997). Несколько меньший возраст имеют метатоналиты участка Воче-Ламбина — 2807 ± ± 10 млн лет (U-Pb метод по циркону; Balashov et al., 1992). Они произошли за счет ювенильного мантийного материала без какой-либо примеси корового вещества, о чем свидетельствует модельный возраст, равный 2808 млн лет (Sm-Nd метод), совпадающий с возрастом магматической кристаллизации (Daly et al., 1993).

Метатоналиты следующей возрастной группы развиты на участке Тупая губа. Кристаллизация магматического циркона в тупогубских метатоналитах произошла 2785 ± 22 млн лет назад (Bibikova et al., 1996). Важно подчеркнуть, что на этом участке тоналиты наблюдаются в виде маломощных силлов, прорывающих кристаллические сланцы, которые интерпретируются как метавулканиты основного состава.

На п-ове Толстик тоналиты вмещают крупный массив габбро и многочисленные дайки, а также малые интрузии как основного, так и кислого состава. Они были исследованы специально (Бибикова и др., 1995). Датированный циркон выделен из палеосомы мигматитов, ортогнейсов тоналитового состава. Циркон характеризуется довольно низкими содержаниями урана и черезвычайно низким отношением $^{208}Pb/^{206}Pb$, что является типичным для изверженных цирконов из тоналитов и трондьемитов (Bibikova, 1984).

При нанесении на диаграмму с конкордией результатов анализа получена дискордия с верхним пересечением 2741 ± 43 Ma, что и определяет время кристаллизации протолита. Если при этом исключить анализ, дающий аномально высокое отношение $^{207}Pb/^{206}Pb$ (2828 Ma), то возраст несколько изменится, а погрешность улучшится — 2723 ± 17 Ma. Эта дата с учетом погрешности уже неотличима от той, которая была получена на о. Кривом вблизи дер. Ковда, где возраст ортогнейсов оказался равным 2717 ± 7 млн лет (Каулина, Богданова, 2000). Идентичный возраст — 2716 ± 10 млн лет — имеют тоналитовые гнейсы на берегу оз. Ковдозеро, к западу от п-ова Толстик (Бибикова и др., 1995).

Сходный результат (2743 +/− 8) для самых древних ортогнейсов этого района (тоналиты I) был получен Л. В. Каулиной (1995). Ею же были идентифицированы тоналиты II, слагающие мелкие тела, которые секут кристаллизационную сланцеватость и лейкосомы первой и второй генераций (Lc_1 и Lc_2, см. раздел «Ультраметаморфизм»), смятые в ранние изоклинальные складки, и являются результатом анатексиса древнейших тоналитов и имеют возраст проталита, определенного по магматическому циркону, 2685 ± 8 млн лет. Интересно также сделанное Л. В. Каулиной определение циркона из порфировидных гранодиоритов, более поздних, чем тоналиты II, −2450 +/− 15 млн лет.

На восточном побережье Ковдозера (район Тупой губы) были исследованы метагаббро, слагающие небольшое линзовидное тело среди диорит-тоналитовых ортогнейсов и гранат-биотитовых, часто с кианитом, парагнейсов (Лобач-Жученко и др., 1993). Как габброиды, так и вмещающие их породы испытали метаморфизм гранулитовой фации, а затем — охлаждение до средних ступеней амфиболитовой фации. Характерно, что в этом процессе сначала возрастает давление, от 6 до 10—12 кбар, а затем происходит резкая декомпрессия до 5—6 кбар (Седова и др., 1996). Такая эволюция, как показано на многих примерах (Глебовицкий, 1996), характерна для зон коллизии. Систематика полученных данных на диаграмме с конкордией показывает, что возраст протолита метагаббро 2692 ± 11 млн лет, возраст раннего метаморфизма гранулитовой фации практически не отличим от него (Бибикова и др., 1996).

В связи с рассматриваемой проблемой важной является информация о возрасте ортопироксеновых гранитоидов, внедрение которых приурочено к рубежу 2.73 млрд лет (табл. 3.1). Ортопироксеновые диориты и тоналиты района пос.Чупа имеют возраст 2728 ± 26 млн лет, определенный по верхнему пересечению конкордии, причем для одной фракции магматического циркона рассчитан конкордантный возраст с гораздо меньшей погрешностью — 2728 ± 4 млн лет (Глебовицкий и др., 2000). Для ортопироксеновых диоритов и тоналитов (эндербитов) района дер. Поньгома получен такой же возраст — 2728 ± 21 млн лет (Левченков и др., 1996). Близкими по возрасту к этим породам являются жилы эндербитов в основных кристаллосланцах района Тупой губы оз. Ковдозеро (2712.6 ± ± 2.5 млн лет; Бибикова и др., 1995а), тогда как такие же жилы в сланцах по габбро на расположенном в этом же районе участке Тупая губа имеют возраст 2639 ± 1 млн лет (Бибикова и др., 1993).

Более молодыми среди ортогнейсов являются тоналитовые гнейсы района железнодорожной ст. Жемчужная. Их возраст установлен по магматическим цирконам и равняется 2674 ± ± 48 млн лет (Кудряшов, 1996). Как среди этих, так и более древних ортогнейсов встречаются маломощные тела тоналитов, трондьемитов и диоритов, причем в ряде случаев они слагают жилы и дайки, секущие древние породы, уже испытавшие метаморфизм и рассланцевание. Согласно результатам U-Pb датирования по цирконам, их возрасты оцениваются в 2685 ± ± 8 млн лет — тоналиты, п-ов Толстик (Каулина, 1996), 2639 ± ± 10 млн лет — тоналиты, ст. Жемчужная (Кудряшов, 1996) и 2660 ± 10 млн лет — диориты, Тупая губа (Балаганский и др., 1990). Для диоритов Тупой губы позднее было рассчитано значение 2657 ± 16 млн лет (Bogdanova, Bibikova, 1993). Таким образом, можно выделить период гранитообразования 2.68—2.64 млн лет, связанного с парциальным плавлением древних ортогнейсов в процессе их ранней мигматизации (подробнее см. в разделе «Мигматизация и гранитообразование»). На участке Тупая губа также известны трондьемиты с возрастом 2580 ± ± 10 (Балаганский и др., 1990) или 2582 ± 18 млн лет (Bogdanova, Bibikova, 1993). В них установлены ксенокристы циркона с возрастом 2787 ± 21 млн лет, идентичным возрасту 2785 ± 22 млн лет метатоналитов этого же участка. Следовательно, трондьемиты могли возникнуть при анатектическом плавлении метатоналитов (Bogdanova, Bibikova, 1993). В пользу этого предположения свидетельствует метаморфическое воздействие на породы участка Тупая губа во время кристаллизации трондьемитов, установленное по наличию в метадиоритах метаморфических цирконов с возрастом 2583 ± 16 млн лет назад (Bogdanova, Bibikova, 1993).

Модельный возраст по Sm-Nd методу всех упомянутых гранитоидов находится в интервале 2.81—2.93 млрд лет (Бибикова и др., 1999; Daly et al., 1993; Timmerman, Daly, 1995; Bibikova et al., 1996). Таким образом, в протолитах данных пород резко преобладает ювенильный мантийный материал, а добавка корового вещества незначительна или, как в случае с метавулканитами и древнейшими для Беломорья метадиоритами оз. Серяк и метатоналитами полигона Воче-Ламбина, полностью отсутствует. Судя по возрасту как магматической кристаллизации (2.67—2.76 млрд лет), так и ювенильного протолита с минимальной добавкой корового материала (2.81—2.93 млрд лет), ареально развитые гранитоиды Беломорского подвижного пояса оказываются наиболее молодыми по сравнению с аналогичными породами Кольского полуострова и Карелии (Лобач-Жученко и др., 1998). Следовательно, выделение этих ортогнейсов в ка-

честве фундамента беломорской серии или кольско-беломорского комплекса (Радченко и др., 1994; Mitrofanov et al., 1995) является необоснованным.

Супракрустальные образования Чупинского покрова

Исследования последних лет показали, что супракрустальные образования в составе Беломорского подвижного пояса (БПП) составляют не более 20 % общего объема пород и сосредоточены преимущественно в Чупинском тектоническом покрове (Миллер, Милькевич, 1995; Глебовицкий и др., 1996; Миллер, 1997). Чупинский покров с явным структурным несогласием залегает на Хетолмбинском покрове, представленном в одних районах преимущественно разновозрастными тоналитами с заключенными в них полосами базитов и ультрабазитов (мафические зоны), в других — габброидами, реже — толеитовыми базальтами с редкими горизонтами парагнейсов.

Для детальных исследований были выбраны два участка — Пулонгский, традиционно рассматривающийся как стратотипический для чупинских гнейсов, и Каликорвинский, где супракрустальные образования Чупинского покрова обнажаются в одноименном тектоническом окне краевой части Карельского кратона.

На участке Пулогский протяженный (около 8 км) разрез Чупинского покрова на первый взгляд отличается относительной простотой строения: сланцеватость, совпадающая с метаморфической полосчатостью, а местами и с реликтами слоистой текстуры, почти повсеместно падает на северо-восток и только локально осложнена складками сложной конфигурации (рис. 3.12). Разрез покрова в пределах участка повторяется трижды, что при средних углах падения пород соответствует его мощности около 2 км. Складки различной конфигурации осложняют свод расплющенного купола, а большинство реликтов немигматизированных пород со следами слоистой текстуры фиксируется в его юго-западном подвернутом крыле.

Расшифровка складчатой структуры Каликорвинской антиформы позволила реконструировать достаточно простой разрез супракрустальных образований (рис. 3.4). В антиформе достаточно надежно выделяются и картируются четыре пачки, отличающиеся по составу и мощности. Восстановление исходного состава метаморфических пород выполнялось прежде всего на основе петрохимических реконструкций (Милькевич, 1996).

Общая мощность супракрустальных образований, вскрытых в Каликорвинском и Мечозерском тектонических окнах, дости-

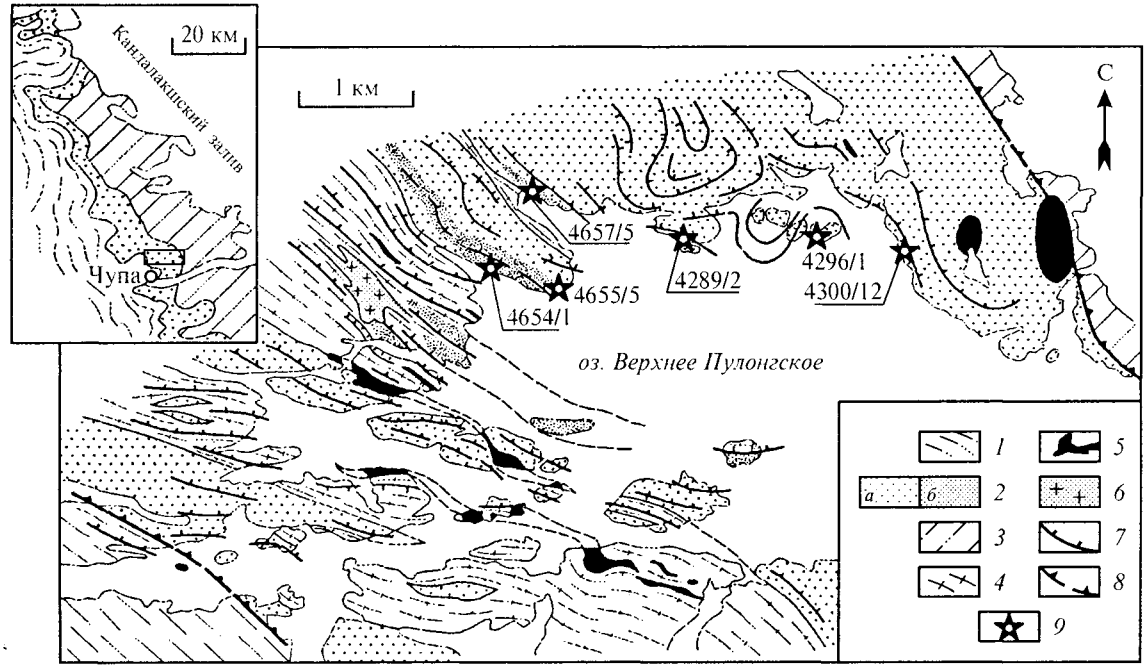


Рис. 3.12. Схематическая геологическая карта участка Пулонгского.

1 — Ковдозерский покров (тоналиты); *2* — Чупинский покров: *а* — грубозернистые Ky-Grt-Bt гнейсы, в различной степени мигматизированные, *б* — те же гнейсы, насыщенные реликтами тонкозернистых Gry-Bt гнейсов; *3* — Хетоламбинский покров (тоналиты); *4* — тоналиты в пределах Чупинского покрова; *5* — раннепротерозойские габбро-нориты; *6* — микроклиновые граниты; *7* — обобщенные элементы залегания сланцеватости; *8* — сместители, разделяющие покровы; *9* — места отбора проб (Sm-Nd и U-Pb методы).

гает 1300 м, а полученная картина отражает крайне неравномерное распределение важнейших породных ассоциаций. В северо-восточной ветви структуры парагнейсы полностью слагают разрез, что соответствует собственно чупинскому типу. Как и в других районах Беломорского пояса, этот тип разреза не удается расчленить (см. рис. 3.4, стратиграфические колонки). В западной части тектонического окна мафические пачки составляют до 90 % разреза, парагнейсовые — 10—20 %, что соответствует каликорвинскому типу разреза. К западу от Каликорвинской структуры, в пределах Тутозерского тектонического окна, обнажаются амфиболиты с редкими маломощными горизонтами парагнейсов, т. е. типичный каликорвинский тип разреза; в Северо-Ковдозерском тектоническом окне и в куполах Восточно-Ковдозерской группы развиты преимущественно гнейсы, характерные для чупинского типа разреза. Последний тип пользуется максимальным развитием в пределах большей части Чупинского покрова, но встречаются и исключения. К ним, в частности, относится, по-видимому, сравнительно слабо изученное и нестратифицированное обширное поле развития вулканитов основного и среднего состава в 160 км к юго-востоку от Ковдозерского сектора, в районе губы Поньгомы.

В составе разреза в районе оз. В. Пулонгское преобладают гранат-биотитовые гнейсы, часто с кианитом, в подчиненном количестве присутствуют гранатовые амфиболиты. Гнейсы интенсивно переработаны в процессе мигматизации. Немигматизированные гнейсы встречаются в виде реликтов в его центральной части. Аллохимический характер мигматизации, сопровождавшейся реститообразованием и удалением выплавок, привел к искажению первичных содержаний элементов в мигматизированных гнейсах, делая их более глиноземистыми и мафическими по сравнению с палеосомой. Поэтому в качестве первичных рассматривались только немигматизированные разности гнейсов.

Химические составы пород чупинского и каликорвинского комплексов приведены в табл. 3.3 и представлены на диаграммах (рис. 3.13, 3.14). Амфиболиты отвечают толеитовым базальтам и близки к архейским толеитам ТН-1 (Конди, 1983). Среди гнейсов в резко подчиненном количестве присутствуют дациты известково-щелочной серии, преобладают же в разрезе осадочные по происхождению породы. Осадки представлены незрелыми слабодифференцированными метаграувакками (Мыскова и др., 2000). Среди амфиболитов доминируют базальты толеитовой серии, внутри группы наблюдается слабая дифференци-

Таблица 3.3

Химический состав пород чупинского и каликорвинского типов разреза

Компоненты	Чупинский тип						Каликорвинский тип								
	4300/12	4655/5	4654/1	4657/5	4289/2	4296/1	35/9	35/10а	59/2	444/3	77/1	59/7б	171/1	78/8а	47/1
SiO_2	49.00	66.75	69.89	70.16	72.47	77.52	49.07	67.90	67.94	67.68	61.54	70.51	71.83	65.55	64.90
TiO_2	1.04	0.50	0.60	0.64	0.64	0.43	0.99	0.39	0.41	0.41	0.69	0.56	0.58	0.80	0.65
Al_2O_3	14.13	17.84	13.45	13.95	11.83	10.92	14.02	16.49	16.36	15.57	17.00	13.26	12.86	16.01	15.66
Fe_2O_3	14.86	2.76	6.09	6.02	6.56	3.60	14.79	3.26	3.19	3.86	6.39	5.68	5.10	5.17	6.16
MnO	0.20	0.04	0.07	0.08	0.08	0.05	0.23	0.06	0.04	0.06	0.10	0.15	0.07	0.08	0.08
MgO	8.00	1.15	2.18	1.77	1.91	1.40	7.52	1.61	1.74	1.57	4.43	3.10	2.28	2.59	3.58
CaO	10.38	5.03	2.53	2.81	3.04	1.88	11.23	4.01	3.37	5.25	5.88	3.37	2.11	3.03	3.84
Na_2O	1.73	4.72	3.53	3.47	2.73	3.22	1.94	4.26	5.08	4.02	1.47	1.93	3.32	4.63	3.82
K_2O	0.59	1.02	1.60	1.09	0.65	0.93	0.16	1.80	1.77	1.44	2.32	1.35	1.77	2.01	1.20
P_2O_5	0.07	0.18	0.06	0.01	0.07	0.05	0.07	0.22	0.17	0.13	0.19	0.08	0.08	0.14	0.13
Ba	130	478	344	321	67	240	15	822	781	821	692	265	450	378	283
Rb	5	49	72	48	30	40	3	57	43	51	77	47	36	62	48
Sr	65	622	216	205	214	143	114	912	557	215	455	160	311	443	345
Zr	52	119	114	132	150	103	60	110	103	112	120	106	79	137	118
Y	23	14	16	16	20	9	26	8	9	10	14	15	10	14	15
Nb	6	8	6	12	7	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	5	< 5	6	5
Cr	186	44	286	286	412	188	291	53	60	155	138	321	276	182	270
V	297	47	103	133	91	64	304	50	41	50	130	122	91	125	121

Таблица 3.3 (*продолжение*)

Компоненты	Чупинский тип						Каликорвинский тип								
	4300/12	4655/5	4654/1	4657/5	4289/2	4296/1	35/9	35/10а	59/2	444/3	77/1	59/7б	171/1	77/8а	47/1
Ni	107	18	107	99	120	79	148	23	29	42	40	120	58	55	110
Co	56	13	30	21	29	23	51	< 10	< 10	12	27	25	12	25	23
La	4.80	22	21	21	21	15	3.4	43	31		25		11.5	25	21
Ce	13.3	50	42	49	42	30	8.9	97	62.6		53		23.8	62.2	51
Nd	9.91	18	19	23	19	12	6.7	37	28.8		30		12.3	34.1	24
Sm	3.35	3.32	2.81	3.21	2.81	1.66	2.71	5.45	3.79		5.37		1.96	4.68	4.46
Eu	0.97	1.01	0.76	0.90	0.76	0.76	0.98	1.15	0.93		1.26		0.74	1.54	1.09
Tb	0.62	0.28	0.43	0.50	0.43	0.36	0.56	0.47	0.28		0.63		0.24	0.43	0.54
Yb	2.32	0.70	1.3	1.1	1.3	1.0	2.68	0.71	0.49		1.3		0.93	1.36	1.5
Lu	0.34	< 0.1	0.18	0.16	0.18	0.14	0.42	0.10	< 0.05		0.18		0.08	0.17	0.22
Сумма РЗЭ	35.61	95.36	87.48	98.87	87.48	60.92	26.35	184.88	127.91		116.74		51.55	129.48	103.81

Примечание. Пробы: 4300/12 — метабазальт; 4655/5 — метадацит; 4654/1, 4657/5, 4289/2, 4296/1 — метаграувакки; 35/9 — метабазальты; 35/10а, 59/2, 444/3 — метадациты; 77/1, 59/7б, 171/1, 77/8а, 47/1 — метаграувакки. Главные элементы — в весовых %, редкие и редкоземельные — в ppm. Все железо — в виде Fe_2O_3.

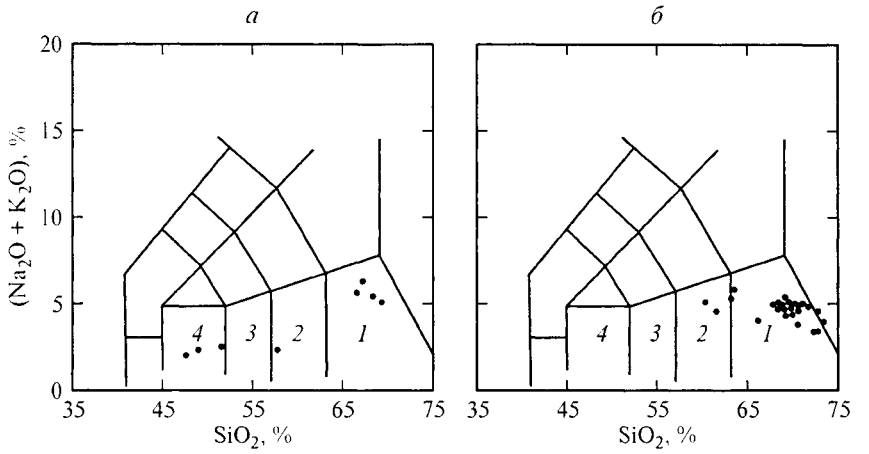


Рис. 3.13. Составы метавулканитов (*а*) и метаосадков (*б*) чупинского комплекса на классификационной диаграмме (Le Bas et al., 1986).

Поля на диаграмме: *1* — дациты, *2* — андезиты, *3* — андезито-базальты, *4* — низкокалиевые базальты.

ация от магнезиальных к железистым разностям. Последние находятся в меньшем количестве (рис. 3.15). Амфибол-биотитовые и частично биотитовые гнейсы относятся к вулканитам среднего и кислого состава и принадлежат известково-щелочной серии. Среди них преобладают дациты, в подчиненном

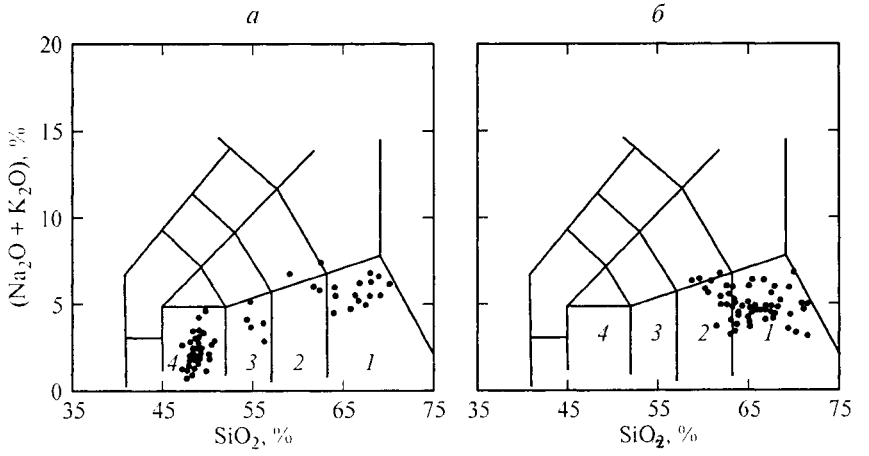


Рис. 3.14. Составы метавулканитов (*а*) и метаосадков (*б*) каликорвинского комплекса на классификационной диаграмме (Le Bas et al., 1986).

Поля на диаграмме: *1* — дациты, *2* — андезиты, *3* — андезито-базальты, *4* — низкокалиевые базальты.

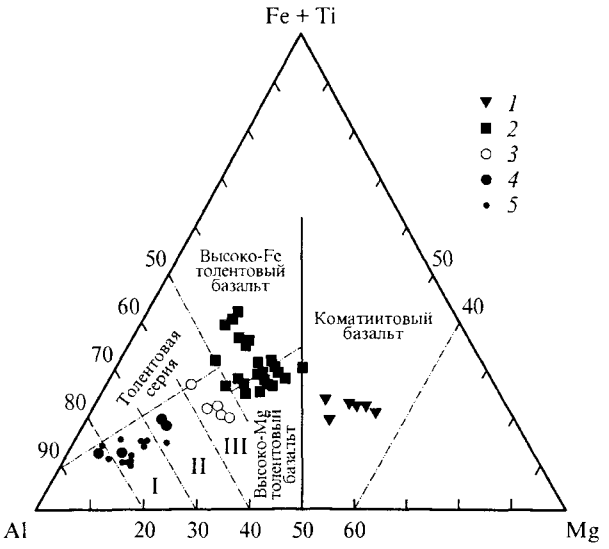


Рис. 3.15. Составы мутавулканитов каликорвинского комплекса на диаграмме Al—($Fe_{общ}$ + Ti)—Mg, кат.% (Jensen, 1976).

Поля на диаграмме: дациты (I), андезиты (II), базальты (III) известково-щелочной серии. Метавулканиты каликорвинского комплекса: *1* — высокомагнезиальные базальты, *2* — базальты, *3* — андезито-базальты, *4* — андезито-дациты, *5* — дациты.

количестве находятся андезито-дациты и андезито-базальты. Реконструкция первичной природы гранат-биотитовых, часто с кианитом, гнейсов осуществлена по методике, примененной ранее для гнейсов чупинского комплекса (Мыскова и др., 2000). Согласно классификации Петтиджона (Pettijohn et al., 1973), гранат-биотитовые гнейсы каликорвинского разреза отвечают граувакка м и представлены двумя группами (табл. 3.1), что вызвано изменениями в составе источника сноса и будет рассмотрено ниже.

О поведении элементов во время осадконакопления удобнее всего судить, рассмотрев их по отношению к Ti, ведущему себя наиболее инертно в осадочном процессе (Nesbitt, 1979). Прямая линия, соединяющая средние составы метадацитов и метабазальтов, отвечает механической смеси этих пород. На большинстве диаграмм составы чупинских метаграувакк (рис. 3.16, 3.17, см. вкл.) лежат на линии смешения, указывая на отсутствие фракционирования почти всех элементов в процессе седиментации. Исключение составляют Ca, Si, Al, Sr и Cr. Их содержания могут быть объяснены влиянием осадочных процессов.

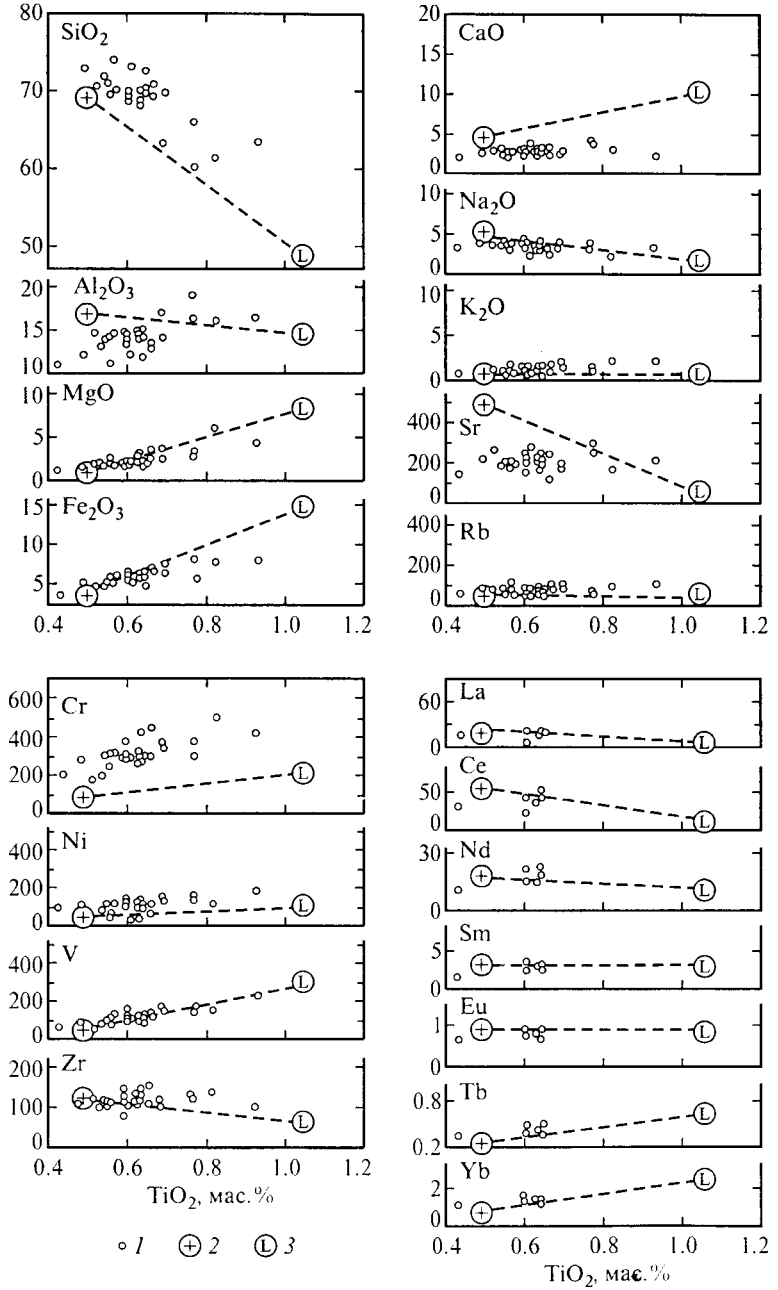


Рис. 3.16. Вариационные диаграммы для парагнейсов чупинского комплекса.

1 — метаграувакки; *2* — средний состав метадацитов и *3* — метабазальтов.

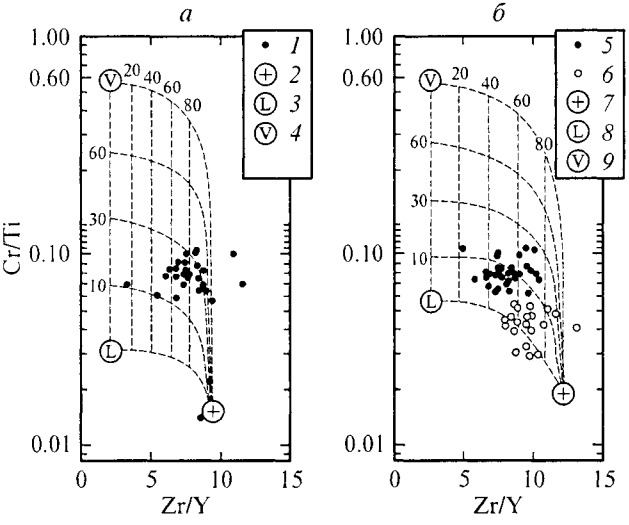


Рис. 3.18. Диаграмма (Camire et al., 1993), позволяющая оценить состав источников сноса метатерригенных пород чупинского (*а*) и каликорвинского (*б*) комплексов.

Состав пород чупинского комплекса: *1* — метаграувакки, *2* — метадациты, *3* — метабазальты; состав пород каликорвинского комплекса: *4* — метакоматииты, *5* — метаграувакки с высоким содержанием Cr, *6* — то же, с низким содержанием Cr, *7* — метадациты, *8* — метабазальты, *9* — метакоматииты.

В случае Ca и Sr фигуративные точки располагаются ниже линии смешения, свидетельствуя о разложении плагиоклаза и небольшом выносе этих элементов в процессе химического выветривания. Повышенные концентрации SiO_2 на графике SiO_2—TiO_2 связаны с накоплением в терригенном материале устойчивого к выветриванию кварца. Косой тренд Al_2O_3 по отношению к линии смешения обязан действию процессов осадочной дифференциации (Sawyer, 1985). Расположение составов метаграувакк выше линии смешения на графике Cr—TiO_2 предполагает наличие дополнительного ультраосновного компонента в области сноса, который так же хорошо распознается на диаграмме (рис. 3.18, *а*; Camire et al., 1993). На графике нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ (рис. 3.19, *а*) линии распределения РЗЭ в чупинских метаграувакках занимают промежуточное положение между дацитами и базальтами чупинского разреза, подтверждая предположение об этих породах как о возможных источниках обломочного материала для осадков. Крутой характер спектра на отрезке ЛРЗЭ говорит о значительном вкладе в осадки дацитов.

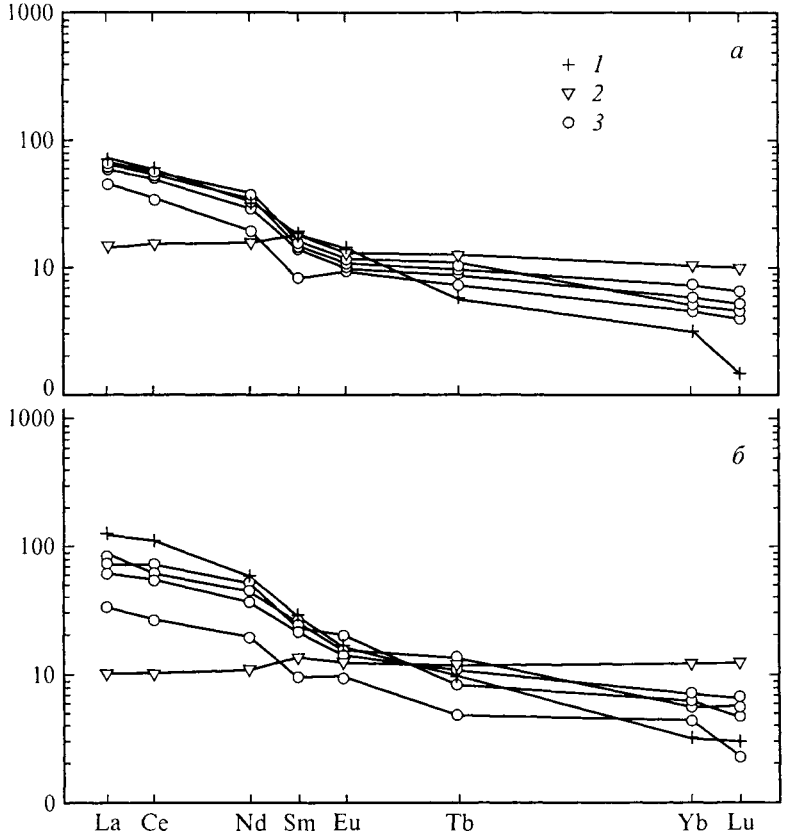


Рис. 3.19. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту [Sun, 1982] в породах чупинского (*а*) и каликорвинского (*б*) комплексов.

1 — дацит, *2* — базальты, *3* — метаграувакки.

Метаграувакки каликорвинского разреза в отличие от собственно чупинских представлены двумя группами (табл. 3.3). В обоих случаях источником обломочного материала им служили, вероятнее всего, дациты и базальты каликорвинского разреза. В образовании граувакк с максимально высокими содержаниями Cr принимали участие еще и ультрамафиты, или коматиитовые базальты. Это хорошо иллюстрируется диаграммой Cr—TiO_2 (рис. 3.17, *а*), на которой составы метаграувакк лежат выше линии смешения дацитов и базальтов, и диаграммой (рис. 3.18, *б*), где фигуративные точки смещены в сторону ультраосновного компонента. Поведение петрогенных и редких элементов в каликорвинских метаграувакках характеризует эти

породы как незрелые осадки, составы которых определяются преимущественно пропорцией пород в источнике сноса. Химическое выветривание сказывается только на подвижности Ca и Sr и выражается в обеднении ими пород (рис. 3.17). Процессы осадочной дифференциации приводят к некоторому обогащению пород SiO_2 и выстраиванию концентраций Al_2O_3 в косой по отношению к линии смешения тренд. Подобно чупинским граувакам, линии распределения РЗЭ в каликорвинских метагравакках занимают промежуточное положение между дацитами и базальтами каликорвинского разреза, тяготея в области ЛРЗЭ к метадацитам (рис. 3.19, *б*).

Вариационные диаграммы позволяют определить элементы, наименее подвижные в осадочном процессе. К их числу относятся Ti, Ni, Mg, Fe, Cr. Поскольку концентрации перечисленных элементов в осадках зависят преимущественно от содержаний в материнских породах, с их помощью можно оценить пропорцию этих пород в области сноса. Модельный состав источника сноса чупинских и каликорвинских граувакк приведен в табл. 3.4. Как видно, составы граувакк зависят главным образом от пропорции смешиваемых пород. Так, чупинские осадки, являясь наиболее лейкократовыми, предполагают значительный вклад кислого материала (до 70 %), в то время как в более меланократовых граувакках каликорвинского комплекса выше доля основного компонента (до 40 %).

Во всех случаях на диаграммах РЗЭ—TiO_2 составы чупинских и каликорвинских метаграувакк располагаются на линии смешения материнских пород или вблизи нее (рис. 3.17, 3.18, *в*), о чем свидетельствует несущественное фракционирование РЗЭ в процессе осадконакопления. Sm/Nd отношение в метаосадках вполне может рассматриваться как унаследованное от материнских пород. Полученный модельный возраст протолита метаграувакк (Sm-Nd) представляет поэтому усредненный возраст пород области сноса. Sm/Nd изотопные данные представлены в табл. 3.1. Метаграувакки пулонгского разреза имеют близкий модельный (Sm-Nd, 2.88—2.93 млрд лет) возраст и U-Pb по циркону (Бибикова и др., 2001). Существенно, что возраст детритового циркона достигает 3.2 млрд лет, а это как будто бы свидетельствует о наличии в областях размыва древнейших пород, которые известны в пределах Карельского кратона. В то же время положительные величины ε_{Nd} (2.85) = +2.91...+3.40 и расположение точек изотопного состава метаграувакк на диаграмме ε_{Nd}—T (рис. 3.20) вблизи и на линии, отвечающей деплетированной мантии (DM), свидетельствуют об отсутствии в области сноса пород с коровой предысторией. Дациты пу-

Таблица 3.4

Модельный состав источников сноса граувакк

Компоненты	Чупинский тип разреза					Каликорвинский тип разреза								
	Вклады вулканитов			I	II	Вклады вулканитов			I	II	Вклады вулканитов		I	II
	Дацит 70 %	Базальт 20 %	Коматиит 10 %			Дацит 60 %	Базальт 30 %	Коматиит 10 %			Дацит 60 %	Базальт 40 %		
TiO_2	0.3	0.2	0.1	0.6	0.62	0.25	0.29	0.05	0.59	0.67	0.25	0.38	0.63	0.66
Ni	26	20	38	84	87	15	38	39	92	100	15	50	65	56
Fe_2O_3	2.4	2.9	1.1	6.4	5.65	2.2	4.2	1.3	7.7	6.51	2.2	5.7	7.9	5.7
MgO	0.7	1.6	1.4	3.7	2.08	1.0	2.3	1.4	4.7	3.62	1.0	3.0	4.0	3.18
Cr	56	40	150	246	289	38	102	150	290	336	128	38	166	177

Примечание. Главные элементы — в вес. %, редкие — в ppm. I — модельные концентрации элементов; II—III — средние концентрации элементов в граувакках: II — с высокими, III — с низкими концентрациями Cr.

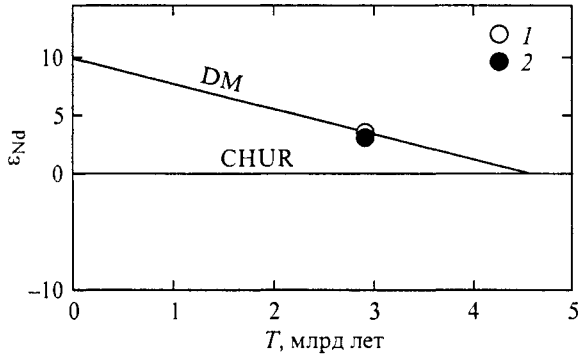


Рис. 3.20. Диаграмма ε_{Nd}—T для супракрустальных пород метадацитов чупинского комплекса.

1 — метадациты, *2* — метаграувакки.

лонгского разреза вполне удовлетворяют этим требованиям. Они имеют сходный Sm-Nd модельный (2.88 млрд лет) и U-Pb по циркону (Бибикова и др., в печати) возраст и, судя по величине ε_{Nd} (2.85) = +3.35 (рис. 3.19), выплавлялись из материала с непродолжительной коровой историей, что позволяет привлечь их в качестве возможного источника чупинских метаосадков. Для каликорвинских метаграувакк получен сходный модельный возраст (Sm-Nd), колеблющийся в пределах 2.862—2.923 млрд лет (табл. 3.1).

Геохимические особенности метаосадков чупинского и каликорвинского комплексов имеют большое сходство. Они представлены однотипными породами — незрелыми, плохо сортированными метаграувакками с низким индексом зрелости CIA = 51—55. Изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о близком возрасте их формирования, что позволяет говорить о едином стратиграфическом уровне. Принадлежность их к единому элементу аллохтона — Чупинскому тектоническому покрову — тоже не вызывает сомнений, поскольку они занимают единую позицию в тектоно-стратиграфической шкале региона — подстилают краевую часть Карельского кратона. Геохимические особенности граувакк свидетельствуют об автономных источниках сноса. При сходстве в содержаниях петрогенных и редких элементов вулканиты рассматриваемых разрезов имеют некоторые отличия в содержаниях РЗЭ. Дациты каликорвинского разреза обогащены ЛРЗЭ по сравнению с чупинскими, а базальты, напротив, имеют более низкие концентрации ЛРЗЭ. Имеются отличия и в пропорциях смешиваемых материнских пород, находящихся в области сноса.

Существует некоторое несоответствие в смоделированных пропорциях пород в области сноса и их реальных соотношениях в каждом из рассмотренных разрезов. Остается предположить: или мы имеем дело с глубокоэродированными и превращенными в терригенные обломки вулканитами или материал, поступающий из расположенных поблизости вулканических построек, сразу же разрушался. В связи с этим интересны представления (van de Kamp and Beakhouse, 1979), касающиеся условий образования метаграувакк парагнейсового пояса Инглиш Ривер (провинция Сьюпириор, Канада). Авторы предположили, что исходным обломочным материалом граувакkам служили выбросы пирокластики, поступавшие непосредственно из жерла в ходе вулканических извержений в подводных условиях. Это объясняет и отсутствие значительного химического выветривания обломочного материала. Аналогичными образованиями третичного возраста являются парагнейсы формации Tokiwa в Японии (Fiske, Matsuda, 1964).

Имеющиеся в нашем распоряжении изотопно-геохронологические U-Pb по циркону и Sm-Nd данные позволяют рассматривать супракрустальные породы чупинского и каликорвинского комплексов в качестве одних из самых древних образований в БПП. Среди тоналитов, окружающих эти супракрустальные комплексы, не обнаружено пород с более древними коровыми метками. Приведенный в табл. 3.1 Sm-Nd модельный возраст для них сопоставим с полученным для супракрустальных пород, поэтому мы не в вправе признавать существенного распространения пород тоналит-трондьемитовой ассоциации в областях денудации. Возможна лишь небольшая примесь древнего обломочного материала из дальних источников, располагавшихся в пределах Карельского кратона. Исходя из особенностей пород, которые, скорее всего, одновременно служили фундаментом (океанические толеитовые базальты), и вместе с дацитами известково-щелочной серии принимали участие в образовании метаграувакк, формирование рассмотренных метаосадков могло происходить в окружении незрелых островных дуг (Геодинамические реконструкции, 1989). К такому же заключению приводит и рассмотрение состава метаосадков на дискриминационных диаграммах (Bhatia, 1983), на которых чупинские и каликорвинские метаграувакки попадают в поля океанических островных дуг (рис. 3.21).

Рассмотрим имеющиеся данные по возрасту супракрустальных пород. Они оказались наиболее древними в Северо-Западном Беломорье. Самыми старыми являются датировки, полученные по магматическому циркону из метариодацита района оз. Ворочистое — 2878 ± 13 млн лет и из метаандезита уч. Тупая

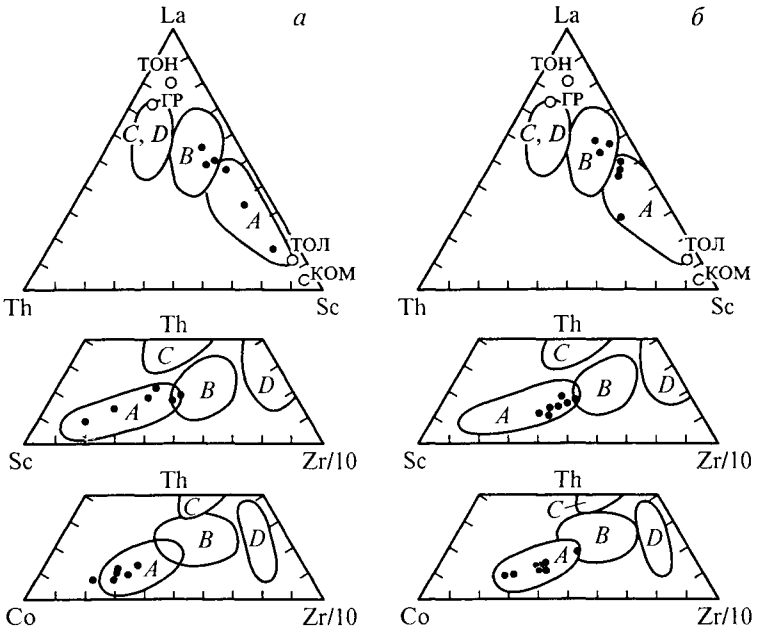


Рис. 3.21. Положение составов чупинских (*а*) и каликорвинских (*б*) метаграувакк на дискриминационных диаграммах (Bhatia, 1983).

Поля на диаграммах: *A* — океанические островные дуги, *B* — континентальные островные дуги, *C* — активные континентальные окраины, *D* — пассивные континентальные окраины; породы: гр — гранит, тон — тоналит, ком — коматиит, тол — толеит.

губа — 2834 ± 40 млн лет, причем их модельный возраст (Sm-Nd) составляет соответственно 2.84 и 2.86 млрд лет, что практически исключает присутствие в протолите этих вулканитов корового компонента (Бибикова и др., 1999б).

Наиболее древний возраст метаморфизма чупинской толщи определяется датировкой 2855 ± 5 млн лет, полученной по многозерновым фракциям метаморфического циркона из гранат-биотитовых гнейсов участка Тупая губа (Бибикова и др., 1993в). Позднее для аналогичных гранат-биотитовых гнейсов была получена несколько более молодая датировка — 2814 ± 20 млн лет (Бибикова и др., 1995). Оба значения возраста были подтверждены датированием единичных зерен метаморфического циркона на ионном микрозонде, который дал интервал 2.85—2.80 млрд лет (Claesson et al., 2000). Этими же исследованиями на ионном микрозонде было установлено, что возраст детритовых цирконов образует две группы — 3.2—3.1 и 3.0—2.9 млрд лет. Возраст детритовых цирконов согласуется с Sm-Nd

модельным возрастом, который лежит в интервале 3.01—2.86 млрд лет (Timmerman, Daly, 1995; Bibikova et al., 1996; Claesson et al., 2000). Таким образом, накопление осадочного протолита беломорских метаграувакк происходило в пределах возрастного интервала 2.86 и 2.82 млрд лет и могло длиться не более 40 млн лет.

Магматизм этапа 2.46—2.40 млрд лет

Геологическая позиция плутонитов и возраст

Беломорский подвижный пояс насыщен большим числом средних и мелких интрузий базитов и ультрабазитов и в значительно меньшей степени — диоритов, гранодиоритов и гранитов, которые секут метаморфизованные и деформированные породы беломорского мегакомплекса. Интрузии базитов и ультрабазитов благодаря их необычным текстурам — наличию реакционных венцовых кайм на границе Fe-Mg минералов с плагиоклазом — известны в российской литературе под названием «друзиты», а в зарубежной — «корониты». Друзиты впервые были описаны Е. С. Федоровым в 1891 г. и с тех пор привлекали внимание многих исследователей. В течение последних десятилетий (Шуркин и др., 1962; Малов, 1973; Малов, Шарков,1978; Степанов 1981; Салье, Душейко, 1985; Балаганский и др., 1986; Ефимов и др., 1987; Володичев 1990; Шарков и др., 1994, и др.) геологи выделяли преимущественно три группы друзитов, разделяя их по составу, возрасту и соотношению с деформациями. В. С. Степанов (1981) разделил их по составу на три комплекса: архейский — габбро-анортозитов, протерозойские — лерцолитов-габбро-норитов и гранатовых габбро.

Однако изотопное датирование друзитов U-Pb методом по цирконам и Sm-Nd методом по породе в целом из различных районов собственно Беломорского пояса и шовной Колвицкой зоны показало, что возраст друзитов, относимых ранее к перечисленным комплексам, укладывается в узкий интервал 2.46—2.43 млрд лет (Bogdanova, Bibikova, 1993; Каулина, 1996; Кудряшов и др., 1997; Ефимов, Каулина, 1997; Кудряшов, Балаганский, 1999; Alexejev et al., 2000) (табл. 3.1). Исключение составляет небольшая интрузия габбро-норитов в районе Тупой губы, которая имеет возраст 2.69 млрд лет (Лобач-Жученко и др.,1993). Гранатовые габбро (Степанов,1981) объединяют разновозрастные дайки от 2.4 до 1.9 млрд лет, часть которых содержит гранат-амфиболовые каймы вокруг минеральных агре-

гатов зерен. Это породы иного генезиса, и, вероятно, их не следует относить к друзитовому комплексу.

Метагаббро участка Тупая губа (рис. 3.22, 3.23), в которых наблюдаются минеральные парагенезисы гранулитовой фации метаморфизма с предполагаемым раннеархейским возрастом (Володичев и др., 1983, 1984; Володичев, 1990) по результатам изотопного датирования оказались моложе, чем мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы чупинского комплекса (2692 ± ± 1 млн лет; Бибикова и др., 1993). Вторым и последним пока достоверным примером архейского плутонического магматизма являются метагаббро Нотозерского района, которые тесно ассоциируют с чарнокитами и эндербитами с возрастом 2.71—2.73 млрд лет. Время кристаллизации этих габбро-норитов точно не установлено, но они содержат цирконы с возрастом 2694 ± 14 млн лет и прорываются эндербитом с возрастом 2714 ± ± 7 млн лет (Лобач-Жученко и др., 1995).

К архейским относили габбровый массив п-ова Толстик (рис. 3.22, 3.24) (Богданова и др., 1987; Ефимов и др., 1987), однако возраст магматических цирконов из него оказался равным 2434 ± 7 млн лет (изохрона всего по двум точкам; Bogdanova, Bibikova, 1993) и 2443 ± 10 млн лет (Каулина, 1996). Первый метаморфизм габброидов имел место 2409 ± 5 млн лет назад (Каулина, 1996).

Архейским возраст предполагался и для габбро-норитового массива Жемчужный к северу Княжой губы Белого моря (Ефимов и др., 1987; Балаганский и др., 1983, 1986д; Балаганский, Козлова, 1986). Изотопное датирование показало, что, как и массив Толстик, этот габбро-норитовый плутон является раннепротерозойским. Судя по U-Pb датировкам цирконов, габбро-нориты закристаллизовались 2460 ± 9 (Кудряшов и др., 1999), а диориты — 2356 ±4 млн лет назад (Кудряшов, 1996; Балаганский и др., 1997).

Определение возраста магматических цирконов из пегматоидных пород Ковдозерского базит-гипербазитового массива (U-Pb метод) привело к значению 2440 ± 10 млн лет (Ефимов, Каулина, 1997). Это полностью согласуется с представлениями о раннепротерозойском возрасте массива и его корреляции с раннепротерозойскими основными расслоенными массивами Кольского полуострова, Карелии и Северной Финляндии (Степанов, 1981). Датирование цирконов из Шобозерского лерцолит-габбро-норитового массива классическим U-Pb методом (Krough, 1973) и Pb-Pb методом по единичным зернам (Kober, 1986) привело к значениям возраста 2432 ± 10 и 2433 ± 3 млн лет соответственно (Slabunov et al., 1999).

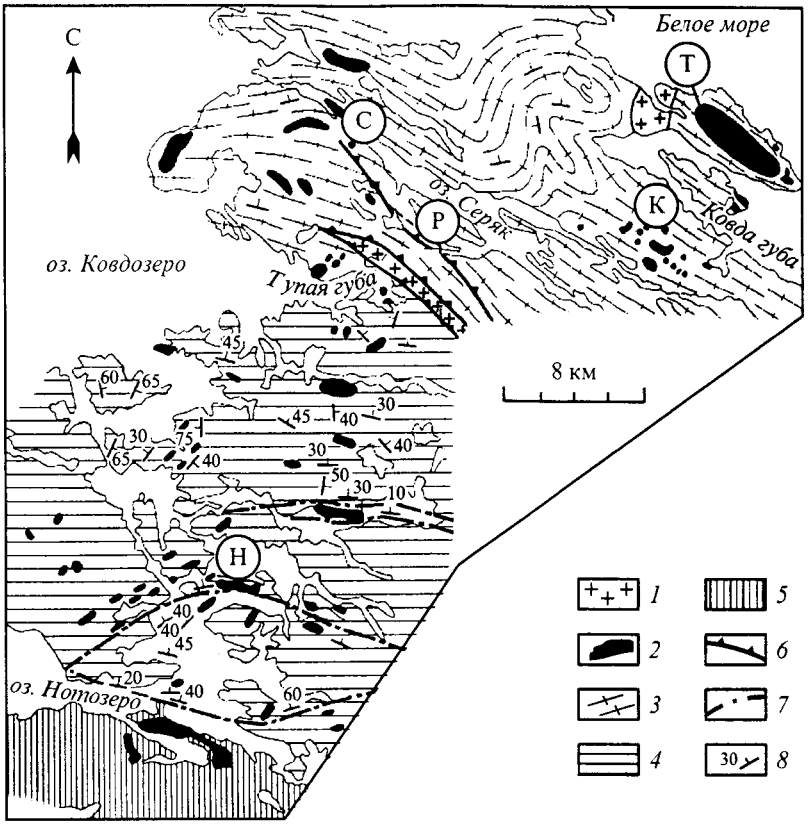


Рис. 3.22. Распределение друзитовых интрузий в СЗ Беломорье по траверсу Белое море—оз. Ковдозеро—оз. Нотозеро.

Раннепротерозойские образования: *1* — граниты, *2* — друзиты; архейские образования: *3* — беломорские гнейсы и амфиболиты, *4* — изверженные породы, оз. Нотозеро (Лобач-Жученко и др., 1995); *5* — «шеар»-зоны и зоны надвигов, *6* — зоны рассланцевания, *7* — сланцеватость. Массивы: Т — Толстик, Л — Лесозаводский, К — Ковда, С — Серяк, Р — Романовский, Н — Нериозеро; *8* — залегание пород.

Методом термоионной эмиссии свинца по цирконам из лерцолит-габбро-норитов о. Кривого близ с. Ковда получен позднеархейский возраст (2640 ± 20 млн лет), интерпретируемый как возраст массива (Каулина, Богданова, 1999), что соответствует возрасту 2665 ± 25 млн лет плагиогранитов, которые, как отмечается в данной работе, были выплавлены из вмещающих тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ортогнейсов под воздействием этой базитовой интрузии на ее контакте.

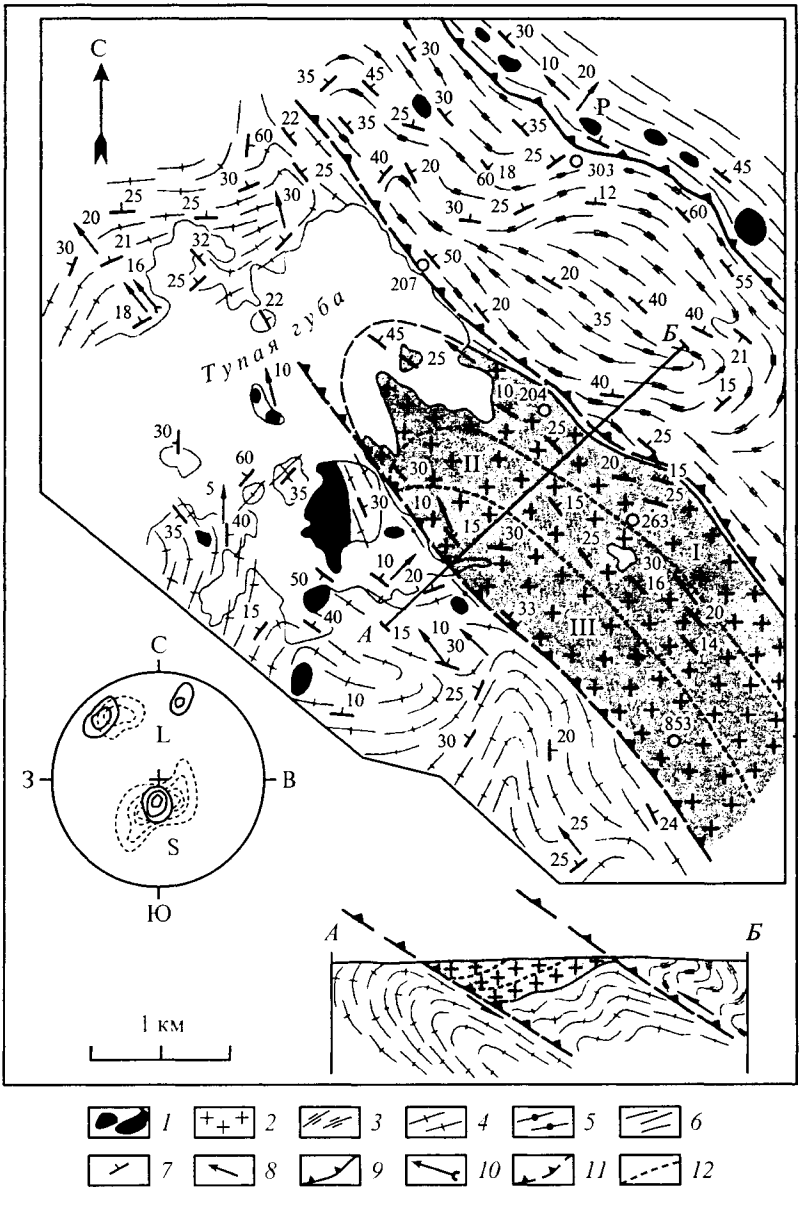


Рис. 3.23. Схематическая геологическая карта и разрез района Тупой губы, демонстрирующие положение друзитов и гранитов массива по данным С. Б. Лобач-Жученко и др. (1993).

Ориентировка сланцеватости и линейности нанесена на нижнюю полусферу. Прерывистая линия — линейность и складчатость протерозойских пород,

В качестве возраста магматической кристаллизации Пежостровского массива габбро-анортозитов принято значение 2568 ± ± 17 млн лет, рассчитанное по трем зернам циркона из семи проанализированных, причем два из них характеризуют габбро-анортозит, а одно — диорит. Однако первые же результаты проведенного нового датирования цирконов с магматической зональностью дали возраст верхнего пересечения конкордии 2442 ± 3 млн лет (Alexejev et al., 2000), причем дискордия была построена по одному конкордантному и нескольким близконкордантным точкам. Возраст же метаморфического циркона оказался равным 2436 ± 36 млн лет. Возраст 2442 ± 3 млн лет хорошо согласуется со всеми остальными датировками по анортозитам и габбро-анортозитам как Беломорья, так и всего Кольского региона, а также по родственным им породам основного состава.

Таким образом, главным результатом изотопно-геохронологических исследований основных и ультраосновных плутонитов БПП является то, что главная их масса, относящаяся и к железистому, и магнезиальному ряду (собственно друзиты), оказалась раннепротерозойской, попадающей в узкий временной интервал 2.46—2.43 млрд лет. Несомненно присутствуют и более древние разновидности, относящиеся к самому концу архея (2.69 млрд лет). Существуют и молодые базиты свекофеннского возраста, что подтверждается не только датированием, но и геологическими наблюдениями, в частности их соотношениями с поздними мигматитами.

Друзиты образуют большое количество мелких бескорневых тел, согласных со сланцеватостью вмещающих гнейсов, дайки и более крупные массивы площадью до 80 км^2. Несмотря на сильную деформацию, сохраняются и нормальные интрузивные контакты, местами с зонами закалки, которые позволяют однозначно определить, что базиты занимают секущее положение по отношению к ранним (архейским) мигматитам, а соответственно и к структурам, контролирующим мигматизацию. Комплекс друзитов варьирует по составу от плагиолерцолитов (15 %), оливиновых габбро-норитов и габбро-норитов (70—75 %) до анортозитов (5 %) и габбро-диоритов (5 %). Различные по составу

сплошная линия — линейность и складчатость архейских пород. Р — массив Романовский. *1* — друзиты, *2* — граниты плутона, *3* — биотитовые гнейсы и мигматиты, *4* — роговообманковые граниты и мигматиты, *5* — амфиболиты, *6* — биотит-гранатовые гнейсы, *7* — сланцеватость, *8* — линейность, *9* — плоскости надвигов, *10* — оси складок, *11* — зоны, *12* — границы зон внутри плутона Тупая губа.

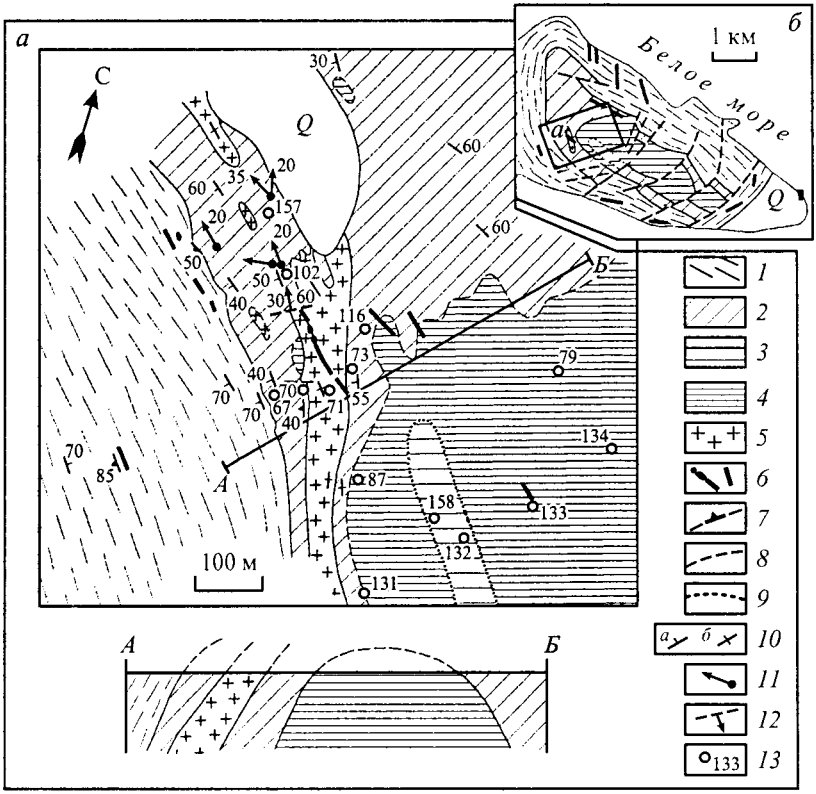


Рис. 3.24. Схематическая геологическая карта строения северо-западной части массива Толстик (*а*). На врезке (*б*) — схема геологического строения полуострова Толстик, составленная с использованием данных С. В. Богдановой, Е. В. Бибиковой (Bogdanova, Bibikova, 1993).

1 — архейский фундамент; раннепротерозойские плутонические породы: *2* — гранатовые амфиболиты (метаморфизованная краевая часть интрузии), *3* — габбро-нориты и диориты магнезиальной серии, *4* — габбро и диориты железистой серии, *5* — граниты, *6* — мафические дайки; *7* — контакты пород; *8* — границы метаморфических зон, *9* — границы слоев; *10* — сланцеватость (*а* — наклонная, *б* — вертикальная); *11* — линейность; *12* — тектонические нарушения; *13* — места отбора проб для аналитических исследований.

друзиты образуют отдельные изолированные массивы, а также встречаются в виде чередующихся пластовых тел в одном расслоенном массиве (Степанов, 1981; Lobach-Zhuchenko et al., 1998).

Интрузивные амфиболовые кварцевые диориты и гранодиориты изучены и датированы на о. Поньгом-Наволок (Левченков и др., 1996; Zinger et al., 1996, 1999) и в районе массива Жемчужный (Балаганский и др., 1997; Кудряшов, Балаганский,

1999). В первом случае гранитоидный шток прорывает архейские (2722 млн лет; Zinger et al., 1996) ортопироксеновые тоналиты (эндербиты), ксенолиты которых найдены в гранитоидах названного массива. Возраст его кристаллизации определен как 2415 ± 25 млн лет. Обнаженный северо-восточный контакт штока с ортопироксеновыми диоритами и тоналитами представляет собой зону рассланцевания, которая сечется дайками, превращенными в гранатовые амфиболиты.

Геохимическая характеристика и происхождение

Друзиты варьируют по содержанию SiO_2 от 44 до 60 % и MgO — от 2.8 до 31.5 % (при средневзвешенных: SiO_2 51.3 и MgO 13.8 %; табл. 3.5). Положение составов друзитов на вариационных диаграммах свидетельствует об их обогащенности кремнеземом на 2—4 % по сравнению с архейскими коматиитами и базальтами и более поздними протерозойскими аналогами. На большинстве вариационных диаграмм (рис. 3.25—3.27) друзиты делятся на две серии — магнезиальную и железистую и характеризуются различными трендами дифференциации. По

Таблица 3.5

Содержание главных (в %) и редких (в г/т) элементов в раннепротерозойских (2.45—2.40 млрд лет) породах Северо-Западного Беломорья

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	51.31	50.98	52.74	61.86	75.58	70.48	71.13
TiO_2	0.58	0.57	1.34	1.36	0.34	0.58	0.56
Al_2O_3	12.21	11.30	12.73	13.34	11.58	13.83	14.15
FeO	10.72	9.83	13.96	8.56	2.53	4.32	2.76
MnO	0.16	0.16	0.15	0.15	0.05	0.06	0.03
MgO	13.83	14.49	5.06	2.43	0.21	0.65	0.68
CaO	8.53	7.86	8.29	5.26	1.12	2.07	1.72
Na_2O	1.81	1.97	2.74	3.49	1.86	3.36	2.87
K_2O	0.57	0.81	1.22	1.69	5.8	4.16	5.39
P_2O_5	0.57	0.07	0.06	0.49	Н. о.	0.15	0.23
mg	0.69	0.71	0.40	0.34	0.13	0.21	0.31
Rb	26	22	29	42	198	177	121
Sr	219	191	244	337	107	190	370
Y	17	13	20	43	27	30	41
Zr	98	61	99	66	429	268	406
Nb	5	5	7	17	18	19	17

Таблица 3.5 (*продолжение*)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
Pb	12	12	12	9	18	18	26
Th	—	—	—	3	49	25	13
Ba	269	227	316	732	653	730	2040
Cr	772	1383	123	56	—	—	—
Ni	272	480	49	25	—	—	—
Co	58	61	56	20	—	—	—
V	347	170	522	159	—	—	—
La	10.2	8.2	17.5	47.1	152	657	91.7
Ce	24.6	19.2	44.3	107.6	329	156	187
Nd	11.3	9.7	17.3	57	146	52.4	71.4
Sm	2.6	2.5	4.36	11.2	19	8.2	19.04
Eu	0.83	0.67	1.31	3.32	1.1	1.5	2.2
Gd	1.9	1.86	4.25	9.84	Н.о.	4.6	8.3
Tb	0.37	0.3	0.69	1.49	0.87	0.75	1.02
Yb	1.27	1.09	2.29	3.76	1.2	2.71	2.69
Lu	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.55	Н. о.	Н. о.	Н. о.
n_1	74	45	29	4	6	9	7
n_2	74	45	29	6	8	13	46
n_3	14	11	3	6	1	1	3

Примечание. 1 — средневзвешенный состав друзитов; 2 — друзиты магнезиальной серии; 3 — друзиты железистой серии; 4 — амфиболовый кварцевый диорит, о. Поньгом-Наволок (Zinger et al., 1996, 1998); 5 — дайки мелкозернистых гранитов, Тупая губа; 6 — дайка гранита, секущая массив друзитов массива Толстик; 7 — Тупогубский массив гранитов, Тупая губа. Число анализов: n_1 — главных, n_2 — редких, n_3 — редкоземельных элементов.

соотношению $MgO—TiO_2$ магнезиальные друзиты лежат в поле коматиитов, а железистые — в поле толеитов. Друзиты магнезиальной серии являются преобладающими. Характерными особенностями друзитов магнезиальной серии (mg 0.81—0.49) являются высокое содержание Zr, низкое Ti/Zr (50—80) и высокое Zr/Y отношение (3—6) по сравнению с мантийным. Для них характерны высокие содержания Cr (130—3652), Ni (1289). В друзитах железистой серии (mg 0.53—0.29) отношение Ti/Zr варьирует от 60 до 140, отношение Zr/Y аналогично магнезиальным друзитам. Друзиты обеих серий обогащены легкими РЗЭ с $(La/Yb)_N$ = 5—10, $(La/Sm)_N$ = 2.5—3.5, $(Gd/Yb)_N$ = 1.2—2.0; при этом сумма редкоземельных элементов в железистых друзитах выше, чем в магнезиальных. Друзиты обеих серий характеризуются отрицательной аномалией ниобия (Nb/La < 1), фосфора и положительной аномалией свинца, аналогично тона-

литам и гнейсам коры. Контрастные геохимические составы друзитов двух серий в пределах единых массивов (рис. 3.27) рассматриваются нами как скрытая расслоенность, которая прослеживается даже в краевых частях массивов, превращенных в гранатовые амфиболиты.

Протерозойские кварцевые диориты и гранодиориты о. Поньгом-Наволок характеризуются очень высокой железистостью (mg = 0.34) и соответственно высокими концентрациями Ti и P, низкими Cr и Ni. Кроме того, они отличаются от типичных диоритов архея умеренным содержанием Rb, Sr, повышенными концентрациями Y, Nb, Ba и высоким общим содержанием РЗЭ. Последние имеют фракционированное (La_N/Yb_N = 10) распределение и отрицательную аномалию Eu. Значительные концентрации Y и Yb, скорее всего, указывают на малоглубинные (менее 10 кбар) условия фракционирования расплава (отсутствие в рестите граната, что согласуется в этих условиях с вероятностью фракционирования плагиоклаза и с чем может быть связана аномалия Eu). На наш взгляд, геохимические особенности состава диоритов и гранодиоритов позволяют рассматривать их как крайние дифференциаты общего исходного расплава друзитов.

Исследование Sm-Nd изотопных систем в друзитах показало, что все они характеризуются величиной $\varepsilon_{Nd}(2.45)$ от +0,2 до −1.8 и низкими $^{147}Sm/^{144}Nd$-отношениями (0.11—0.13). Существенные колебания величины $\varepsilon_{Nd}(t)$ отмечаются даже в сравнительно небольших массивах (−0.2, −1.2 в массиве Романовский и +0.2, −0.7 в массиве Толстик).

К настоящему времени дискуссионным остается вопрос о метаморфизме и деформациях пород этапа 2.45 Беломорского пояса. Большинство исследователей считают, что протерозойские деформации проявлялись в пластичных или полупластичных средах и локализовались в зонах сдвиговых деформаций. Проявление метаморфизма, синхронного с деформациями подобного типа, поддерживается такими исследователями, как Д. Бриджуотер с коллегами (1994), С. В. Богданова (1994, 1996), В. В. Балаганский с коллегами (1997) и др. Возраст этого процесса наряду с уже упомянутыми выше случаями продатирован в районе Поньгом-Наволок как 2415 млн лет, где он близок возрасту кристаллизации массива (Zinger et al., 1999). Эти результаты свидетельствуют о том, что друзитовые массивы, по крайней мере частично, испытали метаморфические преобразования во время или близко ко времени их становления. Sm-Nd изотопное датирование гранатовых амфиболитов внешних частей массивов Толстик и Романовский дают свекофеннский возраст:

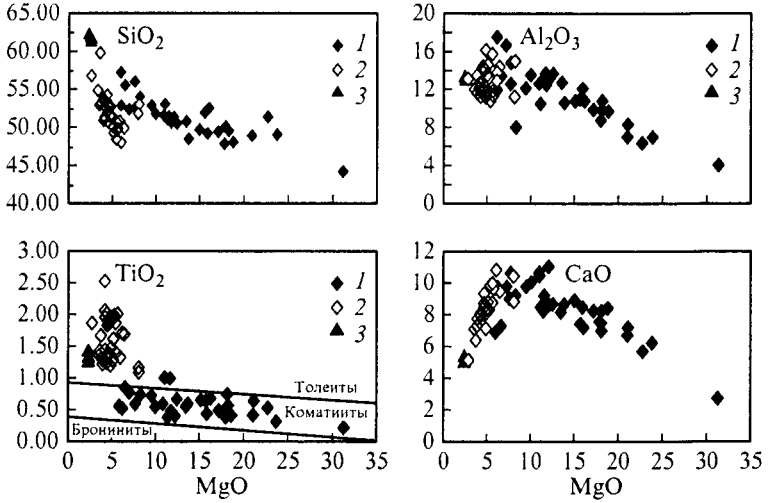


Рис. 3.25. Вариационные диаграммы MgO—окислы (в мас.%). Поля на диаграмме MgO—TiO_2 проведены по работе (Коматииты..., 1988).

1876 ± 70 и 1820 ± 30 соответственно, а условия метаморфизма определяются для различных массивов P = 8—10 кбар, T = = 720—620° (Алексеев и др.,1999). Полученные значения возраста отражают длительную и многоэтапную магматическую и тектоническую активность в данных районах, в результате которых происходит переуравновешивание изотопных систем минералов.

Дискуссионным к настоящему времени остается также вопрос о возрасте формирования келифитовых (друзитовых) кайм. Доказательством того, что формирование кайм близко ко времени кристаллизации пород, является присутствие в чарнокитах Топозерской интрузии с возрастом 2370 млн лет ксенолитов друзитов с келифитовыми каймами (Шемякин, 1976). Изометричные формы кайм и первично-магматические структуры, сохранившиеся в центральных частях массивов, свидетельствуют о формировании кайм в статических условиях перед их рассланцеванием.

Исходные расплавы высокомагнезиальных пород с повышенным содержанием кремнезема и низким отношением Ti/Zr могут образоваться при: 1) плавлении водонасыщенного мантийного клина в зонах субдукции (бонинитовая модель), 2) ассимиляции мантийным расплавом кислого корового материала, 3) смешении высокотемпературных расплавов плюмов и частичных расплавов деплетированной гарцбургитовой мантии. Бонинитовой модели образования расплавов друзитов противоречат высокие концентрации TiO_2 и низкое отношение Al_2O_3/TiO_2.

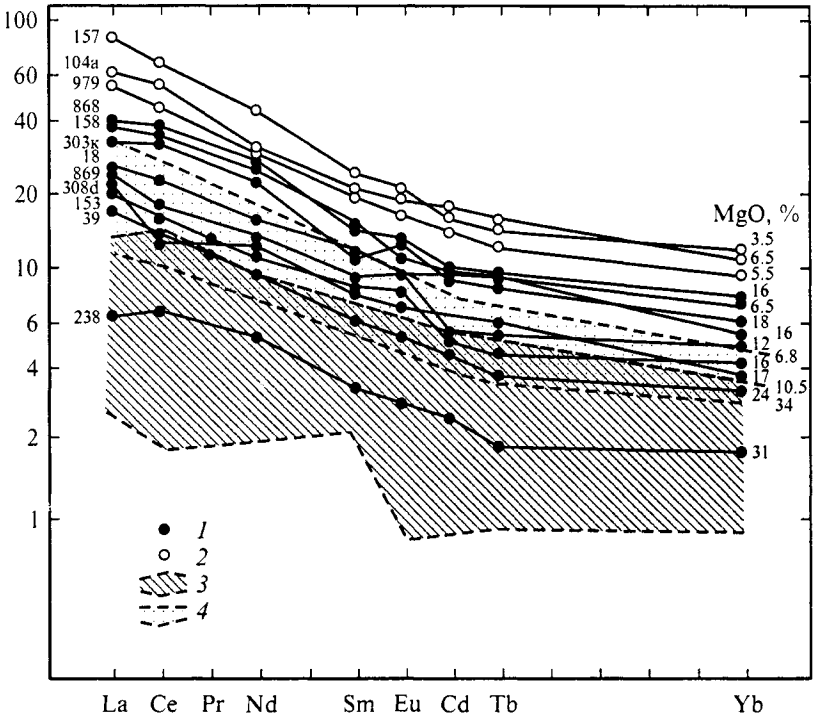


Рис. 3.26. График распределения РЗЭ, нормализованных на хондрит в друзитах.

1 — друзиты магнезиальной серии, *2* — друзиты железистой серии; поля: *3* — расслоенных интрузий, *4* — вулканиты Ветреного пояса.

Кроме того, данные по изотопному составу кислорода в магматических минералах друзитов ($\delta^{18}O$ варьирует от 8 до 4) свидетельствуют об их кристаллизации из сухих магм (Шемякин, 1976). Обогащенность друзитов легкими РЗЭ и высокие концентрации никеля (Ni ⩾ 600 при MgO ⩾ 15) скорее свидетельствуют о плюмовой природе расплава (Campbel, Griffiths,1992).

Нами проведены количественные расчеты моделей (2) контаминации пикритовых или коматиитовых расплавов коровым веществом (гранитами или биотит-гранатовыми гнейсами Беломорья) и (3) смешения обогащенного расплава типа EM1 с высокомагнезиальным и высококремнистым расплавом из реститовой гарцбургитовой мантии (Lobach-Zhuchenko et al., 1998). Баланс масс по главным и редкоземельным элементам допускает оба процесса. Низкое Nb/La отношение, расчеты ассимиляции и смешения в координатах, отношение La/Sm — ε_{Nd},

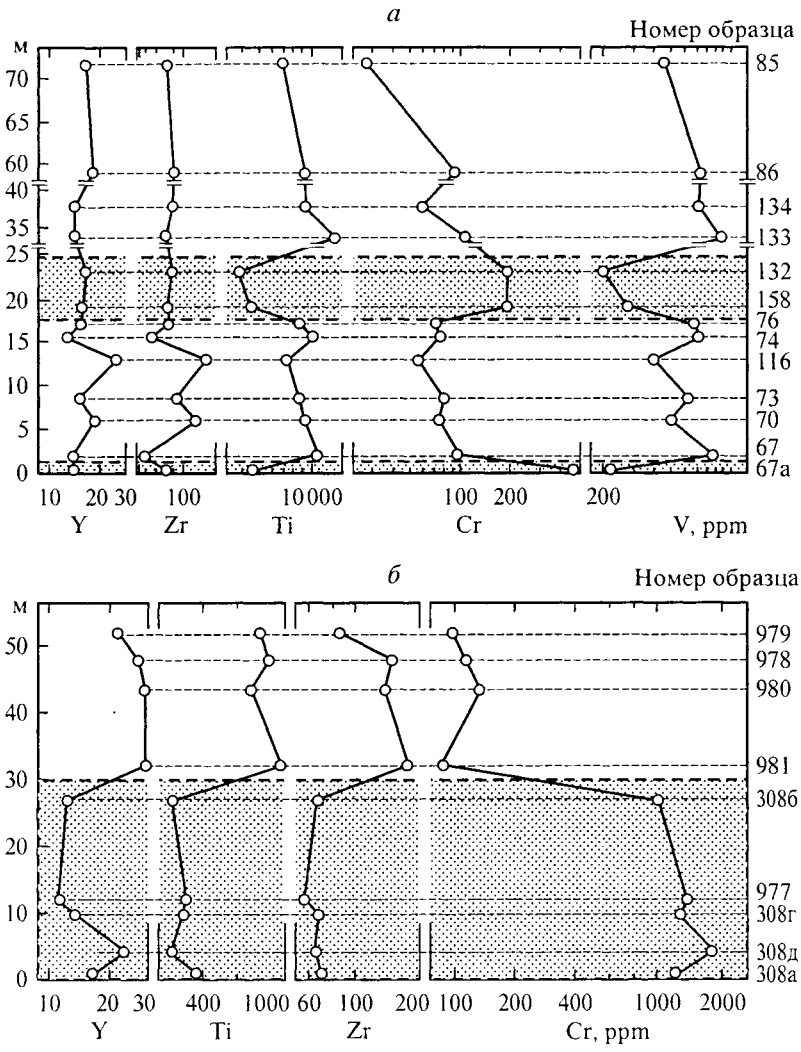


Рис. 3.27. Вариации редких элементов в разрезах расслоенных массивов Толстик (*а*) и Романовский (*б*).

Заштриховано поле друзитов магнезиальной серии, белое — поле друзитов железистой серии.

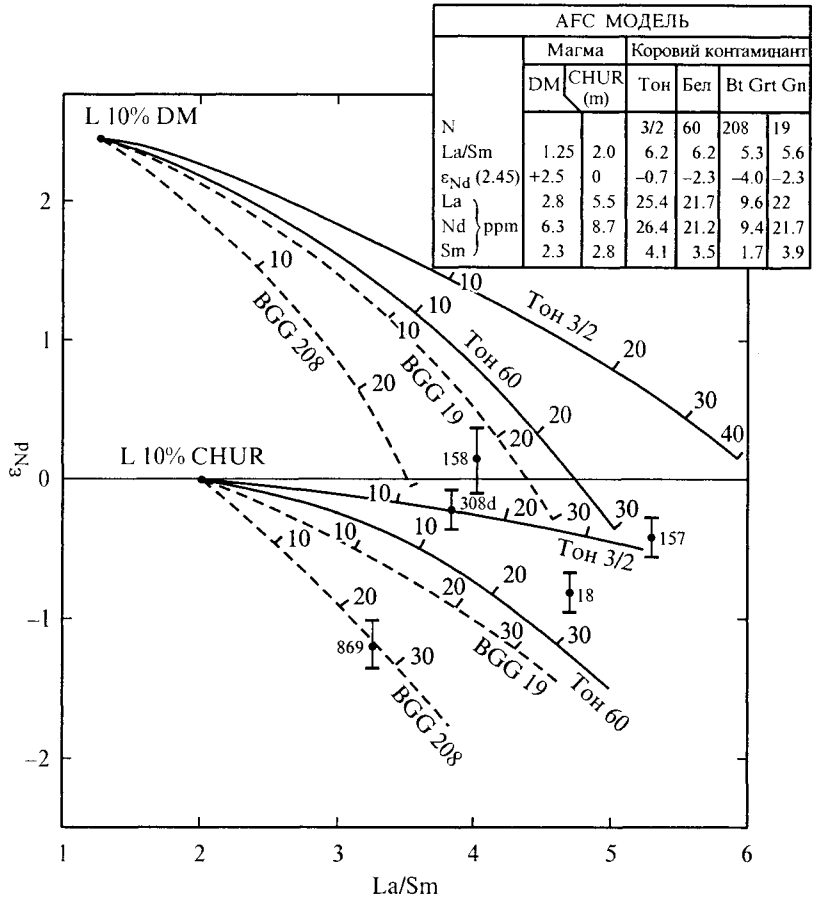


Рис. 3.28. Модель расчета ассимиляции и фракционной кристаллизации в координатах La/Sm—ε_{Nd}. Вверху — кривая ассимиляции 10 %-ным расплавом деплетированной мантии с $\varepsilon_{Nd}(2.45) = +2.5$. (DePaolo, 1988); внизу — кривая ассимиляции 10 %-ным расплавом CHUR (Sun, McDonough, 1989). В качестве коровых контаминантов в расчетах использованы два образца тоналитов Беломорья с возрастом 2.75 млрд лет (обр. 3/2 и 60) и два образца биотит-гранатовых гнейсов Беломорья с возрастом 2.85 млрд лет (обр. 19 и 208). Образцы друзитов на графике: 157 и 158 из массива Толстик, 869 и 308д из массива Романовский, обр. 18 — из Нерпозерского массива.

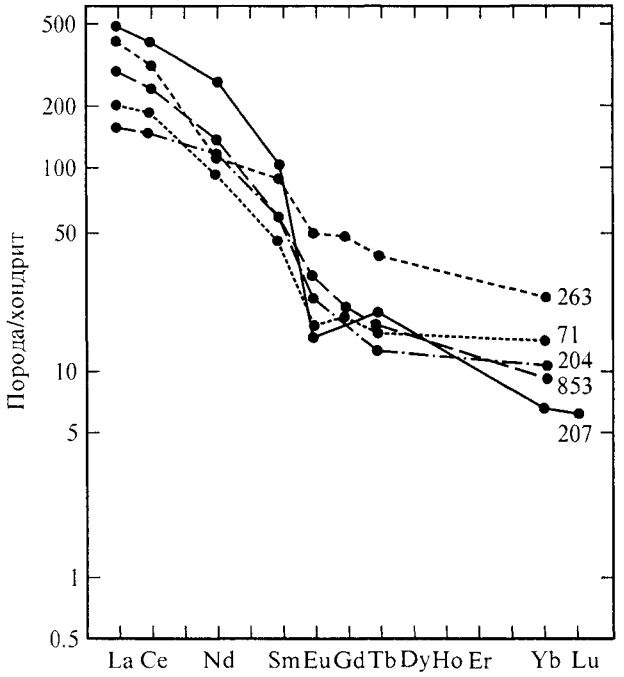


Рис. 3.29. График распределения РЗЭ нормализованных на хондрит в гранитах.

а также вариации значений ε_{Nd} в сравнительно небольших массивах позволяют считать, что более приемлемой является модель коровой контаминации недеплетированного расплава плюма позднеархейским коровым материалом (рис. 3.28). Образование магнезиальной и железистой серий пород происходило, очевидно, путем жидкостной дифференциации контаминированного и соответственно при более низких температурах энергетически нестабильного расплава. Подобный вывод подтверждается распределением РЗЭ, Ti и Zr в породах двух серий, которое соответствует распределению при жидкостной дифференциации расплава (Watson, 1976).

Определить условия кристаллизации друзитовых массивов довольно сложно из-за плохой сохранности и последующего изотопного переуравновешивания магматических минералов при последуюших этапах метаморфизма. Однако отсутствие в ряде габбро-норитов с 14 % MgO оливина свидетельствует, согласно экспериментальным данным (Ito, Kennedy, 1974), об их кристаллизации при давлении около 12 кбар.

Граниты этапа 2.45—2.40 млрд лет выделены на основании геологических и геохронологических данных лишь в двух районах Северо-Западного Беломорья (район п-ова Толстик и Тупой губы оз. Ковдозеро), где они слагают небольшие дайки и массивы. Гранитная дайка в районе п-ова Толстик имеет мощность около 50 м; она сечет гранатовые амфиболиты одноименного массива. Возраст гранитов определен равным 2405 ± 20 млн лет (Bogdanova, Bibikova, 1993). В районе Тупой губы внедрение даек аплитовидных гранитов имело место раньше — 2451 ± 17 млн лет назад (Бибикова и др.,1993). Дайки секут гнейсы беломорской серии, содержат ксенолиты последних. Граниты даек содержат высококальцевый гранат, указывающий на становление гранитов при $P > 7$ кбар (Lobach-Zhuchenko et al., 1998). Есть данные о внедрении гранитов в районе Тупой губы 2423 ± 8 млн лет назад (Бибикова и др., 1993; Lobach-Zhuchenko et al., 1998) одновременно с образованием зон сдвиговых деформаций северо-западного направления (Лобач-Жученко и др., 1993, Lobach-Zhuchenko et al., 1998).

Граниты относятся к А-типу благодаря высокой железистости, а также высоким содержаниям HFSE и РЗЭ (рис. 3.29). От фанерозойских аналогов они отличаются меньшим количеством щелочей и несколько большими величинами CaO, MgO, Sr и Ba, более сильным фракционированием $(Ce/Yb)_N > 15$. По соотношению Rb/(Y + Nb) они соответствуют внутриплитным гранитам (Pearce et al., 1984). В крупном Тупогубском массиве наблюдается скрытая геохимическая расслоенность, выраженная увеличением в кровле количества SiO_2, Rb/Sr отношения, присутствием флюорита, уменьшением содержания TiO_2. Анализ петрологии гранитов привел к заключению об их образовании за счет плавления различных по составу кислых метаморфических пород коры с присутствием в рестите пироксена. Отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ (−0.7 и −1.8) согласуются с таким выводом (Lobach-Zhuchenko et al., 1998).

ЮЖНОЕ БЕЛОМОРЬЕ

Геология и структура

Юго-восточная часть БПП обладает рядом специфических черт геологического строения, ассоциаций пород и требует отдельного рассмотрения. Выделена эта область благодаря отрицательному магнитному полю, на фоне которого наблюдаются

линейные положительные аномалии, вытянутые в северо-западном направлении. По этому признаку район похож на Выгозерский и Ондозерский гнейсо-гранитные ареалы Карелии, расположенные к юго-западу (Лобач-Жученко и др., 1986). Однако в отличие от них в истории Южного Беломорья значительную роль играли низкоградиентный метаморфизм (Володичев, 1975) и интенсивные деформации, что и определило отнесение этого региона к Беломорскому поясу. Ниже приведены результаты исследований хорошо обнаженной прибрежной полосы длиной около 100 км от г. Беломорска на северо-западе до пос. Нюкча на юго-востоке.

Определяющую роль в строении Южного Беломорья играют породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГ), представленные биотитовыми, биотит-амфиболитовыми, эпидот-биотитовыми, амфиболовыми, часто гранатсодержащими гнейсами. В подчиненном количестве присутствуют небольшие тела тоналитов и гранодиоритов. Среди гнейсов в незначительном количестве присутствуют линзы и полосы тоналитов и диоритов, изучение которых позволило отчасти их рассматривать в качестве возможно более древнего субстрата. В крайне незначительном количестве присутствуют основные породы. Наиболее молодыми породами архейского этапа развития являются породы, относящиеся к юковскому интрузивному комплексу, а также жилы пегматитов и аплитов, секущие все породы архея, включая граниты Юковского массива. Юковский комплекс включает дайки и небольшие интрузии базитов и диоритов, предшествующие внедрению гранитов, граниты Юковского массива, а также секущие их дайки монцодиоритов и кварцевых монцонитов. Возраст гранитов Юковского массива равен 2671 млн лет, а даек сиено-диоритов — 2678 млн лет (U-Pb метод, циркон; Чекулаев и др., 1994).

Основные породы Южного Беломорья представлены тремя разновозрастными группами пород: гранатовыми амфиболитами (базиты I); габбро-норитами и фрагментами расслоенных массивов (базиты II); дайками и массивами гранатовых габбро и порфиритов (базиты III).

Базиты I. Гранатовые амфиболиты участвуют во всех этапах деформаций, метаморфизма и мигматизации. Они залегают в виде согласных полос мощностью от 0.5 до 5.0 м среди гнейсо-гранитоидов. Мелкие включения базитов I, которые имеют линзовидную или сигарообразную форму, распространены повсеместно среди сильнодеформированных пород ТТГ-серии; наиболее крупный выход амфиболитов обнажен на о. Лопском. Амфиболиты о. Лопского по сланцеватости мигматизи-

рованы мощными жилами трондьемитов, содержат мелкие интрузии габбро-норитов (базитов II) и прорваны более крупными телами трондьемитов. Первичные структуры в амфиболитах отсутствуют. Тем не менее исследователи относят их к вулканитам или субвулканическим телам. В амфиболитах о. Лопского это подтверждается распределением редких элементов, которое характерно для дифференцированных вулканических серий.

Габбро-нориты и массивы гранатовых габбро (базиты II) сопоставляются с друзитовым комплексом. С протерозойскими друзитами их сближают форма массивов, наличие коронитовых структур и амфибол-биотитовые каймы, окружающие отдельные тела. Габбро-нориты слагают небольшие тела (от 10 × 10 до 500 × × 500 м), которые секут деформированные и мигматизированные амфиболиты и тоналитовые гнейсы.

Базиты III представлены в различной степени деформированными и метаморфизованными дайками и могут быть сопоставлены с постдрузитовым базитовым комплексом Северо-Западного Беломорья. Дайки, сохраняющие вертикальное положение, имеют северо-западное — субширотное простирание и приурочены в целом к зоне северо-западного простирания. Аналогичные по составу и возрасту две подобные серии даек выделяются и в Северной Карелии (Еин, 1984), где они сохраняют первичное геологическое положение и магматические структуры.

Структурный план района определяется почти повсеместно поздними деформациями, выраженными пологой сланцеватостью северо-западного и субширотного простирания S_{n+4} и линейностью по кварцу и агрегатам биотита L_{n+4}, погружающейся на северо-восток. Реликты более ранних структур сохраняются в линзах, лежащих в плоскости S_{n+5}. Размер этих линз варьирует от первых метров до сотен метров при видимой мощности от 0.5—1 до 30—50 м.

Наиболее ранние структуры выражены сланцеватостью S_n и мигматитовой полосчатостью, первоначальная ориентировка которых, судя по положению шарниров складок следующего этапа, была близка к горизонтальной. В северо-западной части Южного Беломорья развиты крутозалегающие зоны субмеридионального рассланцевания и бластомилонитизации S_{n+1} с пологой линейностью по амфиболу и кварцу L_{n+1}. В ряде случаев по плоскостям S_{n+1} наблюдается мигматизация крупнозернистыми плагиомикроклиновыми гранитами. К этим же зонам приурочены микроклинизация тоналит-трондьемитов и биотитизация основных пород с образованием сланцеватости по биотиту в плоскости S_{n+1}.

К деформациям D_{n+1} по времени приурочено формирование субщелочного интрузивного юковского комплекса гранитоидов. С юковским комплексом связаны тела пегматитов и малиновых аплитов, для которых характерно пологое, часто субгоризонтальное залегание, позволяющее предположить, что в пределах этапа D_{n+1} одновременно с крутой субмеридиональной развивалась субгоризонтальная сланцеватость, отражением которой является субгоризонтальная линейность L_{n+1}.

Следующий этап деформаций отделен от предыдущего внедрением интрузий габбро-норитов (базиты II). Наиболее ранние структуры выражены сжатыми опрокинутыми на юго-запад складками F_{n+2}, изгибающими сланцеватость S_{n+1}. Эти деформации привели к будинажу интрузий габбро-норитов (базиты II), что превратило их в изолированные овальные тела, в которых проявлена сланцеватость, параллельная осевым поверхностям складок F_{n+2}. Складки деформируют также трондьемитовые лейкосомы в габбро-норитах. Простирание осевых поверхностей этих складок СЗ 300—310°, падение — на северо-восток под углом около 40°. Шарниры складок полого погружаются на северо-запад и юго-восток. К ядерным частям этих складок приурочены высокорубидиевые трондьемиты.

Этап деформаций D_{n+3} привел к формированию северо-восточной сланцеватости S_{n+3} и мигматитовой полосчатости, лейкосома которой представлена крупнозернистыми и пегматоидными трондьемитами. На отдельных участках устанавливаются изоклинальные складки F_{n+3} с крутой, простирающейся на северо-восток осевой поверхностью и шарнирами, погружение которых контролируется залеганием деформируемых плоскостных элементов.

Поздним повсеместно развитым деформациям (D_{n+4}) предшествовало внедрение базитов III; дайки базитов имеют северо-западное простирание и, как правило, тектонизированные контакты. Бóльшая часть даек приведена в согласие с наложенной пологой сланцеватостью; они залегают как пластовые тела в плагиогнейсах. Усиление деформаций приводит к будинажу пластовых тел; будины-линзы погружаются на север под углом 25—30°.

Ассоциации пород южной части БПП

Состав магматических комплексов. *Амфиболиты.* Нормативный состав амфиболитов отвечает кварцевым и оливин-гиперстеновым толеитам. По содержанию главных и редких элементов

амфиболиты Южного Беломорья в целом сходны с метабазальтами зеленокаменных поясов Карелии (табл. 3.6, № 4) и мира. В двух случаях амфиболиты имеют значительно большую железистость и содержат соответственно бóльшие количества Ti, P и Zr (табл. 3.6, № 3). Геологические наблюдения позволяют предполагать, что данные породы слагали дайки, внедрившиеся до деформаций D_n, и ранней мигматизации. Близкие по составу высокожелезистые метабазальты известны в Хизоваарском зеленокаменном поясе Северной Карелии (табл. 3.6, № 5). Содержания Rb, K, Ba и Pb варьируют в амфиболитах незакономерно, что отражает мобильность этих элементов при метаморфических процессах, сопровождавших деформации всех пород.

Сравнение индикаторных отношений редких элементов, таких как Ti/Zr, Ti/V, Zr/Y, Ni/Co, с современными метабазальтами указывает на преобладающее сходство с толеитами островных дуг. Анализ вариаций элементов по ранее предложенной методике (Лобач-Жученко и др., 1989а) показал, что вариации содержаний определяются фракционированием из расплава оливина, пироксена и плагиоклаза. В эксперименте фракционирование такой ассоциации минералов из расплава сходного состава имеет место при $P = 8$ кбар (Bender et al., 1978). Отсутствие амфибола среди фракционирующих фаз свидетельствует о сухости расплава, а отсутствие магнетита — о низкой фугитивности кислорода.

Тоналит-трондьемит-гранодиоритовая серия пород (ТТГ). Среди пород ТТГ-серии абсолютно преобладают трондьемиты. Их средний состав приведен в табл. 3.6, № 6. Они характеризуются умеренной глиноземистостью (<16 %), низкой магнезиальностью (mg = 0.39), низкими содержаниями Y, Rb и редкоземельных элементов. По составу они сходны с трондьемитами Северо-Западного Беломорья и некоторых районов Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области, в том числе с галькой трондьемитов из конгломератов оз. Остер. Единственное определение изотопного состава неодима для трондьемита (обр. 110, мыс Поков) дало значение $\varepsilon_{Nd}(2.7) = +3.9$. Значение, близкое к линии эволюции деплетированной мантии (DePaolo, 1988) на диаграмме t—$\varepsilon_{Nd}(t)$, свидетельствует о быстроте процесса выплавления из мантии протолита, а также из последнего трондьемитового расплава.

Юковский интрузивный комплекс. Породы основного и среднего состава характеризуются повышенной щелочностью и железистостью, часть пород — повышенной глиноземистостью. Сравнение базитов с современными вулканитами выявляет их сходство с субщелочными и щелочными породами. Так, одна

Средний химический состав

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	49.62	48.37	48.69	49.17	46.99	69.77	70.31	47.70	67.46
TiO_2	1.14	0.85	2.32	1.00	1.94	0.36	0.23	2.17	0.74
Al_2O_3	14.59	15.77	12.77	14.81	13.27	15.88	16.58	14.56	13.94
FeO_t	12.98	10.31	16.31	11.38	14.77	3.11	2.21	12.31	5.06
MnO	0.20	0.18	0.24	0.20	0.23	0.05	0.05	0.17	0.08
MgO	6.79	7.92	5.48	7.51	5.49	0.93	0.83	7.03	0.95
CaO	10.80	10.67	9.16	10.20	8.09	3.27	3.96	7.55	2.42
Na_2O	2.27	2.27	1.65	2.30	3.29	4.50	4.37	2.34	3.25
K_2O	0.80	0.47	1.15	0.37	0.20	1.23	0.72	2.99	4.15
P_2O_5	0.16	0.07	0.68	0.12	0.23	0.09	0.06	0.31	0.26
mg	0.48	0.58	0.36	0.53	0.40	0.35	0.38	0.78	0.25
Rb	13	16	98	9	10	58	24	114	143
Sr	112	112	120	128	276	368	174	349	230
Y	22	19	44	20	26	6	6	30	52
Zr	71	49	212	52	122	158	108	177	504
Nb	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	5	8	7	Н. о.	36
Ba	100	137	725	100	Н. о.	343	157	831	1031
Ni	91	103	26	116	46	Н. о.	Н. о.	138	Н. о.
Cr	324	463	182	360	57	То же	То же	150	То же
Co	59	62	55	49	56	» »	» »	52	» »
V	276	384	381	291	408	» »	» »	139	» »
n	15	10	2	479	10/7	56	27	1	

Примечание. Породы архея: 1—3 — базиты I Южного Беломорья: 1 — лопийский метабазальт Карелии среднего состава (Зеленокаменные пояса...., Северной Карелии (Кожевников, 2000); 6 — трондьемиты Беломорья; 7 — гранодиорит, Юковский массив; 10—12 — секущие Юковский массив: 10 — 13 — пегматоидные граниты; 14 — габбро-норит (базиты I, друзиты); 15—17 — тральная часть; 17 — прикровлевая часть массива; базиты III: 18 — гр. 1; 19 —

из даек (табл. 3.6, № 8) отвечает по составу субщелочному оливиновому базальту (Богатиков и др., 1987). Гранитоиды Юковского массива на классификационной диаграмме (Классификация..., 1981) попадают на границу полей гранитов-гранодиоритов и субщелочных пород. Дайки сложены монцодиоритами, кварцевыми диоритами и кварцевыми монцонитами. Повышенная щелочность пород комплекса сочетается с повышенной железистостью (mg = 0.18—0.22). Толеитовый тип химизма подчеркивается повышенными содержаниями Ti, P, Zr, Y и Nb. Граниты имеют малофракционированное распределе-

Таблица 3.6

пород Южного Беломорья

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
56.78	62.91	71.94	72.47	50.96	34.96	50.74	50.28	52.19	51.46
2.25	0.99	0.20	0.09	0.8	0.06	0.48	1.19	1.86	0.61
15.24	15.40	14.60	14.37	11.17	1.46	13.31	12.72	13.32	11.46
11.22	7.23	1.93	1.13	11.62	11.08	10.86	16.42	13.84	10.63
0.11	0.05	0.04	0.02	0.19	0.29	0.17	0.34	0.21	0.18
1.81	0.89	0.23	0.22	14.36	49.45	12.1	5.24	4.64	13.05
4.35	2.98	1.38	1.13	8.7	0.66	9.8	9.04	8.45	9.08
3.46	3.89	3.22	2.91	1.58	0.06	1.37	1.3	2.31	1.21
2.55	3.54	5.37	6.59	0.58	Н. о.	0.41	0.4	1.28	0.6
0.68	0.36	0.06	0.01	0.07	То же	0.08	0.13	Н. о.	Н. о.
0.22	0.18	0.18	0.26	0.67	0.89	0.66	0.36	0.37	0.67
91	120	155	188	53	< 5	11	Н. о.	32	19
355	288	251	298	112	15	179	153	218	191
50	31	9	5	17	< 5	14	36	35	13
456	734	195	30	59	7	61	128	166	64
49	41	9	2	Н. о.	< 5	3	11	7	3
991	1551	Н. о.	Н. о.	225	< 50	53	253	503	221
Н. о.	Н. о.	То же	То же	369	1557	190	42	43	223
То же	Тоже	» »	» »	1877	3039	820	94	113	1088
» »	» »	» »	» »	72	131	58	63	53	61
» »	» »	» »	» »	241	51	198	450	320	260
		6	11	14	1	4	1	14	15

кварц; 2 — оливин-нормативные; 3 — высокожелезистые амфиболиты; 4 — 1988; Лобач-Жученко и др., 1989); 5 — Fe-метабазальты Хизоваарской структуры жильный материал мигматитов; 8 — субщелочной оливиновый базальт; 9 — субщелочной диорит, 11 — кварцевый монцодиорит, 12 — «малиновые аплиты»; породы массива Разостров: 15 — подошвенная кумулятивная часть; 16 — центр. 2.

ние РЗЭ, что типично для архейских гранитов (Конди, 1983), но в них отсутствует аномалия Eu. Большая фракционированность наблюдается у кварцевого монцонита, как у архейских сиенитов (Конди, 1983). Повышенные содержания Y, Nb, Zr определяют сходство юковских гранитов с фанерозойскими внутриплитными гранитами (Pearce et al., 1984). Таким же возрастом (2680 млн лет; Салье и др., 1986) и такими же геохимическими особенностями состава (Lobach-Zhuchenko et al., 2000) обладают граниты Подужемья, расположенные в Беломорском складчатом поясе к северо-западу от г. Беломорска.

Наблюдаемые тренды вариации составов в юковских гранитах соответствуют рассчитанному тренду фракционирования амфибола. Для двух образцов гранитов был определен изотопный состав неодима (Лобач-Жученко и др., 1995а). Значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ равны +3.4 и +0.1, что свидетельствует об отсутствии коровой предыстории у источника юковских гранитоидов или о ее незначительной продолжительности.

Базиты II. По нормативному составу бóльшая часть друзитов (базиты II) относится к оливиновым габбро-норитам и габбро-норитам. Средний состав приведен в табл. 3.6, № 15. Характер распределения в породах Ti, Zr и Y друзитов отражает два процесса: магматическое фракционирование — тренд вблизи линии $Ti/Zr \approx 100$ и облако с отношением $Ti/Zr < 100$. По аналогии с друзитами Северо-Западного Беломорья можно предположить, что вторым процессом являлась контаминация древней сиалической корой, что находит поддержку и в изотопном составе неодима (Lobach-Zhuchenko et al., 1998).

Фрагмент массива о. Разостров характеризуется расслоенностью от кумулятивных пород с содержанием $SiO_2 = 35\,\%$ до габбро (табл. 3.6, № 15—17). От подошвы к кровле в массиве увеличиваются содержания Zr, Y, Ti, Nb и Sr, уменьшаются — Cr, Ni и Co, что определяется фракционированием оливина и пироксена. Содержания Ba и Rb в друзитах и в массиве Разостров распределены неравномерно и отражают характер наложенных метасоматических процессов.

Базиты III. По составу эти базиты разделяются на высокожелезистые (mg варьирует от 0.31 до 0.44, среднее 0.37, табл. 3.5, № 18) и магнезиальные (mg находится в интервале 0.57—0.77, среднее 0.67, табл. 3.6, № 19). Базиты с повышенной железистостью пересыщены SiO_2, характеризуются повышенными содержаниями P, Ti, Zr, Y и Nb, очень низкими содержаниями Ni и Cr. Отношение Ti/Zr близко к таковому в известково-щелочных базальтах и базальтах континентальных рифтов. На диаграмме Y—Zr—Nb базиты данной группы лежат в поле внутриплитных базальтов. Анализ парных диаграмм (Ti/Cr, Ti/Y, Ti/Zr, Sr/плагиоклаз) выявляет определяющую роль в процессе фракционной кристаллизации амфибола и плагиоклаза. Базиты с повышенной магнезиальностью по нормативному составу, как и базиты II, принадлежат к габбро-норитам и оливиновым габбро-норитам. На диаграмме SiO_2—железистость видна значительная фракционированность пород с четким расположением точек параллельно толетовому тренду. По соотношению Y, Zr и Nb они соответствуют базальтам вулканических дуг и внутриплитным базальтам. Использование отношения Ni/Zr позволяет заключить, что ис-

ходная порода представляла собой парциальный расплав (F = 15—20 %) из гранатового лерцолита с последующей 30 %-ной дифференциацией. Основными фракционатами являлись оливин и пироксен. Таким образом, кристаллизационная дифференциация расплавов, приведших к образованию железистых базитов, определялась низкобарической котектикой: оливин + пироксен + плагиоклаз (<10 кбар), т. е. происходила в условиях умеренных глубин (Bender et al., 1978; Кадик и др., 1982), в коровых промежуточных очагах. Кристаллизационная дифференциация магнезиальной группы (ассоциация оливин + пироксен) возможна в интервале давлений 10—20 кбар (Bender et al., 1978; Elthon, Scarfe, 1984).

МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфическая зональность

В Беломорском подвижном поясе более детально, чем где бы то ни было, исследованы закономерности распределения минеральных фаций метаморфических пород, выявленные при составлении специализированных карт (Фации, 1990), термодинамические условия и PT-тренды эволюции.

Узловыми вопросами тектоники зоны сочленения Карельской гранит-зеленокаменной области и Беломорского подвижного пояса являются условия проявления и возраст гранулитового метаморфизма, впервые выделенного на этой территории О. И. Володичевым (Стенарь, Володичев, 1971; Володичев, 1975, 1991). Он же установил пространственную его локализацию. Все выходы гранулитов приурочены к юго-западной окраине БПП, что и побудило к выделению архейского Западно-Беломорского гранулитового пояса (Glebovitsky, 1997). Анализ фактического материала позволил выделить два последовательных эпизода гранулитового метаморфизма. Ранний гранулитовый эпизод проходил при умеренных давлениях (6 кбар при T = 800 °С). Он проявлен на небольших участках или фиксируется в ксенолитах, заключенных среди чарнокитов, эндербитов, других гиперстенсодержащих интрузивных пород с возрастом 2700—2650 млн лет, составляющих с гранулитами единый комплекс пород, близких по возрасту и условиям образования (Володичев, 1975, 1990). По-видимому, к ним же относятся малоглубинные гранулиты района Тупой губы, связанные с габброидами с возрастом 2692 млн лет (Лобач-Жученко и др., 1993), а также гранулитовый метаморфизм района пос. Чупа (Глебовицкий и др.,

2000) с возрастом 2730 млн лет и аналогичный метаморфизм района Поньгомы (Другова и др., 1980; Левченков и др., в печати) с возрастом 2743 млн лет. Поздний гранулитовый метаморфизм осуществляется при высоких давлениях (7.5—9 кбар при T = 725—800 °С) и является инициальным событием регионально проявленного высокобарического метаморфизма, соответствующего по условиям главным образом амфиболитовой фации, и связанного с коллизионным структурообразованием (второй эпизод). Оба эпизода сближены во времени, но последовательность их проявления всегда фиксируется однозначно. Есть еще одно событие высокотемпературного метаморфизма, отражающееся в породах Чупинского покрова и в целом трудно идентифицируемое. Оно установлено на многих участках развития глиноземистых гнейсов как наиболее раннее, но датировано только в районе Тупой губы (Лобач-Жученко и др., 1993). Его возраст оказался равным 2.82 млрд лет, вполне сопоставимым с возрастом главного этапа метаморфизма зеленокаменных поясов Центральной и Юго-Западной Карелии. Таким образом, весь известный гранулитовый метаморфизм на территории юго-западной части Беломорского пояса относится к позднереболь-скому циклу развития.

В итоге позднереболь-ского цикла на исследованной территории сформировалось четыре метаморфические зоны (Глебовицкий и др., 1996).

Зона I, отвечающая метаморфизму андалузит-силлиманитовой фациальной серии (T = 600—650 °С, P = 4.5 кбар), соответствует краю Карельского кратона (гранит-зеленокаменная область).

Зона II отвечает краевой части гранит-зеленокаменной области, испытавшей метаморфизм кианит-силлиманитовой фациальной серии, свойственный Беломорскому поясу. Для этой зоны характерны условия низкотемпературной амфиболитовой фации (ставролитовая субфация) с максимальными параметрами: 600—650 °С и 7.5 кбар (оз. Кичаны), 560—580 °С и 7—7.5 кбар (оз. Кереть).

Зона III в геологическом отношении в основном соответствует Ковдозерскому и Ориярвинскому покровам. Она характеризуется метаморфизмом, достигающим местами условий ультраметаморфизма с T = 650 °С и P = 8.5 кбар. С зонами II и III связано большинство проявлений ранних гранулитов.

Зона IV в основном отвечает верхней части Беломорского аллохтона, характеризуется региональной мигматизацией и еще более высоким метаморфизмом, довольно выдержанным по температурам и давлениям: 650—715 °С, 7—8 кбар. Почти на

всем протяжении зона трассируется ассоциациями поздних гранулитов повышенных давлений — от 8.5 до 12 кбар. Следует обратить внимание на то, что высокобарические парагенезисы развиваются позже низкобарических на фоне охлаждения до амфиболитовой фации (тренд компрессионного охлаждения), что характерно для коллизионных орогенов (Глебовицкий, 1993, 1996). В крайне восточной части зоны IV, в районе Гридино, установлены ассоциации субфации кианит-плагиоклазовых эклогитоподобных пород, которые отражают еще более высокие давления (> 12 кбар при температуре 700 °С; Володичев, 1990), что может отвечать краю следующей метаморфической зоны, скрытой под акваторией Белого моря.

В пределах области развития метаморфизма кианит-силлиманитового типа отчетливо выступает главная закономерность: температура и давление возрастают от автохтона к верхам аллохтона, т. е. имеет место обращенная (инвертированная) метаморфическая зональность. Следует также подчеркнуть, что речь идет о том разрезе аллохтона, который сложился к заключительным стадиям позднеархейской деформации. Пространственное распространение метаморфических процессов свекофеннского возраста принципиально отличается от установленного для ребольского цикла и отражает прежде всего развитие системы Лапландских покровов. Относительно неизменной остается только зона I андалузит-силлиманитовой фациальной серии, но и она несколько меняет свою конфигурацию за счет расширения области проявления метаморфизма кианит-силлиманитового типа, наложившегося на зеленокаменные троги северной части гранит-зеленокаменной области и на сумийские и ятулийские образования. Условия метаморфизма меняются от фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой с максимальными параметрами 500—510 °С и 4 кбара.

Зона II занимает обширные пространства, отвечающие всему Беломорскому и большей части Лапландского аллохтона, а также краевой части гранит-зеленокаменной области. Вся эта территория характеризуется неравномерным проявлением метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии, преимущественно в режиме кианит-мусковитовой субфации, что определило благоприятные условия для формирования мусковитовых пегматитов. Отнесение этого метаморфизма к свекофеннскому определяется наложением на друзиты, которые коррелируются с базитами Северо-Карельской зоны и синхронными с ними роями даек, возраст которых 2.45 млрд лет. Более определенными являются данные по датированию лейкосом

мигматитов, относящихся к этому метаморфическому событию (Claesson et al., 2000).

В южных районах свекофеннский метаморфизм рассматривается как процесс раннепротерозойской активизации и закартирован вдоль узких зон рассланцевания и сдвиговых деформаций (Фации..., 1990). Характерные параметры метаморфизма — 620—650 °С и 7—7.5 кбар — установлены в районе Чупинского месторождения мусковита (Геология..., 1985; Салье, Глебовицкий, 1976). Севернее метаморфизм повышается до высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации и сопровождается формированием изоклинальных складок с пологими осевыми поверхностями, вдоль которых развиваются новая сланцеватость и мигматитовая полосчатость. В эти деформации вовлекаются дайки и малые расслоенные тела базитов (друзитов), что и является одним из основных доказательств протерозойского возраста процессов. Таким образом, в этих местах представлены глубинные срезы свекофеннской зональности.

Эволюция условий метаморфизма

Исследуя наиболее высокотемпературные зоны, где проявлена мигматизация, можно проследить эволюцию условий метаморфизма. Во время неоархейской коллизии (около 2.7 млрд лет) условия гранулитовой фации умеренных давлений (около 6 кбар при температуре 800 °С) сменялись высокобарическими (до 12—13 кбар), но относительно низкотемпературными (650—750 °С), а затем происходила декомпрессия, с которой и связано проявление ранней мигматизации. Выявление *PT*-условий палеопротерозойского метаморфизма сопряжено с некоторыми трудностями. Если в северо-восточной части БЛП они установлены уверенно на основании термобарометрии метапелитов и метабазитов — пик метаморфизма при T около 850 °С и P до 9.5 кбар и дальнейшее снижение T до 650 °С и P до 6 кбар (Седова и др., 1996), то для Хетоламбинского покрова достоверная информация может быть получена при расчете параметров по метаморфическим ассоциациям метабазитов района Толстика с возрастом 2.45 млрд лет. Пик метаморфизма имеет параметры T = 650—700 °С и P = 11—12 кбар с последующей примерно изотермической декомпрессией до 6—7 кбар (Алексеев и др., 1999). Последние значения относятся к стадии образования гранатовых амфиболитов в связи с развитием новой палеопротерозойской неосомой мигматитов. В пределах Чупинского по-

крова широко развиты гранат-биотит-кианитовые гнейсы, являющиеся прекрасным объектом для термо- и барометрии. В северо-западной части покрова их сланцеватость сечется дайками гранитов с возрастом 2.45 млрд лет, а это значит, что наблюдаемые минеральные ассоциации относятся к позднему архею, а наиболее распространенная из них (гранат + кианит + + биотит + мусковит + плагиоклаз), сформированная при P = = 6—8 кбар и T = 650—700 °С (Ручьев и др., 1999) синхронна с мигматитообразованием. На юго-востоке, в районе Чупы и Лоухского озера, наблюдается более сложная последовательность метаморфических событий, включающая ранние стадии изменения пород с образованием устойчивой ассоциации граната, биотита, кианита и калиевого полевого шпатаи (T = = 675 °С и P = 8 кбар), в заключительную архейскую стадию проявленная локально вдоль крупных зон сдвиговых деформаций (условия по новым данным термо- и барометрии: T = = 610 °С, P = 6.5 кбар) и, наконец, палеопротерозойскую стадию с параметрами: T = 590—600 °С, P = 5.8—5.9 кбар.

В Южном Беломорье интенсивные наложенные деформации не позволили оценить степень метаморфизма, соответствующую архейскому этапу деформаций D_n и D_{n+1}. Метаморфизм, наложенный на метавулканиты (базиты I) и габбро-нориты (базиты II), характеризуется параметрами T = 760—700 °С, P = 10.1—8.5 кбар. Наиболее высокие давления (до 12—14 кбар) устанавливаются по специфическим парагенезисам высококальциевых гранатов в тоналитовых гнейсах (Котова, 1988).

Третий этап метаморфизма, соответствующий деформациям D_{n+4}, оценивается по ассоциациям базитов III и гранат-амфиболовым каймам друзитов (базиты II). Начало третьего этапа характеризуется параметрами: $T \approx 650$ °С и P = 7—8 кбар. Базиты III часто эклогитизированы.

Мигматизация и гранитообразование

Остановимся на описании событий в тех наиболее информативных участках, где сохраняются следы ранних деформаций и метаморфических эпизодов. Было выделено несколько фрагментов с остатками структур и метаморфических пород, датируемых как самые ранние и связанные с условиями гранулитовой фации. Породы, обнажающиеся на таких участках, вместе с окружающими их комплексами испытали в той или иной мере все последующие события. К их числу относится Тупогубский

участок, район п-ова Толстик и прилегающих островов, район горы Жемчужки.

Участок Тупой губы. Участок расположен в пределах Ковдозерского покрова вблизи границы с Чупинским покровом. После внедрения серии мелких тел габброидов и диоритов, метаморфизованных первоначально вместе с вмещающими их вулканогенно-осадочными образованиями в условиях гранулитовой фации умеренных давлений (табл. 3.7, нулевая ступень) породы претерпели серию преобразований в условиях, меняющихся от гранулитовой до амфиболитовой фации, которые удобно свести к восьми ступеням. Указанные условия подтверждены сменой минеральных ассоциаций, данными флюидных включений и твердофазной термометрии (Седова и др., 1993, 1996).

Первые мигматиты возникали в условиях гранулитовой фации на нулевой ступени (первая вспышка ультраметаморфизма). Максимум мигматизации (вторая вспышка ультраметаморфизма) относится к 4—5 ступеням и следует после внедрения тел тоналитов и трондьемитов. Полимигматиты пересекаются дайками среднего состава и гранитизируются вдоль секущих зон. Возможно, с этого начинается третья вспышка ультраметаморфизма, связанная со свекофеннским периодом, проявления которого известны в соседних районах. Последовательность мигматито- и гранитообразования такова:

$$\overset{2.72}{\text{ton}_1} \rightarrow [\beta] \overset{2.69\ \text{млрд лет}}{\rightarrow} \text{ILc}_1 \rightarrow \text{ILc}_2 \rightarrow \text{ILc}_3 \rightarrow \text{ILc}_4 \rightarrow [\text{ton, tr}]_2 \overset{2.58}{\rightarrow} \text{IILc}_1 \rightarrow \text{IILc}_2 \rightarrow \text{IILc}_3 \rightarrow \text{IILc}_4 \rightarrow$$

$$\overset{2.45\ \text{млрд лет}}{\rightarrow} \text{IILc}_{5,\ Na,\ K} \rightarrow \text{II}\gamma_6 \rightarrow [\delta] \rightarrow \text{IIILc}_1 \rightarrow \text{IIILc}_2$$ (Глебовицкий и др., 1993).

Основные особенности мигматитов состоят в следующем:

1) каждая последующая генерация лейкосом (Lc) не только приурочивается к структурному элементу, связанному с определенной стадией деформаций, но и замещает более ранние генерации лейкосом;

2) количество лейкосом, особенно в основных породах, отчетливо возрастает к концу каждой вспышки ультраметаморфизма;

3) характерны переход от тонкослоистых мигматитов к сетчатым в габброидах и к грубополосчатым и сетчатым в гнейсах, кристаллических сланцах, а также увеличение мощности жил и зернистости их от ранних генераций к поздним;

4) если лейкосомы гранулитовой фации по составу являются преимущественно тоналитами, то в амфиболитовой фации IILc_4 и IILc_5 являются калишпатовыми гранитами.

Таблица 3.7

Метаморфические преобразования пород, ультраметаморфизм и гранитообразование на участке Тупая губа

Ступень	$T°$, С	P, кбар	Типичные ассоциации метаморфизма	Ультраметаморфизм
0	800—850	6—7	Opx ± Bt ± Hbl ± Pl ± Qtz	ILc_{1-4}
1	800—850	8—9	Opx ± Grt ± Bt ± Hbl ± Pl ± Qtz	—
2	800—850	9—10	Opx ± Grt ± Cpx ± Hbl ± Bt ±Pl ± Qtz	—
3	800—750	10—12	Grt ± Cpx ± Hbl ± Bt ± Pl ± Qtz	—
4	750—680	10—8	Hbl ± Grt ± Bt ± Pl ± Qtz	[ton, tr]
5	700—650	7—6	Bt ± Grt ± Pl ± Qtz ± KFsp	$IILc_{1-4}$
6	650—600	6.5—5.5	То же	$IILc_5$
7	~ 600	4.5	» »	$II[\gamma_6]$
8	450—400	4	» »	

Примечание. Лейкосомы ILc_{1-4} связаны с первой позднеархейской вспышкой ультраметаморфизма (гранулитовая фация), $IILc_{1-5}$ — со второй, также позднеархейской (амфиболитовая фация). Ступени выделены согласно тренду эволюции PT-параметров (Седова и др., 1996). [ton, tr] — тела тоналитов и трондьемитов, разделяющие две вспышки ультраметаморфизма, $II[\gamma_6]$ — двуполевошпатовые граниты, внедрившиеся после второй вспышки ультраметаморфизма.

Применение факторного анализа (метод главных компонент) к валовым химическим и флюидным анализам пород дало возможность оценить характер эволюции процессов ультраметаморфизма (Седова и др., 1995). Существенно то, что наблюдаются устойчивые связи компонентов плагиоклаза (Na, Al) с H_2O (второй фактор, водно-альбитовый), а калиевого полевого шпата с CO_2 (третий, углекислотно-калишпатовый фактор). В этом реализуется известная из экспериментов по плавлению пород зависимость содержания альбитового компонента от давления воды в условиях ее избытка. Наблюдается разная направленность эволюции составов лейкосом от ранних к поздним для I и II вспышек плавления. От вспышек ILc_{1-2} и ILc_3 к ILc_4 можно говорить об увеличении водно-альбитового фактора и уменьшении углекислотно-калишпатового, тогда как в ряду ton → $IILc_{1-2}$ → $IILc_3$ → $IILc_4$ → $IILc_5$ отмечается увеличение углекислотно-калишпатового фактора относительно водно-альбитового.

На рис. 3.30 дано представление об изменении состава лейкосом в сериях гранитообразования, описанных ранее (Глебовицкий и др., 1993; Седова и др., 1998). Эти изменения особенно интенсивны на стадии образования ILc_{1-2} в породах основного

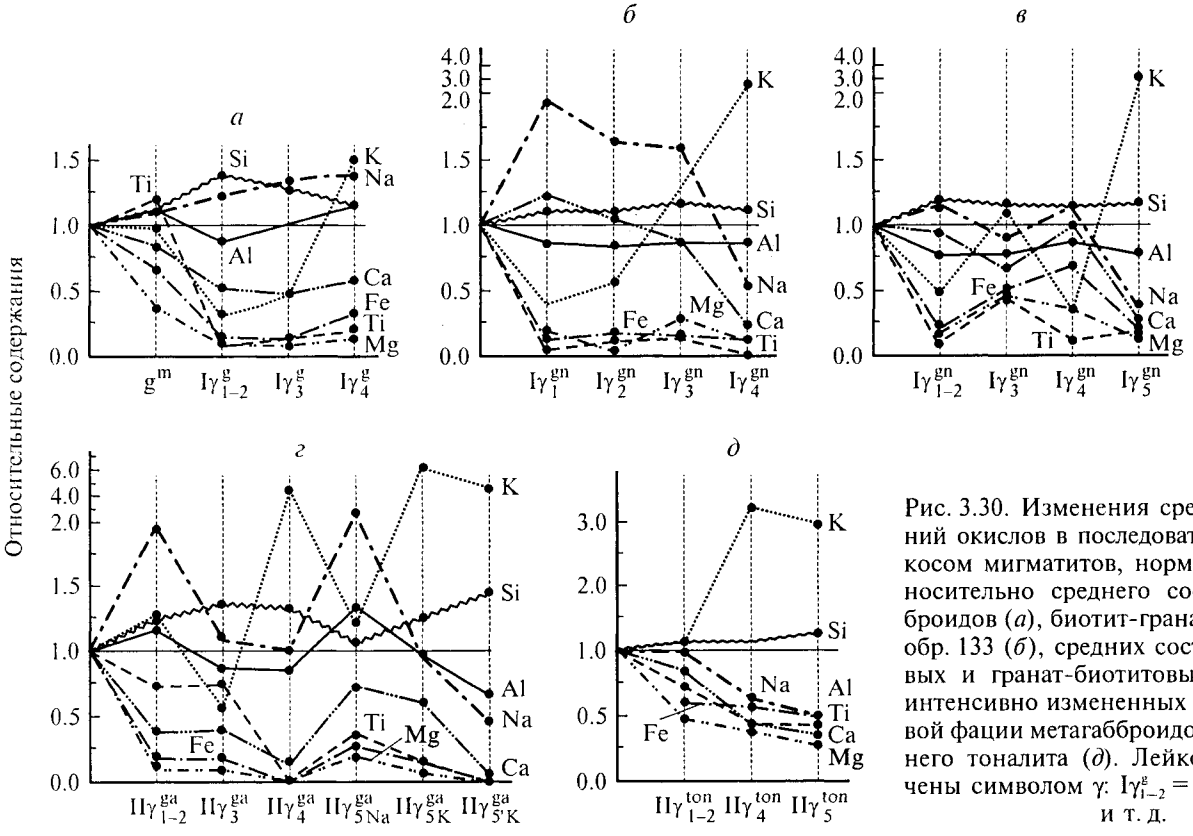


Рис. 3.30. Изменения средних содержаний окислов в последовательностях лейкосом мигматитов, нормированных относительно среднего состава метагабброидов (*а*), биотит-гранатового гнейса, обр. 133 (*б*), средних составов биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов (*в*), интенсивно измененных в амфиболитовой фации метагабброидов (ga) (*г*), среднего тоналита (*д*). Лейкосомы обозначены символом γ: $I\gamma^{g}_{1-2} = ILc^{g}_{1}$, $I\gamma^{g}_{3} = ILc^{g}_{3}$ и т. д.

состава. Относительно последних эти лейкосомы обогащены Si и Na, обеднены всеми остальными породообразующими элементами, в том числе и K. Далее от ILc_{1-2} к ILc_4 содержание Si уменьшается, а остальных элементов увеличивается. Rb и Ba ведут себя анологично K, причем только в ILc_4 их содержание становится выше, чем в исходных породах. В лейкосомах, развитых в гнейсах с гранатом, содержания Si и Al практически не меняются, Ca и Na убывают, Fe, Mg и Ti слабо возрастают к ILc_3. Такие элементы, как Rb, Ba и Pb, ведут себя подобно K — убывают в ILc_{1-2} и возрастают к ILc_3. При развитии мигматитов в тоналитах как в ранних, так и поздних, в связи со второй вспышкой ультраметаморфизма, что фиксируется в серии $IILc^{ton}_{1-2} \rightarrow IILc^{ton}_4 \rightarrow IILc^{ton}_5$, происходит уменьшение содержаний Na, Ca, Mg, Fe, Ti, Cr и Sr, слабое возрастание Si и резкое увеличение K, Rb, Ba, Pb. Подобная направленность изменения содержаний главных и редких элементов отмечается и для серий гранитообразования, развивающихся по габброидам. Следует обратить внимание на то, что изображенная последовательность в обнажениях не зафиксирована, так как отсутствует либо $IILc^{ga}_4$, либо $IILc^{ga}_{Na}$.

Рассмотрим некоторые особенности распределения REE в сериях мигматитов (рис. 3.31, 3.32). Для ранних лейкосом в гнейсах и габброидах характерны усиление их дифференцированности относительно исходных пород, обеднение ими, особенно значительное в области тяжелых редкоземельных элементов, наличие положительного Eu-максимума. Поздние лейкосомы в гнейсах обогащены легкими и обеднены тяжелыми элементами, в них исчезает Eu-максимум. В метагабброидах лейкосома ILc_4 обогащена относительно субстрата LREE и HREE, имеет ярко выраженную отрицательную Eu-аномалию. Древние (позднеархейские) тоналиты, представленные гранитизированным образцом, характеризуются более низкими содержаниями REE при отсутствии Eu-аномалии и многих других малых элементов по сравнению с тоналитом, гораздо позже прорывающим габброиды. В поздних калишпатовых лейкосомах II вспышки ультраметаморфизма намечается некоторое усиление степени дифференцированности REE, причем $IILc_4$, развитые по габброидам, наследуют спектр содержаний элементов последних в отличие от тех, что развиты по тоналито-гнейсам. $IILc_5$, фиксируемые в виде порфиробластических разновидностей, в данном случае в гранито-гнейсах, характеризуются положительной Eu-аномалией, а также резкой дифференциацией и минимальным содержанием REE и других элементов относительно исходных тоналито- и гранито-гнейсов.

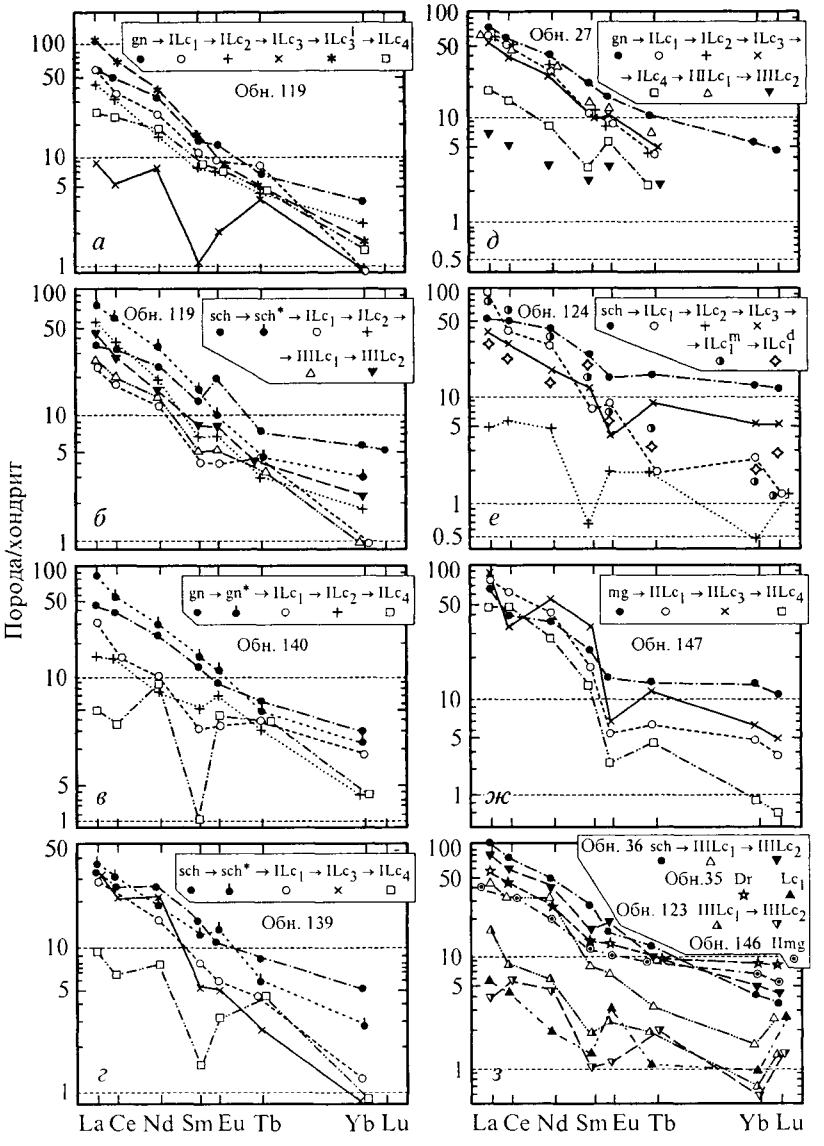


Рис. 3.31. Нормированные на хондрит содержания редкоземельных элементов в сериях мигматитов пород Тупой губы и участка Толстик.

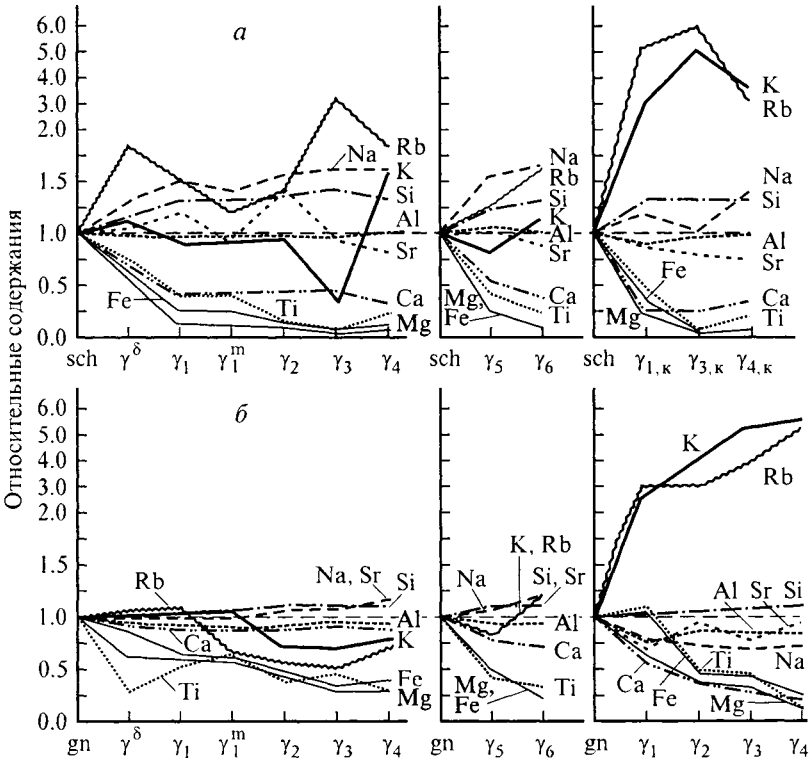


Рис. 3.32. Нормированные на гнейс (*а*) и габбро (*б*) содержания малых элементов, Eu, LREE и HREE в сериях мигматитообразования Тупой губы для первой и второй вспышек ультраметаморфизма.

Распределение REE в калиевых гранитах шестой генерации типично для гранитоидов, удаленных от своего источника; содержание элементов максимально относительно остальных лейкосом.

Матрица корреляционных связей была рассчитана для 12 образцов всех обсуждаемых групп (12 главных, 18 редкоземельных и 22 малых элементов) и показала следующее. 1) В группе REE из 91 связи значимыми оказались 51 (95 %-ная вероятность). 2) Eu не образует значимых связей ни с одним из анализированных элементов, в том числе и с редкоземельным. Мафические элементы (Ti, Mg, Fe^{2+},Fe^{3+}), как и сумма последних трех, не образует значимых связей с редкими землями. Это свидетельствует о том, что акцессории, которые содержат их основную массу, не располагаются в пределах зерен породообразующих минералов, что часто характерно для других регионов, в том

числе для различных пород ладожской серии. Только Mn положительно связан с Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, что, по-видимому, объясняется постоянным присутствием граната, содержащего эти элементы. 3) Не останавливаясь на остальных связях рассматриваемых элементов, отметим только некоторые из них — положительная связь K-Rb, K-Th, K-Pb, K-U, Rb-La, Rb-Ce, Rb-Pr, Rb-Nd, Zr-La, Zr-Ce, Zr-Pr, Zr-Th, Th с La и Pr; гафний с To, Li, La. Y как близкий к тяжелым редким землям положительно связан с Tb, Dy, Ho, Er,Tm, Yb, Lu и Sm; фиксируются отрицательные связи Sr с суммой REE, Ce, Pr, Tb.

Участок района п-ова Толстик. Мы ограничились детальным исследованием мигматитов беломорского комплекса района мыса Толстик и прилегающих островов как достаточно типичного для Беломорья, где отчетливо устанавливается не менее трех вспышек ультраметаморфизма, разделенных внедрившимися мелкими телами друзитов. Последняя вспышка уверенно коррелируется со свекофеннской переработкой структуры всей зоны. Что же касается второй, то ее положение в общей схеме последовательности геологических событий определяется следующими фактами.

Если секущее положение магнезиальной группы друзитов по отношению к ранним мигматитам наблюдается во многих местах и не вызывает сомнения, то пересечение последних железистыми габброидами п-ова Толстик, имеющих возраст по магматическому циркону 2.45 млрд лет (Бибикова и др., 1993), наблюдается достаточно редко. Более того, умеренно калиевые граниты, интрудирующие эти габброиды и имеющие примерно тот же возраст, в той или иной степени локально повышают калиевую специализацию вмещающих пород. Это выражается в образовании обособлений калишпатовых и кварц-полевошпатовых жил или обособлении пятен с постепенными переходами к вмещающим тоналитовым гнейсам; при этом стирается последовательность ранних архейских лейкосом преимущественно тоналит-трондьемитового состава, так что по крайней мере часть мигматитов и тоналитовых гнейсов превращается в гранитогнейсы. Это позволяет предположить раннепротерозойский возраст (по крайней мере, частично) этого события.

Возраст протолита тоналитовых гнейсов, явившихся субстратом нескольких генераций лейкосом на северо-восточном берегу Толстика, 2.74 млрд лет (Бибикова и др., 1993), хотя временами отмечаются и более древний (см. выше). Было предпринято специальное исследование полимигматитов этого района на ионном микрозонде NORDSIM в Геологическом музее Стокгольма (Claesson, 2000). При этом цирконы извлекались из

наиболее поздней лейкосомы, связанной со второй вспышкой ультраметаморфизма. В ней сохраняются отдельные зерна захваченного циркона возраста 2800—2750 млн лет, что примерно соответствует архейской вспышке мигматизации. Вновь образованный циркон, связанный с явлениями парциального плавления, имеет возраст 1880 млн лет с низкой степенью дискордантности.

Современные данные с учетом возраста цирконов (U-Pb) позволяют выявить следующую схему последовательности мигматито- и гранитообразования:

2.8—2.74 млрд лет → 2.45 млрд лет
ton, gn, sch → Itongn (Lc_1) → ILc_2 → [β] → ILc_3 (Lc_1^m) [ton_2] → ILc_4 → Dr^T
γ → ($IILc_1$ → $IILc_2IILc_{3-4}$) → Dr → $IIILc_1$ → $IIILc_2$ → 1.8 млрд лет

В силу условности выделения события с индексом II между хорошо датируемыми и регионально проявленными двумя крайними вспышками указанного процесса в общей схеме последовательности эти события показаны условно.

По нашим данным, в течение I вспышки ультраметаморфизма формируются плагиогранито-гнейсы (тоналито- и трондьемито-гнейсы, Lc_1), образующие отдельные мелкие обособления, пятна, полосы, которые, сливаясь друг с другом, занимают более значительные площади с реликтами исходных пород. В этих породах затем развиваются полосчатые и ветвистые мигматиты трех генераций с лейкосомами Lc_2, Lc_3, Lc_4; Lc_2 слагают лейкосому полосчатых мигматитов, приуроченную к осевым поверхностям ранних изоклинальных складок. Лейкосомы Lc_3 образуют серию мощных жил, секущих Lc_2, ориентированы также по осевым поверхностям изоклинальных складок либо приурочены к межбудинным пространствам в основных породах. С этим же эпизодом связаны плавление Lc_1 (обозначенных как Lc_1^m и идентичных рассмотренным выше тоналитами II), в отдельных зонах разрывов и затекание их в тела древних базитов (β), которые содержат ксенолиты ранних мигматитов. Лейкосомы Lc_4 образуют серии жил грубозернистых плагиогранитов с переходом к пегматоидным гранитам и пегматитам иногда зонального строения. Калишпатовые разновидности спорадически появляются среди всех генераций мигматитов и в плагиогранито-гнейсах. Максимальное их развитие наблюдается в мигматитах четвертой генерации.

Своеобразие третьей вспышки ультраметаморфизма состоит в одновременном и сближенном во времени проявлении различных по морфологии и в генетическом отношении процессов:

развитие мелкозернистых тоналитовых пород по кристаллическим сланцам и мигматитам через промежуточные породы, их перекристаллизация в более крупнозернистые разновидности с образованием скоплений идиоморфной роговой обманки и биотита, перемещение частично расплавленных пород в зоны разрывов. Кроме того, они формируют однородные пластовые тела, ориентированные по осевым поверхностям новой генерации изоклинальных складок, содержат переориентированные и частично замещенные остатки мигматитов предшествующей вспышки ультраметаморфизма, в которых лучше всего сохраняется аплитовая лейкосома, тогда как мезосома часто полностью замещена. В ряде случаев происходит «теневая» гомогенизация мигматитов с образованием небулитов гранодиоритового состава. В результате возникают очаги теневых мигматитов с реликтами полосчатых текстур более ранних мигматитов. В них проявляются признаки автономного течения. В целом такие участки можно рассматривать как зарождающиеся очаги магм. Все эти разновидности обозначаются как $IIILc_1$. В них иногда наблюдаются плагиоклазовый порфиробластез и пегматоидные разновидности плагиогранитного состава $IIILc_2$ с гнездами мусковита.

На рис. 3.33 представлены средние составы исходных пород, лейкосом и плагиогранито-гнейсов, возникших в результате вспышек ультраметаморфизма, причем аналитические материалы относятся преимущественно к I и III вспышкам. Вспышка II характеризуется отдельными анализами. На диаграмме Ab—An—Qtz (рис. 3.34) основная масса точек бескалишпатовых разновидностей попадает в поле тоналитов, причем следует отдавать себе отчет в том, что калий, имеющийся в породах, связан с темноцветными минералами, преимущественно с биотитом, и поэтому слабо выраженная тенденция смещения полей и точек среднего состава групп лейкосом $ILc_1 \rightarrow ILc_2 \rightarrow ILc_3 \rightarrow ILc_4$ к стороне Ab-An (а в ILc_4 еще и к вершине Ab) прежде всего отражает уменьшение в них количества биотита. Лейкосомы $IIILc_1^{gn}$ близки к ILc_1^{gn}, несколько менее «ортоклазовые», $IIILc_1^{sch}$ совпадает с ILc_1^{sch} и гранитизированными гнейсами. Калиевые разновидности характеризуются неустойчивыми содержаниями Or, некоторая тенденция его стабилизации ощущается только в ILc_4.

Направленность изменения составов пород при формировании ILc_1 и последующих генераций лейкосом в тоналитовых гнейсах и кристаллических сланцах показана на рис. 3.33. Отчетливо видно, что изменения на стадии формирования ILc_1 более существенны, чем в процессе формирования последова-

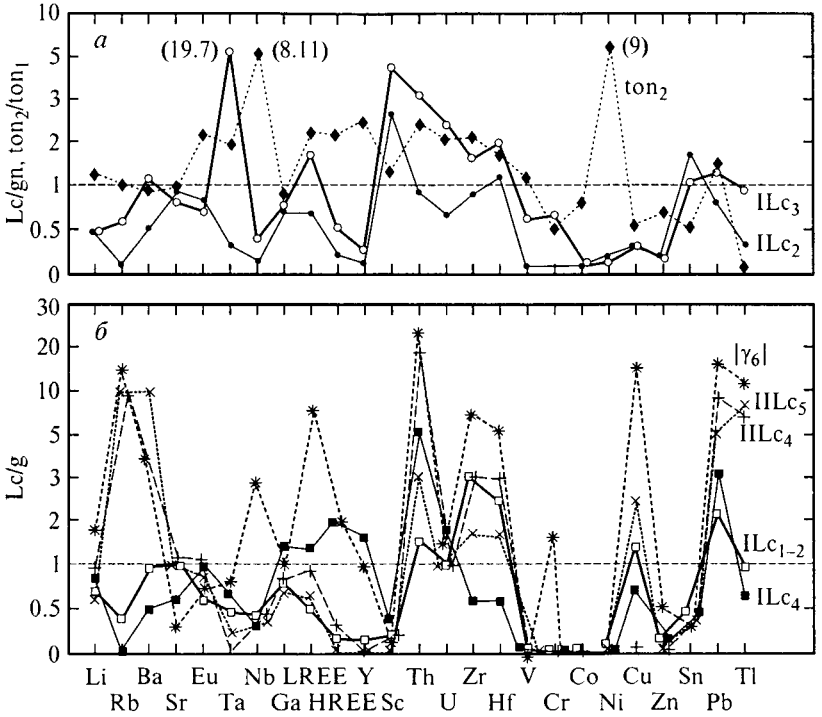


Рис. 3.33. Изменение средних содержаний породообразующих окислов, Sr и Rb в сериях лейкосом мигматитов, нормированных относительно кристаллических сланцев основного состава (sch) (*а*) и гнейсов биотитовых и биотит-амфиболовых (gn) (*б*) для участка Толстик и прилегающих островов.

Лейкосома (Lc) обозначена знаком γ, индекс внизу показывает генерацию лейкосомы, γβ — гранитизированная порода, γ_{1K}, γ_{2K} и т. д. показывают двуполевошпатовую лейкосому (K — серия). Серия gn (sch) → γ_5 → γ_6 относится к III вспышке ультраметаморфизма, γ_5 = $IIILc_1$, γ_6 = $IIILc_2$, остальные — к I вспышке ультраметаморфизма. Правая часть рисунков *а* и *б* показывает изменения в K-сериях, возникающих по кристаллическим сланцам и гнейсам.

тельных генераций лейкосом. Характерно, что при переходе от ILc_1 к ILc_2, затем к ILc_3 и ILc_4 направленность изменения содержаний Na, K, Rb, Sr становится иной, чем при формировании ILc_1. Мафичность (maf = 100 − [Ab + An + Or + Qtz]), как и основность нормативного плагиоклаза, убывает в указанных сериях; убывают и содержания An и Or в системе Ab—An—Or—Qtz, в то время как количество Qtz возрастает к ILc_2 и падает к ILc_4; поведение Ab обратное. Изменения, характерные для серий с калиевым полевым шпатом и для II вспышки

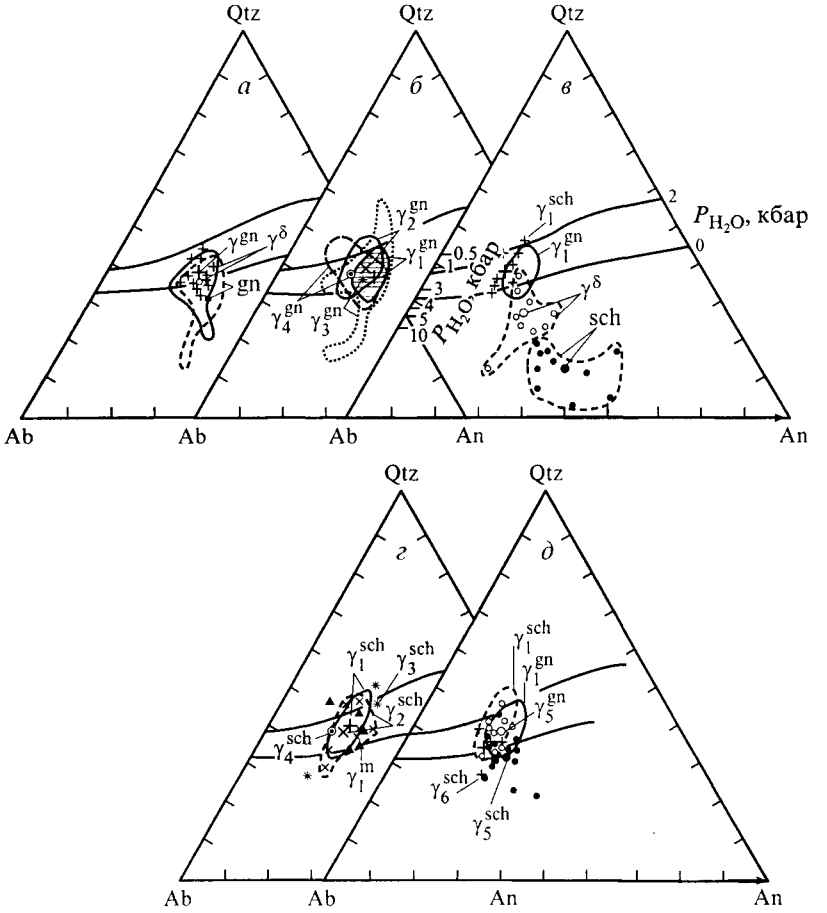


Рис. 3.34. Диаграмма Ab—Otz—An для серий мигматитообразования (участок п-ова Толстик).

а, *б*, *в*, *г* — I вспышка ультраметаморфизма, *д* — III вспышка; $ILc_{1,2,3,4}^{cn(sch)}$ и $IIILc_{1,2}^{gn(sch)}$ (лейкосомы последовательных генераций мигматитов, расположенные в гнейсах (gn) или сланцах, sch) на рисунке обозначены как $\gamma_{1,2,3,4}^{gn(sch)}$ и $\gamma_{5,6}^{gn(sch)}$, $\gamma\delta$ — гранитизированные породы. Обычно выделены поля разновидностей пород со средним, для некоторых групп показаны отдельные анализы. Обозначения групп: *а* — gn → $\gamma\delta$ → γ_1^{gn}, *б* — γ_1^{gn} → γ_2^{gn} → γ_3^{gn} → γ_4^{gn}, *в* — sch → $\gamma\delta$ → γ_1^{sch}; показано поле γ_1^{gn}, *г* — γ_1^{sch} → γ_2^{sch} → γ_3^{sch} → γ_4^{sch}, γ_1^{m} (диатектиты), одновременные с γ_3, *д* — γ_5^{sch}, γ_5^{gn} → γ_6^{sch} и поля $\gamma_1^{gn.\,sch}$.

ультраметаморфизма, аналогичны описанным выше. Следует отметить, что ILc_1^m, мобилизованный тоналито-гнейс, по всем параметрам очень близок к ILc_1. Отметим, что установленная направленность изменения средних составов пород при мигматитообразовании соответствует в большинстве случаев и конкретным сериям. Так, например, в 10 сериях субстрат → Lc_1 в 8—10 случаях увеличивается содержание Si, уменьшаются содержания Ti, Al, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg, Ca, P, Mn, Na, K; потери при прокаливании меняются незакономерно. Корреляционные значимые связи между содержаниями одноименных элементов в парах субстрат—Lc_1 практически отсутствуют, исключая Al ($r = 0.73$) и P_2O_5 ($r = 0.87$), хотя тенденции увеличения мафичности и уменьшения кремния сохраняются для лейкосом, развитых по породам основного и кислого состава. При развитии Lc_2 по тоналито-гнейсам, кристаллическим сланцам и тоналитам из 25 серий в 20—23 из них увеличивается количество Si, уменьшаются содержания Ti, Fe, Mn, Mg, P. Количество K уменьшается в 11 сериях, Na увеличивается в 16. Остальные элементы ведут себя незакономерно. Корреляционные связи для одноименных элементов проявлены иначе, чем для ранних тоналито-гнейсов. Положительные значимые связи фиксируются для Mn ($r = 0.64$), Ca (0.44), K ($r = 0.45$). Для последующих генераций лейкосом эти закономерности не выдерживаются.

Количество значимых корреляционных связей между главными элементами в группах пород серий мигматитообразования в целом незначительное, не >24 %, но довольно выдержанное, причем в лейкосомах, возникающих в кристаллосланцах. Как правило, наблюдается тенденция уменьшения количества этих связей, тогда как в сериях, развитых в гнейсах, их количество уменьшается к Lc_4 (табл. 3.8). Связи кремния с главными элементами не выдержаны по группам пород и особенно в лейкосомах, развитых в кристаллосланцах, хотя иногда намечается некоторое унаследование их от субстрата, которое прослеживается и в более поздних лейкосомах (табл. 3.8). В субстрате и тоналито-гнейсах, а также в группе $IIILc_{1-2}$ отмечаются значимые связи — положительные между нормативным плагиоклазом и мафичностью, между железистостью и содержанием кремния. Таких связей нет в более поздних лейкосомах. Часто, хотя и не всегда, фиксируется положительная связь Si и Rb. Если сравнить матрицы корреляционных связей кристаллосланцев, которые явились, как и тоналиты и гнейсы, субстратом для лейкосом первой вспышки ультраметаморфизма, а также для друзитов интрузии Толстик в районе поселков Лесозаводское, Жемчужки и островов, близлежащих к Толстику, то при практически оди-

Таблица 3.8

Средние значения главных окислов (в мас. %), малых элементов (в г/т) и параметров состава, их стандартные отклонения для пород серий мигматитообразования уч. Толстик и близлежащих островов

Компоненты	I вспышка ультраметаморфизма, Na серия по гнейсам тоналитового состава						II вспышка ультраметаморфизма, K серия, по гнейсам				III вспышка ультраметаморфизма
	gn	gn*	ILc_1^{gn}	ILc_2^{gn}	ILc_3^{gn}	ILc_4^{gn}	ILc_1^{gn}, K	ILc_2^{gn}, K	ILc_3^{gn}, K	ILc_4^{gn}, K	$IIILc_1^{gn}$
n	10/6	7/3	12/8	12/9	18/15	10/9	1	4/4	2/2	4/4	9/9
SiO_2	66.45 ± 3.25	69.55 ± 2.61	71.27 ± 1.97	73.05 ± 1.97	72.47 ± 3.17	73.12 ± 2.06	70.10	71.83 ± 2.25	71.85± 1.77	73.60 ± 0.88	71.67 ± 2.27
TiO_2	0.51 ± 0.12	0.40 ± 0.09	0.28 ± 0.10	0.20 ± 0.10	0.23 ± 0.23	0.15 ± 0.13	0.57	0.26 ± 0.24	0.24 ± 0.06	0.07 ± 0.04	0.25 ± 0.09
Al_2O_3	16.15 ± 1.30	15.33 ± 1.11	14.99 ± 0.73	14.68 ± 0.71	15.48 ± 1.68	15.02 ± 0.87	13.30	14.37 ± 0.32	13.78 ± 0.82	14.19 ± 0.22	14.99 ± 0.81
Fe_2O_3	1.06 ± 0.45	0.65 ± 0.40	0.64 ± 0.37	0.42 ± 0.22	0.31 ± 0.23	0.11 ± 0.07	0.64	0.45 ± 0.26	0.49 ± 0.01	0.16 ± 0.10	0.53 ± 0.26
FeO	2.89 ± 0.69	2.51 ± 0.46	1.91 ± 0.42	1.35 ± 0.62	1.02 ± 0.44	1.25 ± 0.36	3.11	1.43 ± 0.86	1.37 ± 0.11	0.71 ± 0.44	1.54 ± 0.51
MnO	0.07 ± 0.02	0.05 ± 0.01	0.05 ± 0.02	0.04 ± 0.02	0.04 ± 0.02	0.07 ± 0.09	0.07	0.03 ± 0.02	0.02 ± 0.01	0.04 ± 0.04	0.04 ± 0.03
MgO	1.51 ± 0.45	0.98 ± 0.36	0.86 ± 0.23	0.66 ± 0.45	0.46 ± 0.32	0.47 ± 0.32	0.98	0.61 ± 0.42	0.50 ± 0.04	0.25 ± 0.11	0.78 ± 0.79
CaO	4.68 ± 0.72	4.06 ± 0.78	3.79 ± 0.59	3.65 ± 0.60	3.83 ± 0.70	3.09 ± 1.12	2.79	1.89 ± 0.84	1.53 ± 0.05	1.21 ± 0.77	3.61 ± 0.54

Na_2O	4.18 ± 0.24	4.18 ± 0.32	4.26 ± 0.26	4.34 ± 0.32	4.67 ± 0.65	4.84 ± 0.54	3.31	3.20 ± 0.71	3.04 ± 0.64	3.09 ± 0.31	4.39 ± 0.35
K_2O	1.13 ± 0.41	1.09 ± 0.15	1.12 ± 0.47	0.78 ± 0.34	0.72 ± 0.34	0.87 ± 0.43	3.02	4.68 ± 2.04	5.97 ± 0.23	6.21 ± 1.28	0.88 ± 0.24
F	55.75 ± 3.39	62.19 ± 4.51	59.10 ± 4.15	59.45 ± 8.77	61.98 ± 10.4	63.91 ± 10.2	66.00	61.56 ± 5.24	64.01 ± 0.32	62.28 ± 10.3	56.77 ± 4.2
f_0	14 ± 4	10 ± 7	13 ± 7	0.12 ± 0.08	12 ± 7	3 ± 3	9	12 ± 11	14 ± 1	8 ± 11	13 ± 6
Sr	266 ± 254	250 ± 26	292 ± 41	275 ± 47	286 ± 97	251 ± 94	200	260 ± 40	210 ± 18	244 ± 134	312 ± 63
Rb	38 ± 15	41 ± 16	44 ± 16	23 ± 15	21 ± 15	30 ± 26	120	120 ± 28	152 ± 49	203 ± 199	31 ± 12
Zr	197 ± 76	152 ± 29	108 ± 55	124 ± 42	90 ± 45	83 ± 42	291	97 ± 80	550 ± 50	41 ± 29	111 ± 56
'Y	9.2 ± 2.6	6.0 ± 1.0	7.2 ± 2.6	5.0 ± 3.2	4.9 ± 2.1	9.2 ± 13.8	23.0	11.3 ± 13	6.3 ± 5.3	5.4 ± 2.1	6.4 ± 2.9
U	2.9 ± 1.0	4.2 ± 1.4	3.9 ± 2.1	4.6 ± 5.1	2.9 ± 1.1	3.1 ± 1.1	6.0	2.5 ± 0.0	2.5 ± 0.0	3.1 ± 1.3	2.9 ± 1.2
Th	5.0 ± 2.4	5.2 ± 2.8	4.3 ± 2.6	5.9 ± 3.7	4.2 ± 2.4	4.8 ± 6.1	15.0	9.9 ± 6.8	5.8 ± 4.6	4.6 ± 1.5	4.3 ± 2.4
Al'	0.98 ± 0.08	1.0 ± 0.04	0.99 ± 0.04	1.00 ± 0.05	1.01 ± 0.05	1.04 ± 0.07	0.97	1.05 ± 0.03	0.97 ± 0.02	1.02 ± 0.02	1.02 ± 0.05
An'	37.1 ± 3.7	34.9 ± 3.8	348 ± 4.0	32.0 ± 4.2	31.4 ± 4.4	26.1 ± 8.3	31.0	24.0 ± 6.0	20.2 ± 6.6	17.2 ± 11.1	31.4 ± 2.9
maf	11.45 ± 2.76	8.52 ± 2.00	6.94 ± 1.58	5.22 ± 2.39	4.18 ± 1.78	4.81 ± 1.86	9.50	5.42 ± 3.12	4.69 ± 0.74	2.47 ± 1.02	6.28 ± 2.40

наковом количестве значимых связей выявляются сильные отличия в связях главных элементов с Si (табл. 3.9): они фактически отсутствуют, что, возможно, свидетельствует о неравновесности процессов, которые происходили в друзитах после их формирования. Лейкократовая часть рассматриваемых здесь бескалишпатовых серий лучше всего может быть охарактеризована системой Ab—An—Qtz (рис. 3.34). Обращает на себя внимание близость полей гнейсов, промежуточных пород и плагиогранито-гнейсов (ILc_1^{gn}), хотя последнее несколько смещено к стороне Qtz—Ab, а также близость составов ILc_2^{gn}, ILc_3^{gn} и ILc_4^{gn} при некотором смещении к стороне Qtz—Ab и уменьшении An для ILc_4^{gn}. При развитии плагиогранито-гнейсов ILc_1^{sch} по кристаллическим сланцам изменения более существенны, поля ILc_2^{sch} и ILc_1^{sch} совпадают, ILc_3^{sch} дает больший разброс при малом количестве анализов. Поля точек $IIILc_1^{gn}$ и ILc_1^{sch}, $IIILc_1^{sch}$ совпадают и смещены к вершине An; $IIILc_2^{sch}$ близки к $IIILc_1^{gn}$.

Было проанализировано 46 образцов на восьми редкоземельных элементах и 12 малых. Для анализа результатов породы были объединены в группы независимо от состава субстрата. При развитии тоналито-гнейсов по гнейсам, тоналитам и ортосланцам (6 серий) в них отчетливо убывает количество всех редких земель либо во всех сериях, либо в пяти из шести. Для малых элементов эти закономерности проявлены несколько хуже. В ILc_2 как для главных, так и для малых элементов не устанавливается тенденции направленных изменений; в то же время для редких земель, кроме Sm, намечается их уменьшение по сравнению с ILc_1 (рис. 3.31, *а—з*; 3.32). В ILc_3 и ILc_4 тенденция направленных изменений содержаний всех элементов, в том числе и редких земель, особенно усиливается. Изменения, связанные с мигматитообразованием II вспышки, для главных и малых элементов аналогичны рассмотренным сериям, но поведение REE иное: $IILc_1$ по сравнению с друзитами обогащены LREE, $IILc_3$ по сравнению с $IILc_1$ уже обогащены всеми редкими землями, Lc_4, наоборот, деплетированы ими, как и некоторыми другими элементами. Поведение в $IIILc_1$ аналогично ранним лейкосомам (рис. 3.32). Корреляционная матрица для анализированных элементов (в количестве 32 элементов, включая главные) для четырех групп пород — субстрат → ILc_1 → ILc_{2-4} → → $IIILc_{1-2}$ — показывает минимальное количество значимых связей для Lc_1 и более высокое для объединенной группы более молодых лейкосом (табл. 3.9). В Lc_1 количество связей REE друг с другом минимально, максимально — в лейкосомах 2—4 генераций. Характерны связи Eu с другими редкими землями в ILc_{2-4} и $IIILc_{1-2}$, в том числе и с другими элементами, такими

Таблица 3.9

Количество (N_r) значимых корреляционных связей между главными элементами и значимые связи (с вероятностью 95 %) этих элементов с Si для пород серий мигматитообразования уч. Толстик

Группа	n	N_r	Элементы, значимо связанные с Si
Gn	9	11	— (Ti, Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Ca)
↓ ILc_1	13	24	— (Ti, Fe^{2+}, Mn, Mg, P)
↓ ILc_2	17	24	— (Ti, Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Ca, Loi)
↓ ILc_3	21	20	— (Al, Fe^{2+}, Na, P, Loi)
↓ ILc_4	15	14	— (Ti, Al, P)
Sch	12	19	— (Ti, Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn, Ca)
↓ ILc_1	8	8	— (P, Loi)
↓ ILc_2	7	13	— (Ti, Loi)
↓ ILc_3	6	5	— (Al, Fe^{3+})
↓ ILc_1^m	6	13	— (Ti, Fe^{2+}, Ca, P)
↓ ILc_4	2		
$IIILc_1^{gn}$	9	23	— (Ti, Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, K, P, Loi)
$IIILc_1^{sch}$	14	24	— (Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn, Mg, Ca)
$IIILc_2^{gn, sch}$	5	6	— (Al, Ca, Na) + (Mn, K)
IIIDr	16	14	— (Mn, Mg) + (Ti, P)
↓ $IIILc_1^{Dr}$	5	6	— Mg
$IIDr^{ZH}$	13	14	— (Mg, Ca) + (Na, K)
$IIDr^{LZ}$	14	14	+ P
gn + sch	21	30	— (Ti, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn, Mg, Ca)
↓ ILc_1	21	25	— (Ti, Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn, P, Loi)
↓ ILc_2	24	27	— (Ti, Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Na, Loi)
↓ ILc_3	27	19	— (Al, Fe^{2+}, Mg, Na, P)
↓ ILc_4	17	17	— (Ti, Al, P)
$IIILc_1^{gn + sch}$	25	40	— (Ti, Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn, Mg, Ca, P, Loi)
↓ $ILc_2^{gn + sch}$	5	6	— (Al, Mn, Ca, Na, K)

Примечание. N_r — число значимых корреляционных связей (с вероятностью 95 %); gn, sch, gn + sch — гнейсы, кристаллические сланцы, объединенная группа гнейсов и сланцев; ILc_1, ILc_2 и т. д. — лейкосомы последовательных генераций мигматитов с возрастом около 2.7 млрд лет. Индекс наверху или стрелки сбоку показывают, в каких породах развиты лейкосомы. IIIDr — друзиты Толстика и ближайших островов с возрастом 1.8 млрд лет, $IIDr^{ZH}$ и $IIDr^{LZ}$ — друзиты Жемчужки и интрузии Толстика—Лесозаводское с возрастом около 2.4 млрд лет; n — количество образцов. В нижней части таблицы приведены данные по объединенным лейкосомам в гнейсах и сланцах.

как Ti, Rb, Fe,Ca, Al, Si и т. д. Связь суммы редких земель с мафическими элементами достаточно характерна в отличие от предыдущего уч. Тупой губы, для всех групп, кроме Lc_1, и свидетельствует о возможной пространственной связи акцессориев, содержащих REE, с биотитом или эпидотом.

Чтобы объяснить указанные особенности составов рассматриваемых пород обратимся к результатам исследования флюидных включений и состава флюидов для оценки давления и минерализации растворов. Флюидные включения были изучены Е. А. Вапником по стандартной методике с использованием термо- и криокамер (Реддер, 1987; Глебовицкий и др., 1993). В кварцах, иногда в гранатах всех генераций лейкосом были обнаружены включения CO_2, N_2, H_2O+CO_2, водные, в различной степени минерализованные. Гистограммы распределения температур гомогенизации (T_h) включений CO_2 ($T_m = -56.6°$, гомогенизация в жидкую фазу), а следовательно и плотностей CO_2, построены для всех морфологических типов включений, среди которых преобладающими являются первично-вторичные, располагающиеся по микрозонам, не выходящим за пределы зерна. Включения, относящиеся к первичным, отмечаются редко, как и зоны вторичных включений, секущие границы зерен. Интервалы вариаций T_h наиболее широкие для ILc_4 и ILc_3 (от −45 до 30 °С), узкий для ILc_1 (от −10 до 30 °С) и $IIILc_1$ (от −15 до 25 °С), промежуточный для ILc_2 (от −25 до 32 °С) и совсем узкий для $IIILc_2$ (от 10 до 25 °С). Включения, отнесенные к первичным, также имеют широкие вариации плотностей в пределах каждой генерации и не всегда являются наиболее плотными, хотя тенденция возрастания их плотности (уменьшение T_h) отмечается от ILc_1 к ILc_4, так же как и максимальных плотностей первично-вторичных включений. Если соотнести последние с температурой примерно 700 °С, то тенденция изменения давления флюида, равного общему давлению, такова:

$$ILc_1 \rightarrow ILc_2 \rightarrow ILc_3 \rightarrow ILc_4 \rightarrow IIILc_1 \rightarrow IIILc_2$$
5.2 6.1 7.5 6.9 5.3 3.8 кбар

Анализ температур эвтектики (T_e) и начала плавления льда (T_m) в водных включениях показывает следующее.

1. Преобладающими являются хлориды Ca при незначительном распространении хлоридов Na и K (Борисенко, 1982).

2. В пределах каждой генерации лейкосом минерализация меняется от нуля до 23 % эквивалента $CaCl_2$ для ILc_1, ILc_2, ILc_3, снижается до 20 % в ILc_4 и $IIILc_1$, будучи самой низкой в $IIILc_2$. Такие вариации состава возможны только для разновременных

Таблица 3.10

Средние значения отношений H/C (x) и стандартные отклонения (σ) для пород Тупой губы по данным газовой хроматографии

Группа пород	n	x	σ	Группа пород	n	x	σ
Гнейсы	4	31.91	18.37	Тоналиты	7	64.45	18.80
Габброиды	6	24.95	14.71	Трондьемиты	3	25.94	7.27
Измененные габброиды	8	46.36	17.12	IIIc$_{1-2}$	8	49.08	27.69
Гранитизированные гиббро:	3	22.54	15.21	IIIc$_3$	2	45.77	27.00
IIc$_{1-2}$	4	19.89	3.81	IIIc$_4$	7	32.92	8.64
IIc$_3$	4	13.33	4.93	IIIc$_5$	10	33.14	16.27
IIc$_4$	5	27.50	16.95	II[γ_6]	7	28.41	6.15

Примечание. n — количество анализов.

включений или неполностью перенаполненных на регрессивных стадиях.

Обратимся к данным газовой хроматографии, отдавая себе отчет в недостаточном количестве анализов (30 проб). Следует отметить уменьшение общего газовыделения ($CO_2 + CO + H_2 + H_2O + CH_4$) и отношения H/C от исходных пород к лейкосомам мигматитов (табл. 3.10, рис. 3.35). При нагревании проб до 800 °C некоторое количество H_2O (OH или H_2), возможно, экстрагировалось при разложении слюдистых минералов. С другой стороны, отрицательная корреляция между величинами H/C

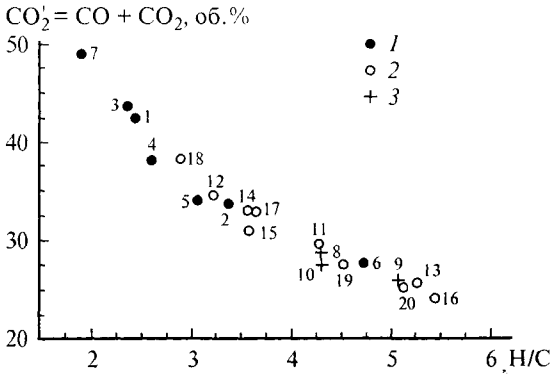


Рис. 3.35. Диаграмма CO_2'—H/C для кварцевых пород Тупой губы.

Лейкосомы мигматитов пород гранулитовой (*1* — точки № 1—7) и амфиболитовой (*2* — точки № 12—20) фаций и разделяющих их тоналитов (*3* — точки № 9—11). Цифры около точек соответствуют номерам образцов (Седова и др., 1995).

и CO_2 в пробах при отсутствии карбонатов свидетельствует о том, что практически не разлагались водные минералы в указанном интервале температур и определяемые газовые компоненты связаны с флюидными включениями и дефектами кристаллической структуры. Важно отметить возрастание CO_2 и убывание H/C при переходе от ранних автохтонных гранитоидов ILc_1 и $IILc_1$ к лейкосомам ILc_2, ILc_3, ILc_4 и $IIILc_2$ соответственно.

Участок горы Жемчужки. Третий участок, где проявлены процессы ультраметаморфизма в виде двух вспышек в друзитах горы Жемчужки и вмещающих гнейсах тоналитового состава с пластовыми телами амфиболитов и биотит-гранатовых гнейсов, рассмотрим очень коротко. Возраст друзитов определен в 2.45 млрд лет. Две вспышки ультраметаморфизма можно выделить в этом участке. Поздняя (вторая) по морфологии сопоставима со свекофеннской и фиксируется в виде проявления двух генераций лейкосом, как и в районе Толстика. Возраст ранней вспышки точно не определен. Возможно, она имела место сразу после внедрения габброидов. Возникает по крайней мере четыре генерации лейкосом (Lc_{1-4}), ранние из которых приурочены к ОП изоклинальных складок и изгибаются в более поздние складки, по осевым поверхностям которых развиваются ILc_2. Лейкосомы ILc_3 занимают преимущественно секущее положение, $IILc_4$ представлены более крупнозернистыми пегматоидными разновидностями, иногда зонального строения. С ними связано появление скоплений или порфиробласт калишпата в гнейсах. В наиболее слабо измененных габброидах отмечаются тонкие лейкократовые, слабодеформированные жилки гранитов, которые не сопоставимы с определенной генерацией лейкосом, иногда сильно обогащенные гранатом. Лейкосомы $IILc_{1-2}$ генерации, аналогичные по морфологии лейкосомам $IIILc_1$ и $IIILc_2$ такой же генерации в районе Толстика, встречаются постоянно. Особенно они узнаются в друзитах и условно относятся к свекофеннскому времени.

К сожалению, породы участка Жемчужки охарактеризованы отдельными химическими анализами, поэтому мы можем говорить только о тенденциях в отличии содержаний главных и некоторых малых элементов в лейкосомах двух участков, которые принадлежат к разным по возрасту образованиям — позднеархейскому и раннепротерозойскому. Базиты Жемчужки отличаются от исходных для кристаллических сланцев основного состава района Толстика и островов с более низкими содержаниями Si, Ti, Al, Fe^{3+}, Sr и высокими Fe^{2+}, Mg, Ca, Rb, Zr, Th. Плагиогранито-гнейсы (ILc_1) близки в обоих регионах, только в первых содержится больше калия. В гранито-гнейсах Жем-

чужки (калиевая серия) отмечаются более высокие содержания Ti, Fe^{3+}, K, Rb, Zr, Y, U, Th и низкие Al, Na, Sr. Отличия наблюдаются и для других генераций лейкосом, хотя для разных генераций закономерности изменения состава неодинаковы. Наиболее устойчивы как в плагио-, так и в калиевых лейкосомах Жемчужки более высокие содержания Fe^{2+}, Mg, в калиевых сериях — K относительно лейкосом Толстика (рис. 3.30). Количество разновидностей с калишпатом увеличивается в районе Жемчужки к поздним генерациям. Так, на лейкосомы калиевой серии в последнем приходится 60 % (из 24 образцов) в разных генерациях при вариациях K_2O от 3.71 до 5.88 %, тогда как в плагиоразновидностях от 0.63 до 2.37. Лейкосомы калиевой серии Толстика составляют 13 % (из 123 обр.) при вариациях средних в калиевых сериях 3.02—6.24, в натриевых 0.41—1.37 %. Следует обратить внимание, что в натриевых разновидностях калишпат почти постоянно присутствует межгранулярно, причем порог появления последнего соответствует значениям K_2O около 0.9—1.2 %, что свидетельствует о высокой активности калия и высоком потенциале O_2, характерном для всего Беломорья.

Некоторые результаты. Одна из основных целей исследования — выявить преобладающий процесс ультраметаморфизма при развитии каждого конкретного члена серий гранитообразования. Кроме морфологических признаков, геологического и петрологического анализа решению поставленной задачи помогают изучение типов флюидных включений, их состава и эволюции во времени, находки расплавных включений, исследование особенностей химического и флюидного состава пород и минералов, моделирование процессов плавления и кристаллизации на основании геохимии малых и редкоземельных элементов.

На Тупогубском участке процессы ультраметаморфизма в условиях гранулитовой и начальных стадий амфиболитовой фации (соответственно I и II вспышек ультраметаморфизма) приводят к формированию послойных мигматитовых лейкосом нескольких генераций с увеличением их мощности и затем ветвистых мигматитов. Процессы калишпатизации развиваются в течение II вспышки ультраметаморфизма после формирования $IILc_3$.

Ряд экспериментальных и теоретических работ по плавлению основных пород, тоналитов, глиноземистых гнейсов указывают на возможность формирования лейкосом мигматитов в процессе парциального плавления в условиях, близких к обстановке метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций (Мигматиты, 1988; Thompson, 1988; Clemens, Vielzeuf, 1987; Rushmer, 1991; Wolf, Wyllie, 1991; Beard, Lofgreen, 1991; Scjerlie, Jonsten, 1992;

Scjerlie et al., 1993; Вольф, Уайли, 1991; Жариков, Ходаревская, 1995). Факт уменьшения содержаний K, Rb, Ba в ранних лейкосомах относительно субстрата и некоторое их накопление в поздних лейкосомах при близком содержании Sr объясним только в том случае, если в плавление не вовлекались минералы, содержащие K, такие как биотит и роговая обманка; это возможно в присутствии свободной воды во флюиде и при достаточно высокой ее фугитивности, возрастающей к ILc_4, что отмечалось выше. Указанные закономерности изменения содержания этих элементов не воспроизводятся при моделировании рассматриваемых процессов с помощью модели частичного равновесного плавления (Allegre, Minster, 1978; Hanson, 1978), где в качестве источника использовались средние составы метагаббро, гнейсов и мигматита, рассчитанного суммированием состава гнейса и лейкосом трех генераций в пропорциях, определенных для конкретного обнажения (обн. 133). Установленные тенденции изменения содержаний некоторых малых элементов в ILc_{1-2}, расположенных в ортосланцах, лучше воспроизводятся при использовании модели равновесной кристаллизации расплава, образованного при 10 %-ном плавлении метагабброидов (рис. 3.31). В гнейсах обн. 133 распределение ряда элементов отчасти согласуется с моделью равновесной кристаллизации расплава, возникшего при 20 %-ном плавлении расчетного состава мигматита. Лейкосома ILc_3 может рассматриваться как остаточный расплав. Ранние лейкосомы II вспышки ультраметаморфизма по распределению некоторых элементов могут возникнуть при плавлении и кристаллизации тоналита, $IILc_4$ воспроизводятся из остаточного расплава, $IILc_5$ с учетом реальных объемов и высоких содержаний K и Rb невозможно смоделировать на основании используемых моделей частичного плавления и равновесной кристаллизации.

Анализ данных о распределении REE в тупогубских породах, сравнение их с имеющимися в литературе материалами по подобным образованиям показывают, что невозможно объяснить эти особенности распределения REE с помощью применения какой-либо одной модели, например модели равновесного плавления и кристаллизации. Несколько лучше реальные составы, касающиеся ранних лейкосом, развитых в гнейсах, согласуются с моделью неравновесного плавления. Расчет проводился для двух конкретных серий лейкосом, возникающих в условиях гранулитовой фации в гнейсах и метагабброидах, по модели неравновесного плавления (MI) и равновесного парциального плавления (MII, batch melting). По содержанию преимущественно LREE ранние лейкосомы Lc_2 соответствуют вы-

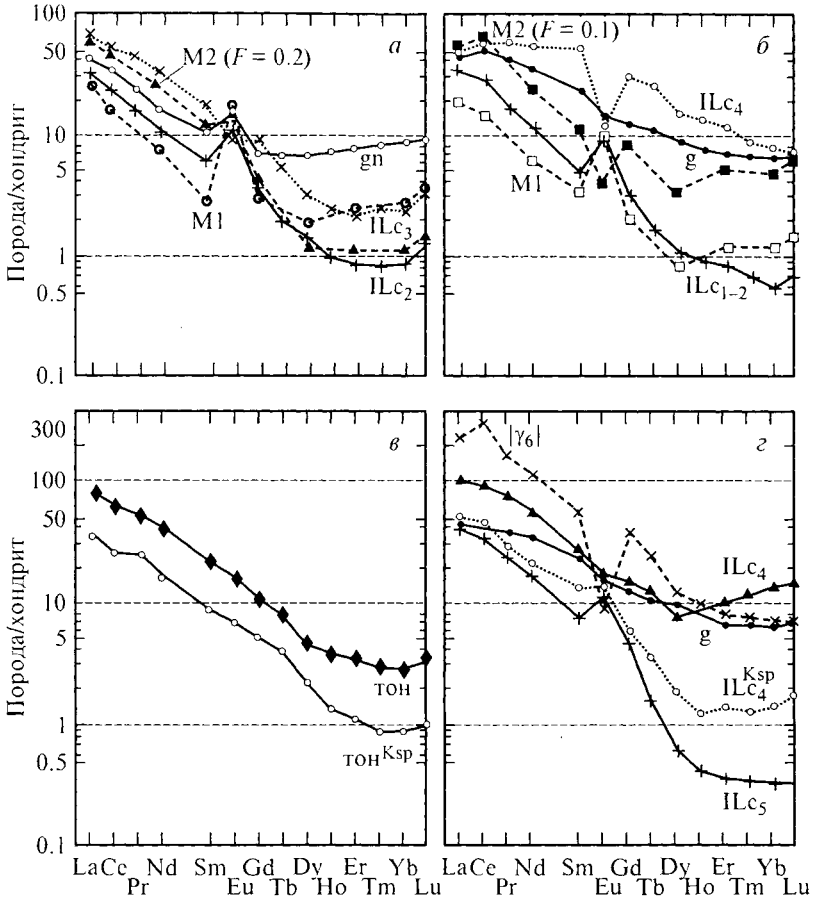


Рис. 3.36. Нормированные на хондрит содержания редких земель в сериях мигматитов участка Тупая губа.

gn — биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы, sch — кристаллические сланцы основного состава, gn*, sch* — они же, гранитизированные, mg — метагабброиды краевой части интрузии друзитов Толстика, Dr — друзиты свекофеннского возраста. $ILc_{1,2,3,3',4}$, $IILc_{1,2,3,4}$, $IIILc_{1,2}$ — лейкосомы мигматитов I, II и III вспышек ультраметаморфизма соответственно. На рис. *а* ILc_3 и ILc_3 — секущая и согласная лейкосомы соответственно.

плавкам из принятого за источник гнейса (MI) и не согласуются с рассчитанными содержаниями Er,Tm,Yb, Lu. Тренд для Lc_3 по LREE наиболее близок для M2 — равновесное плавление (рис. 3.37—3.40). В серии габбро → Lc_{1-2} лейкосома располагается между трендами расчетных составов в части LREE по MI и M2, сближаясь с трендом MII. Лейкосомы ILc_4, обогащенные

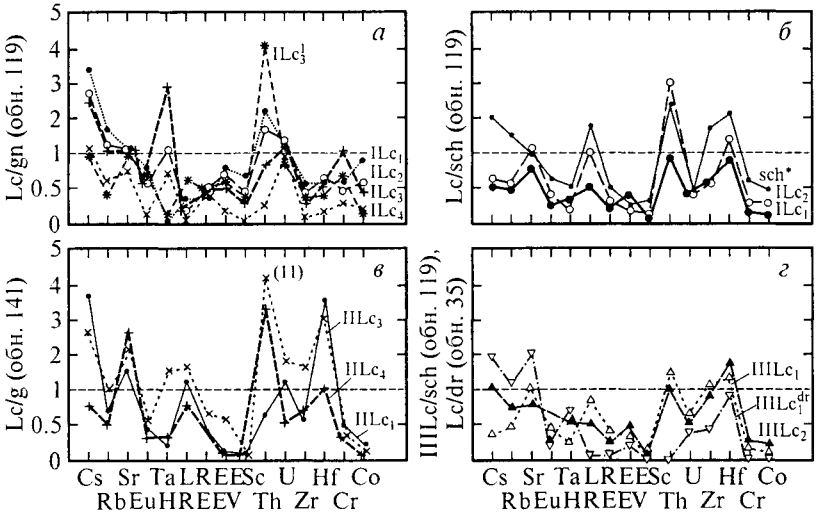


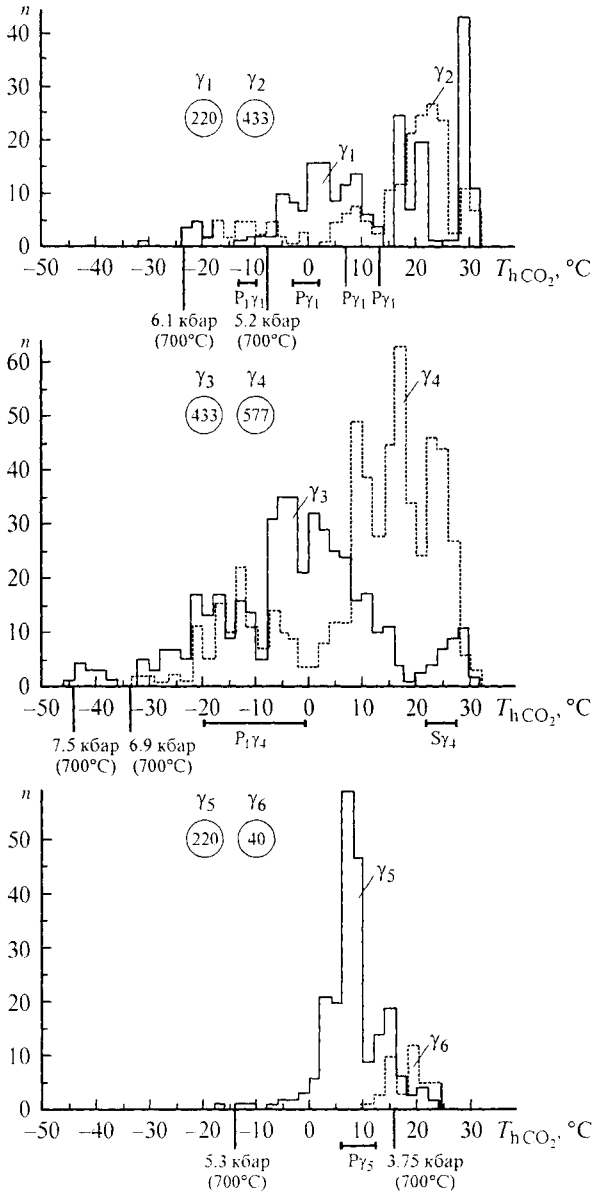
Рис. 3.37. Нормированные на источник содержания малых элементов. Eu, LREE и HREE в сериях мигматитов обн. 119 (*а*, *б*), 147 (*в*), 119 и 35 (*г*).

относительно метагаббро всеми REE, кроме Eu, не выводятся из исходных габброидов. Для второй вспышки плавления в связи с большой неоднородностью пород и постоянной сохранностью реликтов пород гранулитовой фации среди мигматитов и гранитизированных тоналитов, на которые наложены образования типа гранито-гнейсов и генераций лейкосом типа $IIILc_5$, пока не удалось воспроизвести расчетных составов, согласующихся с реальными. Кажется, что это является еще одним косвенным подтверждением открытости системы при процессах ультраметаморфизма и возможности метасоматоза на заключительных стадиях I и II вспышек ультраметаморфизма.

К такому же выводу нас приводит и анализ расположения точек на диаграммах системы Ab—Qtz—An (рис. 3.40) для плагиогранитоидов и Ab—An—Qtz—Or для калишпатовых разновидностей. Так, точки лейкосом ILc_{1-2} и ILc_3 относительно субстрата смещены в сторону котектической линии. Увеличение

Рис. 3.38. Гистограмма распределения температур гомогенизации (T_h) включений CO_2 для плагиогранито-гнейсов и лейкосом мигматитов I и III вспышек ультраметаморфизма (участок Толстик и прилегающих островов).

n — количество включений. В кружках — общее количество включений для каждой генерации лейкосом. Вместо обозначения лейкосом «Lc» разных гене-



раций используется индекс «γ». $IL_{1,2,3,4} = \gamma_{1,2,3,4}$, $IIILc_{1,2} = \gamma_{5,6}$. На оси абсцисс показаны $P_{\gamma i}$ для максимально плотных включений при 700 °С, интервалы плотностей, или плотности первичных включений (группа I) $p\gamma_i$, $p\gamma_4$ и вторичных включений (группа III) $s\gamma_4$. Остальные включения первично-вторичные (группа II).

количества лейкосомы к поздним генерациям, возрастание в них мафических компонентов и щелочей, особенно Na, при падении нормативного Qtz в части проб может свидетельствовать либо о некотором повышении температуры, либо, скорее, о стабилизации температуры на определенном уровне при одновременном повышении концентрации воды в расплаве. Это подтверждается данными газовой хроматографии, укрупнением зернистости поздних лейкосом относительно ранних и положением точек на диаграмме. С другой стороны, растянутость поля лейкосом ILc_4 может быть связана не только с изменением P_{H_2O}, но и с неполным плавлением субстрата и сохранностью реститовых минералов, плавающих в расплаве, а также с явлениями Na-метасоматоза, который предшествовал плавлению и далее протекал параллельно с ним. Ранние лейкосомы III вспышки ультраметаморфизма могли быть выплавлены из тоналитов. В то же время появление калишпатовых разновидностей $IIILc_4$ и $IIILc_5$ обязано повышению концентрации CO_2 в расплавах и невозможно без притока K глубинных флюидов.

В районе п-ова Толстик и прилегающих островов ультраметаморфизм (I вспышка) начинается с образования плагиогранито-гнейсов и только позже формируются мигматиты с несколькими генерациями лейкосом. Особенности химического и флюидного состава плагиогранито-гнейсов ILc_1 и $IIILc_1$ и их отличие от лейкосом ILc_2, ILc_3, ILc_4 и $IIILc_6$ по поведению REE, повышение в них содержания CO_2 и понижение величины H/C (рис. 3.35), возрастание окисленности свидетельствуют о различии участвующих в их формировании процессов. Редкие находки включений раскристаллизованных расплавов в лейкосомах мигматитов (Мигматизация..., 1985) указывают на участие в их формировании процессов парциального плавления, хотя полученные температуры гомогенизации (около 800 °C) достаточно высоки для условий амфиболитовой фации. Возможно, это связано с потерей включениями воды. Обращает также на себя внимание тот факт, что ILc_2, ILc_3 и ILc_4 характеризуются меньшим содержаниями Rb и K, чем исходные для них породы: гнейсы, плагиогранито-гнейсы, кристаллические сланцы. Подобная картина наблюдается и в тупогубских мигматитах, а это свидетельствует о том, что в плавлении не участвуют биотит и роговая обманка, а вовлекаются только лейкократовые минералы. К ILc_4 происходит слабое обогащение K и Rb; $IIILc_1$ обеднены Rb и K относительно гнейсов и сланцев; в $IIILc_2$ фиксируется обогащение K и Rb, как и в ILc_4. Редкие земли в целом убывают в сериях мигматитообразования, давая исключения во второй генерации лейкосом, что может свидетельствовать

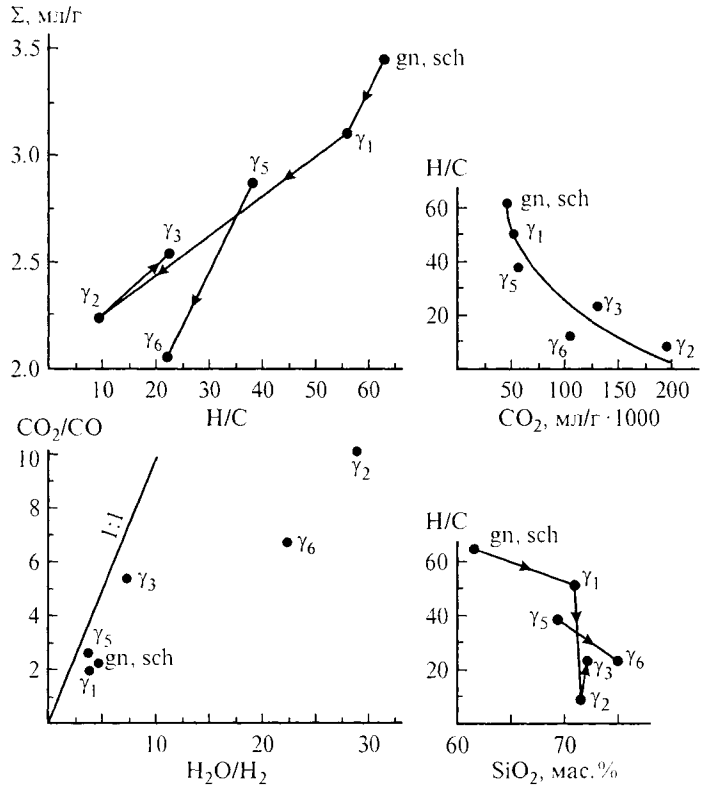


Рис. 3.39. Соотношение флюидных компонентов в породах п-ова Толстик и прилегающих островов (по данным газовой хроматографии).

Диаграмма построена для средних значений флюидных компонентов или их отношений. Σ (общее газовыделение) = $H_2 + CO + CO_2 + CH_4 + H_2O$. Вместо $ILc_{1,2,3,4}$ использованы индексы $\gamma_{1,2,3,4}$, а вместо $IIILc_{1,2}$ — $\gamma_{5,6}$.

о разной природе их формирования на этом этапе, что возможно при равновесном парциальном плавлении в одних случаях и неравновесном в других. Формирование поздних лейкосом могло происходить в результате образования остаточных расплавов при кристаллизации ILc_{2-3}.

Если обратиться к конкретным сериям гранитообразования, то поражает факт близости составов исходных пород (гнейсов), плагиогранито-гнейсов и лейкосом, которые можно в ряде случаев рассматривать как выплавки в системе Ab—An—Or—Qtz и ее сечениях. Как отмечалось, ILc_1 и ILc_1^{mob}, которые по возрасту близки к ILc_3, также очень близки друг к другу; последние в отличие от первых обладают признаками мобильности, затекают

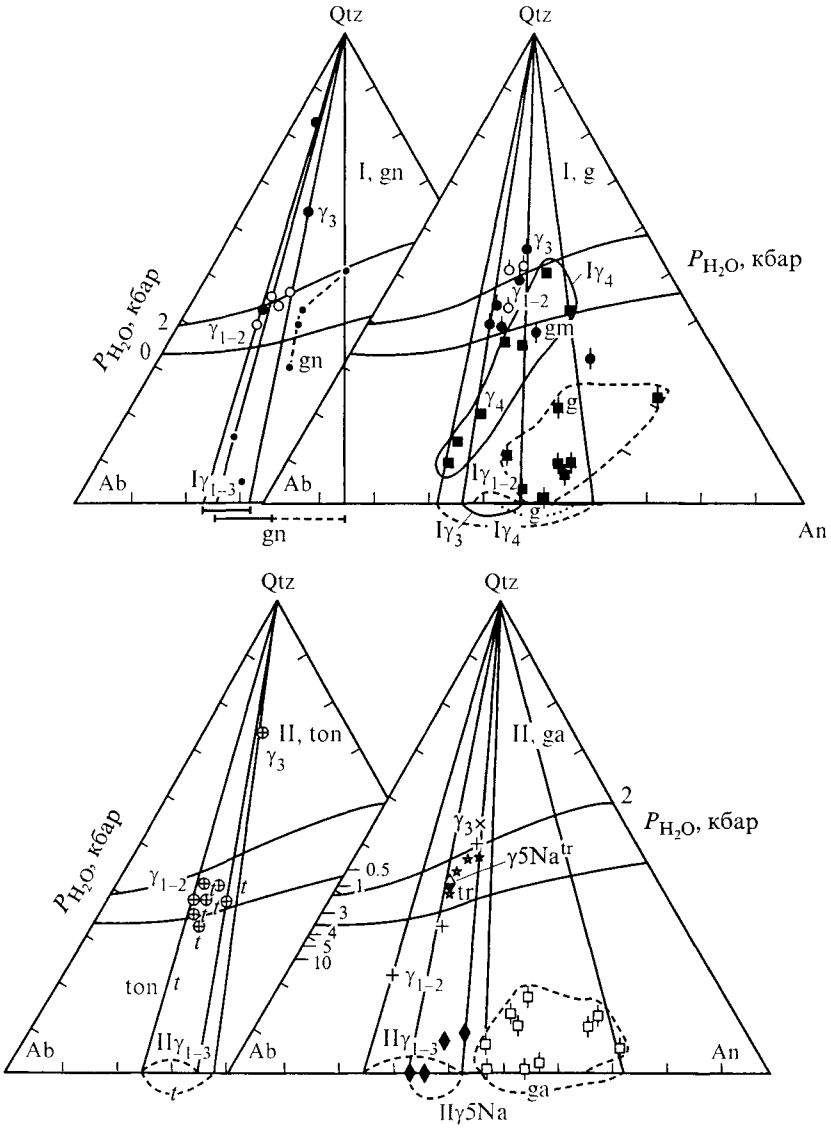


Рис. 3.40. Диаграмма Ab—Qtz—An для исходных пород и лейкосом I и II вспышек ультраметаморфизма участка Тупой губы в гнейсах (gn), метагабброидах (g), тоналитах (ton), кристаллосланцах, интенсивно измененных в условиях амфиболитовой фации (ga).

Вместо используемых в тексте обозначений ILc_{1-2}, ILc_3, ILc_4 на рисунке применены индексы γ_{1-2}, γ_3, γ_4; вместо $IILc_{1-2}$, $IILc_3$, $IILc_5$ — γ_{1-2}, γ_3, $\gamma_{5\ Na}$; tr — трондьемиты. На стороне Ab—An показаны пределы вариаций нормативных составов плагиоклазов в разновидностях пород. Проведены котектические ли-

в друзиты при их будинаже, содержат переориентированные ксенолиты ранних мигматитов. Кроме того, следует отметить и разнонаправленность трендов выплавления. Устойчиво только уменьшение мафических компонентов в сериях гранитообразования (табл. 3.9). По-видимому, расплавы, которые возникали в плагиогранито-гнейсах при сегрегации в жилы, вовлекали твердые остатки лейкократовых минералов, нарушая при этом направленность трендов выплавления. В то же время способствовали плавлению в каждом конкретном случае разные факторы: незначительное повышение температуры, повышение фугитивности воды во флюиде, которая возрастала в связи с увеличением давления по мере развития плавления, и изменение концентрации CO_2 и H_2O (величина H/C убывает от ILc_1 к ILc_4 и от $IIILc_1$ к $IIILc_2$). Основываясь на полученных значениях давления флюида по включениям и мольной доли воды во флюиде, предполагая, что соотношения компонентов флюида отражают момент формирования соответствующей генерации лейкосом и не нарушались на регрессивной стадии, можно сделать заключение о том, что парциальное давление воды менялось следующим образом:

	ILc_1	ILc_2	ILc_3	ILc_4	$IIILc_1$	$IIILc_2$
P_{fl}	5.1	6.1	7.5	6.9	5.3	3.8 кбар
P_{H_2O}	3.1	3.2	5.9		3.6	3.2 кбар

Важно отметить, что самое высокое P_{H_2O} свойственно Lc_3. Они содержат также максимальное количество Al_2O_3 + CaO, что связано, судя по экспериментальным данным, либо с повышением температуры их расплавов, либо с повышением P_{H_2O} (Жариков и Ходаревская, 1995; Beard, Lofgreen, 1991). Серия $IIILc_1^{sch} \rightarrow IIILc_2^{sch}$ имеет иную направленность изменения P_{H_2O} и P_{fl}; возрастание количества Si при уменьшении содержаний Al + + Ca и отношения Na/K могут быть связаны не только с уменьшением P_{H_2O}, но и с падением температуры.

Формирование калишпатовых разновидностей, как отмечалось выше, не является повсеместным. Чаще всего калишпат возникает в ILc_4, в более ранних генерациях лейкосом и плагиогранито-гнейсах он развит межгранулярно и в виде порфиробласт. Выявляются зоны насыщения этим минералом, обычно ассоциирующиеся с интрузивными телами калиевых

нии кварц—плагиоклаз при P_{H_2O}, равных 0 и 2 кбар. Данные собраны из разных источников (Kravtsova, 1994). Более подробные сведения — в статье Седова и др. (1998).

гранитов. По экспериментальным данным, его появление связано с более низкими температурами, количество его увеличивается с повышением давления в сухих системах (Жариков, Ходаревская, 1995). Возможно, что переносчиками K являются флюиды, обогащенные CO_2 и связанные с указанными гранитами.

Таким образом, в Беломорском поясе преобладающим процессом ультраметаморфизма в условиях гранулитовой фации было частичное плавление в открытой системе, в которую флюидным потоком привносились Na и Si. Вторая вспышка ультраметаморфизма (амфиболитовая фация) начиналась парциальным плавлением и завершалась широким проявлением метасоматоза на фоне продолжающегося плавления и кристаллизации анатектического расплава. Эти две вспышки достаточно сближены и относятся к одному тектоно-метаморфическому циклу. В районе Толстика и островов во время первой вспышки ультраметаморфизма в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений широко проявлены процессы метасоматической подготовки, когда возникали тела небулитов (плагиогранито-гнейсов). Далее прогрессивно развивался процесс парциального плавления с переходом к стадии диатексиса и формированию мелких коровых магматических очагов. Вторая вспышка ультраметаморфизма проявлена локально и сопоставима с ранней вспышкой в районе Жемчужки. В процессе третьей вспышки ультраметаморфизма все процессы оказались сближенными во времени. Поздние ветвистые и сетчатые мигматиты с крупнозернистыми и пегматитовыми лейкосомами являются продуктами кристаллизации остаточных анатектических расплавов при понижении температуры и флюидного давления. Следует подчеркнуть, что вспышки ультраметаморфизма, описанные для Толстика и Жемчужки, существенно отличаются от тех, что выделены для Тупой губы. Если в первых двух вспышки относятся к разным тектоно-метаморфическим циклам, то для последней они отвечают одному циклу.

ВЫВОДЫ

Суммирование всех данных по геологии, литологии супракристаллов, петрологии магматических и метаморфических комплексов, изотопной геохронологии дает возможность с достаточной достоверностью воссоздать общую картину строения и эволюции Беломорского подвижного пояса (табл. 3.11). Отметим наиболее существенные результаты исследований.

Таблица 3.11

Главные этапы развития Беломорского подвижного пояса

Тектоно-метаморфический цикл	Возраст, Ма	Комплексы изверженных пород, соответствующие структурам и определяющие возраст метаморфизма
Свекофеннский	1922—1906	Формирование Лапландского аллохтона (**главная стадия коллизии типа «континент—континент»**), зоны сдвиговых деформаций вдоль поверхностей гигантских надвигов, высокоградный и **высокобарный метаморфизм с компрессионным трендом охлаждения**
	1969—1912	Поздние зоны растяжения, эндербиты, чарнокиты, богатые калием граниты (пред- и синколлизионные)
Селецкий	2400—2330	Поздние зоны сдвиговых деформаций, граниты, граносиениты, пегматиты, ретроградный метаморфизм
	2450—2405	Начальные стадии **тектоники растяжения (рифтогенеза)**: ранние зоны сдвиговых деформаций с горизонтально ориентированным растяжением, богатые калием граниты, гранодиориты, габбро, габбро-нориты, лерцолиты, габбро-анортозиты («друзиты»), **высокоградный и высокобарический метаморфизм с изобарическим трендом охлаждения**
Позднереболький	2690—2620	Поздняя (**постколлизионная**) стадия развития Беломорского аллохтона: зоны сдвиговых деформаций и системы складок, локальный **высокобарический метаморфизм с последующей декомпрессией, мигматизация, появление анатектических тронд'емитов**
	2715—2730	Главная стадия развития Беломорского аллохтона: (**коллизия окраины микроконтинента и вновь возникшей коры из ювенильных источников**), зоны сдвиговых деформаций на границах покровов, смятие ранних покровов в изоклинальные складки, плутониты толеитовой и известково-щелочной серий, **высокобарический и высокоградный метаморфизм, которому предшествовали доколлизионные гранулиты**
	2740—2780	Формирование тоналит-трондьемитовой плутонической ассоциации, рост новой континентальной коры
	2800—2870	Ранняя стадия развития Беломорского аллохтона: **субдукция «океанической» коры** (вещество мафических зон в Хетоламбинском покрове) под Карельский микроконтинент, формирование известково-щелочной серии вулканитов (Кертский зеленокаменный пояс), внедрение древнейших тоналит-трондьемитовых плутонов, формирование аккреционной призмы, сложенной чупинскими парагнейсами

1. На рассматриваемой территории в позднем архее в глубинных условиях была сформирована покровно-надвиговая структура, которая в раннем протерозое испытала существенную тектоно-метаморфическую переработку.

2. В развитии Беломорского аллохтона выделяется два существенно разных этапа. Во время первого из них (2880—2850 млн лет), когда БПП существовал как аккреционный ороген, происходили обособление Хетоламбинского и Чупинского покровов, их субдукция под древний континент (или микроконтинент), существовавший на месте Фенно-Карельского кратона, и формирование вблизи него вулканической дуги (Керетский и Тикшозерский пояса). Первоначальное залегание Чупинского покрова под Ковдозерским доказывается залеганием первого из них в тектонических окнах в пределах последнего. Второй этап (2730—2580 млн лет) — это превращение БПП в коллизионный ороген, когда происходило столкновение вновь образованной в пределах сначала юной, а затем зрелой островной дуги новой континентальной коры и края континента. Результатом были смятие покровов в гигантские изоклинальные складки, опрокинутые в сторону континента, и надвигание крупных тектонических пластин в том же направлении. К этому времени относится проявление главного метаморфического события — формирование гранулитов на юго-западной окраине пояса, дальнейшее их компрессионное охлаждение и декомпрессия в конце него с широким проявлением ультраметаморфизма.

3. Самыми древними комплексами пород БПП являются базит-гипербазитовые ассоциации мафических зон (2870—2860 млн лет) и супракрусталы существенно метаосадочной чупинской толщи (2860—2850 млн лет). Первый из этих двух комплексов с известной долей условности может быть интерпретирован как своеобразная офиолитовая ассоциация и (или) отчасти как вулканиты океанических дуг. Вторая ассоциация содержит в себе в незначительных количествах основные и кислые вулканиты (метадациты), но представлена главным образом метаграувакками из смешанного источника, которыми могут быть как океанические дуги, так и вулканиты, выявляющиеся в самой супракрустальной толще. Дальние источники детритового материала не играли почти никакой роли. Чупинская толща, вероятнее всего, накапливалась в предостроводужном бассейне, а затем составила основной объем аккреционной призмы в зоне субдукции.

4. Сам процесс нового корообразования выражался прежде всего в формировании огромных объемов пород тоналит-трон-

дьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации, которые всегда выступают как более молодые образования по отношению к породам мафических зон и к супракрусталам чупинского комплекса. Устанавливаются по крайней мере два периода формирования плагиогранитоидных серий. Ранний период (2780—2740 млн лет) ознаменовался внедрением геохимически однородного комплекса тоналитов, отделенных от деплетированной мантии непосредственно перед этим и имеющих очень короткую коровую предысторию. Более поздний (2670—2680 млн лет) период характеризовался возникновением сходных пород ТТГ-ассоциации, но из существенно отличных источников. Возможно, что частично продолжал поступать ювенильный материал, но значительную роль в это время приобретают коровый источник и механизмы парциального плавления более древних тоналитовых гнейсов в силу развивавшейся мигматизации. Особое место занимают комплексы габброидов и тоналитов (имеется в виду ортопироксеновые гранитоиды Поньгом-Наволока, 2722 млн лет), которые сопоставляются с нотозерским комплексом плутонитов активной континентальной окраины (см. гл. 4).

5. Подавляющее большинство основных и ультраосновных плутонитов (друзитов) формировалось в течение короткого времени (2.450—2.430 млн лет), когда на всей территории Балтийского щита закладывалась система рифтов. Этот интрузивный комплекс разделяет всю историю БПП на два принципиально разных периода развития. Кварцевые диориты, гранодиориты и граниты, тесно ассоциирующиеся с железистыми друзитами и являющиеся почти синхронными с ними, все вместе, по-видимому, составляют единую магматическую серию.

6. Свекофеннский период (1950—1850 млн лет) тектоно-метаморфической переработки БПП был связан с тектоническими процессами, проявленными в Лапландско-Колвицкой зоне и в комплементарных по отношению к ней структурах. Гигантские тектонические покровы распространялись, по-видимому, до той границы с Фенно-Карельским кратоном, которая принята в данной монографии. Об этом прежде всего свидетельствует факт проявления свекофеннского высокобарического метаморфизма на всем рассмотренном пространстве. Индикатором краевых частей конкретных свекофеннских покровов являются диапировые купола, сложнодеформированные, превращенные в колчановидные складки.

ГЛАВА 4

ФЕННО-КАРЕЛЬСКАЯ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ ОБЛАСТЬ

Фенно-Карельская гранит-зеленокаменная область занимает центральную часть Балтийского щита. Она рассматривается как архейская структура. В то же время протерозойские породы, сформированные на площади Фенно-Карельской области, имеют ряд отличий от одновозрастных образований смежных структур, что позволяет эту территорию рассматривать в качестве самостоятельной тектонической структуры как в архее, так и в протерозое (эпиархейский Карельский кратон).

АРХЕЙ

Фенно-Карельская гранит-зеленокаменная область вытянута в северо-западном направлении на 700 км при ширине около 300 км. Ее современные геологические ограничения не соответствуют, по-видимому, границам структуры в архее. На юго-востоке она уходит под чехол Русской плиты. На северо-западе, (ее продолжении), на территории Северной Финляндии и Северной Швеции среди развитых там протерозойских пород располагаются окна архея; кроме того, изотопный состав Nd многих протерозойских гранитоидов этих районов указывает на образование гранитов за счет архейской коры. Граница распространения отрицательных значений $\varepsilon_{Nd}(T)$ протерозойских гранитов, фиксирующая распространение архейских пород на глубине, детально закартирована на территории Швеции (Ohlander et al., 1993). В Центральной Финляндии и Приладожье в Свекокарельском поясе, в полосе шириной от 30 до 70 км, на границе с Карельским массивом в купольных структурах также обнажаются архейские породы. Таким образом, можно предполагать, что площадь Фенно-Карельской области в архее была

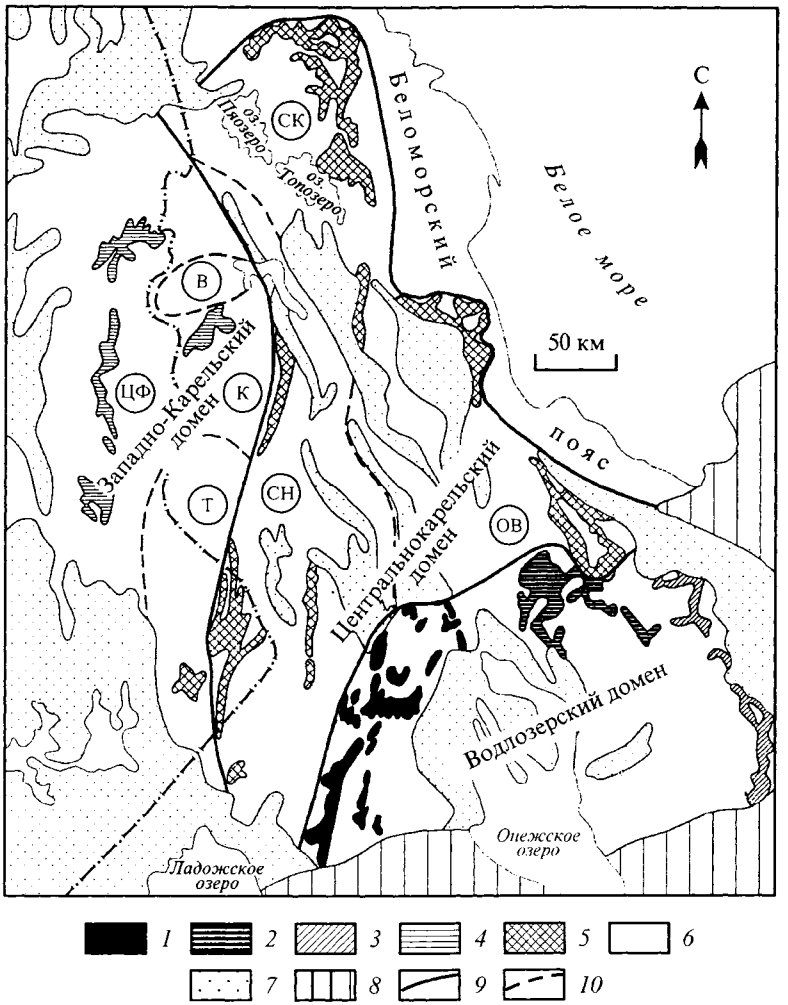


Рис. 4.1. Схема разделения Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области на домены.

Зеленокаменные пояса: *1* — мультимодальные (древние 2.9 млрд лет); *2* — бимодальные (2.9—2.85 млрд лет); *3* — Кенозерский пояс (древнее 2.9 млрд лет); *4—5*, молодые (~2.85—2.7 млрд лет) зеленокаменные пояса: *4* — с бимодальным вулканизмом, *5* — парагнейсовые пояса и пояса с мультимодальным вулканизмом; *6* — гранитоиды; *7* — протерозойские образования; *8* — платформенный чехол; *9* — границы доменов; *10* — границы блоков внутри доменов. Блоки: В — Вокнаволокский, К — Костомукшский, Т — Тулосский, ЦФ — Центральная Финляндия, СК — Северо-Карельский, ОВ — Ондозерско-Выгозерский, СН — Суоярвско-Нюкозерский.

значительно больше. Сложной является и северо-восточная палеограница Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области в архее, проводимая в настоящее время по границе с Беломорским поясом. Этот вопрос более подробно будет рассмотрен ниже.

В пределах Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области выделяются два главных типа архейских структур: зеленокаменные пояса и разделяемые ими гнейсо-гранитные ареалы. Геологические и геохронологические исследования последних лет позволили установить разновозрастность и разнотипность как зеленокаменных поясов, так и гнейсо-гранитных ареалов (Лобач-Жученко и др., 1986а; Lobach-Zhuchenko et al., 1986б, 1993; Mints, 1998; Puchtel et al., 1998, 2000; Samsonov et al., 1998) и выделить ряд разновозрастных доменов.

Анализ геологических, петрологических и изотопно-геохимических данных позволяет в настоящее время выделить для территории Карелии три основных домена: Водлозерский, Западно-Карельский и расположенный между ними Центрально-карельский (рис. 4.1). Контуры первых двух доменов примерно соответствуют выделенным ранее на основании анализа гравитационного и магнитного полей Онежскому и Центральнокарельскому сегментам земной коры (Земная кора..., 1978).

Водлозерский домен

Водлозерский домен имеет длительную геологическую историю. На его территории располагаются практически все выделенные на Балтийском щите древнейшие породы (Чекулаев и др., 1997). Древние породы, кроме того, найдены в Северной (Jahn et al., 1984) и Центральной (Paavola, 1986) Финляндии. В краевых частях Водлозерского домена располагаются зеленокаменные пояса, сформированные в интервале времени 3.0—2.9 млрд лет. В этом же интервале времени были сформированы разнообразные плутонические породы, которые прорывают вулканиты зеленокаменных поясов, а также тоналиты и гнейсы центральной части домена. Наибольшее развитие на площади домена имеют позднеархейские (2.80—2.65 млрд лет) разнообразные гранитоиды.

Древнейшие породы Водлозерского домена

Древнейшие породы (> 3 млрд лет) датированы в ряде районов Водлозерского домена (рис. 4.2). Они представлены вулканическими и плутоническими породами основного и кислого составов.

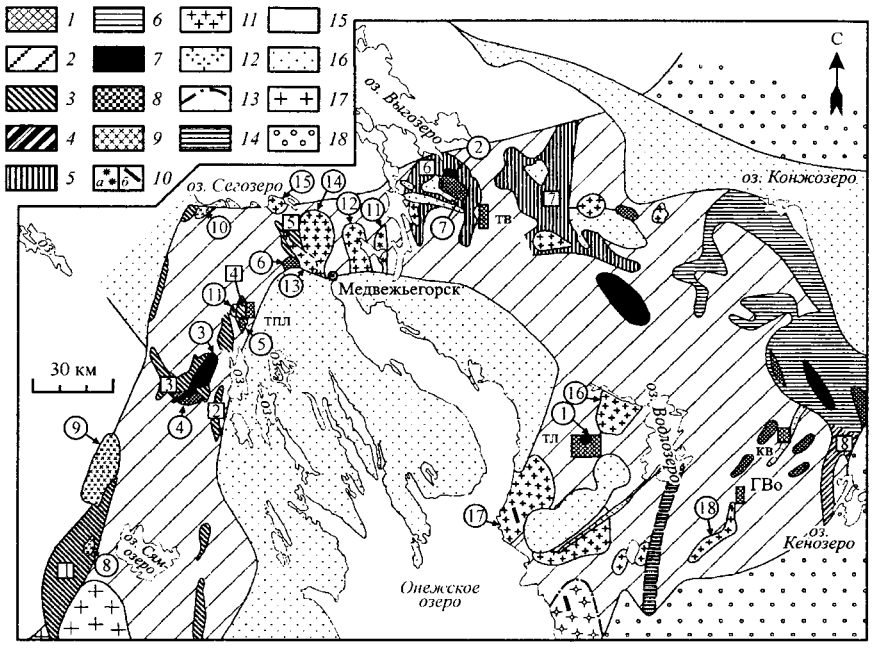


Рис. 4.2. Геологическая карта Водлозерского домена. Составлена с использованием карты В. С. Куликова и др. (Земная кора..., 1983), а также данных В. И. Костина (1984), В. В. Иваникова (1997а), С. И. Рыбакова и А. И. Световой (Светова, Светов, 2000).

1 — участки с датировками древнейших пород домена: КВ — мафические вулканиты рек Винсла—Черева, ТЛ — тоналиты Лай-ручья, ГВо — гнейсы и амфиболиты Водлы, ТВ — тоналиты р. Выг, ТПЛ — тоналиты Палой Ламбы; *2* — гнейсо-тоналиты, гнейсо-граниты и мигматиты нерасчлененные Зеленокаменные пояса: древнейшие — 3.0—2.9 млрд лет, *3* — с мультимодальным вулканизмом; *4* — с бимодальным вулканизмом; *5* — более молодые — 2.9—2.85 млрд лет — с бимодальным вулканизмом, *6* — с бимодальным вулканизмом, возраст не определен. Зеленокаменные пояса (цифры в квадратах): 1 — Хаутаваарский, 2 — Койкарский, 3 — Семченский, 4 — Палаламбинский, 5 — Остерский, 6 — Шилосский, 7 — Каменноозерский, 8 — Кенозерский. Интрузии: *7* — габбро-нориты, габбро, габбро-диориты, диориты (цифры в кружках): 1 — Лайручьевская, 2 — Шилосская, 3 — Семченская; *8* — тоналиты, трондьемиты (цифры в кружках): 4 — Сунская, 5 — Лижмореченская, 6 — Чебинская, 7 — Шилосская; *9* — высокомагнезиальные граниты, санукитоиды (цифры в кружках): 8 — Хаутаваарская, 9 — Чалкинская, 10 — Бергаульская; *10* — субщелочные породы: *а* — гранитоиды (в кружке — 11, Хижозерская интрузия), *б* — дайки основного и среднего состава; *11* — граниты (номера в кружках): 12 — Западно-Хижозерская, 13 — Остерская, 14 — Гейне-Оя, 15 — Кармасельгская, 16 — Охтомозерская, 17 — Семеновская, 18 — Кубовская; *12* — область развития наложенной гранулитовой фации, включает массивы чарнокитов и эндербитов; *13* — граница развития ассоциаций гранулитовой фации; *14* — мафиты Маткалахтинской зоны; *15* — Центральнокарельский домен; *16* — протерозойские образования, *17* — граниты рапакиви; *18* — палеозойские образования.

Основные породы. По геологическому положению и составу основные породы разделяются на две группы. К первой группе относится дифференцированная вулканическая серия, сложенная коматиитами и толеитовыми базальтами (волоцкая толща) (Куликов и др., 1984, 1989; Куликова, 1993), имеющими возраст 3.4 млрд лет (табл. 4.1). Состав вулканитов приведен в табл, 4.2, № 1—3. Перидотитовые коматииты относятся к недеплетированному глиноземом типу ($CaO/Al_2O_3 = 0.8—0.9$, $Al_2O_3/ TiO_2 = = 23$). Высокие концентрации MgO и Ni в коматиитах, а также геохимические особенности коматиитовых и толеитовых базальтов свидетельствуют об их кристаллизации из высокотемпературных расплавов, связанных с плюмами. Фрагменты вулканитов окружены позднеархейскими гранитоидами. Древний возраст коматиитов базируется только на определении возраста Sm-Nd методом и безусловно нуждается в дальнейшем геохронологическом подтверждении.

Ко второй группе относятся включения основных пород (амфиболиты I), находящиеся в водлинском метаморфическом комплексе, среди гранитоидов и мигматитов (Лобач-Жученко и др., 1989б; Lobach-Zhuchenko et al., 1993). В центре блока они сохраняют черты, позволяющие интерпретировать их в качестве даек. В краевых частях они находятся в виде небольших включений в молодых гранитоидах или в виде субстрата в древних мигматитах. Древние мигматиты сильно переработаны в результате наложенных деформаций и повторной мигматизации и

Таблица 4.1

Изотопный возраст пород Водлозерского домена

Возраст, млн лет	Метод, минерал	Порода, район	Литературный источник
3391 ± 76	Sm-Nd, порода	Метакоматиит, р. Винела	1
3210 ± 12	U-Pb, Zr	Жильный материал мигматита, р. Выг	2
3166 ± 14	U-Pb, Zr	Тоналит, р. Лайручей	2
3151 ± 18	U-Pb, Zr	Гнейс, р. Водла	2
3500 ± 90	SHRIMP, Zr	То же	3
3138 ± 63	U-Pb, Zr	Гранодиорит, р. Выг	2
3128 ± 86	U-Pb, Zr	Амфиболит I, р. Водла	2
3100	U-Pb, Zr	Тоналит, р. Палая Ламба	5
3020 ± 10	Pb-Pb, порода	Метаандезиты, р. Палая Ламба и оз. Остер	4
2985 ± 10	U-Pb, Zr	Трондьемит, пос. Чебино	6
2987 ± 11	U-Pb, Zr	Габбро-диорит, р. Лай-ручей	2

Таблица 4.1 (*продолжение*)

Возраст, млн лет	Метод, минерал	Порода, район	Литературный источник
2980 ± 12	U-Pb, Zr	Тоналит, оз. Черное	17
2959 ± 14	U-Pb, Zr	Гранодиорит, оз. Черное	7
2971 ± 6	U-Pb, Zr	Диорит, р. Калья	7
2960 ± 150	Sm-Nd, порода	Метабазальты, коматииты, оз. Кен-озеро	8
2945+19/−18	U-Pb, Zr	Андезито-дациты, пос. Хаутаваара	9
2944 ± 170	Sm-Nd, порода	Коматииты, базальты, д. Койкары	10
2935 ± 15	U-Pb, Zr	Риолит, д. Койкары	11
2920+70/−50	U-Pb, Zr	Гранит, оз. Палая Ламба	12
2916 ± 117	Sm-Nd, порода	Метабазальты и коматииты, Камен-ноозерская структура, р. Кумбукса	13
2913 ± 30	Sm-Nd, порода	Метабазальты, оз. Шилос	7
2892 ± 130	Pb-Pb, порода	Метабазальты и коматииты, оз. Каменное	13
2907 ± 38	U-Pb, Zr	Гнейсо-гранодиорит, р. Калья	7
2876 ± 21	U-Pb, Zr	Гранит, оз. Остер	15
2875 ± 2.4	U-Pb, Zr	Риолит, оз. Каменное	13
2862+48/−41	U-Pb, Zr	Дайка кварцевого порфира, пос. Хау-таваара	9
2860 ± 15	U -Pb, Zr	Риолит, д. Койкары	16
2860 ± 20	U -Pb, Zr	Амфиболит II, р. Водла	3
2850+90/—49	U -Pb, Zr	Тоналит, оз. Шилос	7
2849 ± 40	U -Pb, Zr	Габбро-диорит, р. Семчь	14
2840 ± 30	U -Pb, Zr	Лейкогаббро, оз. Палая Ламба	17
2830 ± 40	U -Pb, Zr	Гранит-порфир, оз. Остер	17
2873 ± 15	U -Pb, Zr	Перекристаллизация гнейсов, р. Водла	17
2810 ± 70	U-Pb, Zr	Гранит, д. Карташи	18
2807 ± 12	U-Pb, Zr	Дайка дацита, оз. Шилос	7
2689 ± 30	U-Pb, Zr	Гранит, р. Суна	17
2703 ± 30	U-Pb, Zr	Гранит, Охтомозерский массив	12
2680 ± 40	U-Pb, Zr	Гранит, Кубовский массив	9
2650 ± 45	U-Pb, Zr	Гранулитовый метаморфизм	19

Примечание. 1 — Пухтель и др., 1991; 2 — Lobach-Zhuchenko et al., 1993; 3 — Сергеев и др., 1990а; 4 — Лобиков, 1982; 5 — Лобиков, Лобач-Жученко, 1980; 6 — Беляцкий и др., 2000; 7 — Лобач-Жученко и др., 1999; 8 — Сочеванов и др., 1991; 9 — Овчинникова и др., 1994; 10 — Светов, Хухма, 1999; 11 — Бибикова, Крылов, 1983; 12 — Левченков и др., 1989; 13 — Puchtel et al., 1999; 14 — Сергеев и др., 1983; 15 — Коваленко, Ризванова, 2000; 16 — Самсонов и др., 1966; 17 — Лобач-Жученко, Левченков, 1985; 18 — Макеев, 1979; 19 — Байкова и др., 1984.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	45.82	49.10	50.66	51.63	46.10	45.94	47.42
TiO_2	0.27	0.76	0.84	1.28	0.36	0.33	0.22
Al_2O_3	6.29	12.39	15.46	17.35	7.24	10.74	5.42
FeO	10.89	12.96	12.07	10.52	11.71	10.32	11.49
MnO	0.16	0.22	0.21	0.18	0.19	0.17	0.21
MgO	30.41	11.21	7.82	5.18	29.43	24.82	29.08
CaO	5.45	10.97	9.97	8.44	4.86	7.44	4.91
Na_2O	0.50	1.62	2.30	3.99	0.03	0.12	0.10
K_2O	0.10	0.62	0.72	1.09	0.02	0.08	0.03
P_2O_5	0.09	0.12	0.07	0.35	—	0.04	0.02
mg	0.83	0.60	0.54	0.46	0.82	0.81	0.81
Rb	8	26	30	39	2	4	2
Sr	49	106	133	356	17	8	5
Y	12	18	23	27	6	8	8
Zr	24	46	51	235	15	26	10
Nb	2	3	3	—	1	5	< 5
Pb	—	—	—	8	—	2	9
Th	—	—	—	—	0.4	< 1	—
Ba	—	—	—	297	9	< 100	< 100
Cr	2985	1072	411	112	2100	2362	3360
Ni	1414	291	129	52	650	976	1300
Co	—	—	—	33	85	77	96
V	—	—	—	213	182	149	102
n_1	10	31	24	8	3	1	5
n_2	10	31	24	8	3	1	5

сохраняются лишь в виде небольших линз среди молодых мигматитов. Возраст амфиболитов, представляющих субстрат древних мигматитов, определен равным более 3.2 млрд лет, амфиболитов в водлинском метаморфическом комплексе — 3.13 млрд лет (табл. 4.1). Эти основные породы (табл. 4.2, № 4) по сравнению с толеитовыми базальтами зеленокаменных структур (табл. 4.2, № 3, 15—21) обогащены SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O, Sr, Ba, обеднены MgO, Cr,Ni, Co, что делает возможным их отнесение к известково-щелочной серии. На диаграмме AFM (Лобач-Жученко и др., 1984; рис. 2) точки амфиболитов водлинского комплекса располагаются в поле между линиями эволюции толеитовой и известково-щелочной серий, ближе к последней. Отличия данных амфиболитов от базальтов зеленокаменных поясов были показаны и на диаграммах Ca—Sr—Na, Ti—Zr—Sr (Лобач-Жу-

Таблица 4.2

ультраосновных пород Водлозерского домена

8	9	10	11	12	13	14	15
45.88	46.36	44.38	45.60	48.95	51.42	52.30	50.97
0.25	0.22	0.28	0.34	0.47	0.51	0.74	0.70
6.28	8.33	6.09	7.57	10.83	16.89	13.79	14.86
11.44	12.36	9.38	12.72	11.35	9.68	12.14	9.87
0.17	0.22	0.20	0.16	0.21	0.18	0.16	0.19
31.28	26.09	34.18	26.13	15.96	9.80	13.20	7.70
3.76	6.14	3.82	7.03	9.29	9.50	8.47	12.00
0.13	0.12	0.01	0.17	1.29	1.62	1.09	1.81
0.04	0.01	0.01	0.07	0.51	0.19	0.08	0.17
0.01	0.15	0.07	0.02	0.06	0.03	0.04	0.05
0.83	0.79	0.86	0.78	0.71	0.64	0.66	0.56
1	1	7	2	11	3	2	4
18	13	20	34	32	97	48	111
7	8	12	9	9	14	16	16
12	18	21	20	18	27	41	44
< 5	< 5	0.7	1	< 5	1	2	3
< 5	8	—	—	6	12	—	11
< 5	< 5	0.05	—	—	0.17	—	—
< 100	< 100	15	100	< 100	25	166	< 100
4606	4708	2310	4360	1564	538	1131	112
1146	1071	1446	948	418	156	251	74
112	115	87	95	99	45	51	45
116	122	133	147	—	256	239	250
7	3	17	10	15	8	4	16
7	2	—	10	12	20	4	—

ченко и др., 1984; рис. 3, 4). Обогащение амфиболитов данной группы Ti и Zr, с учетом повышенного сумарного содержания щелочей, отражает субщелочную тенденцию в их составах.

Гнейсы. Наиболее крупные выходы гнейсов обнажены в среднем течении р. Водлы (рис. 4.2), где они протягиваются полосой около 10 км (Лобач-Жученко и др., 1989б). Преобладают биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, которые претерпели многоэтапную структурно-метаморфическую переработку до внедрения гранитов Кубовского массива, имеющего возраст 2.68 млрд лет (табл. 4.1). Возраст гнейсов определен равным 3.15 млрд лет (там же). Возможно, что к этой же группе пород относятся обнаженные на р. Калье биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы. Они близки по составу к древним гнейсам р. Водлы, содержат фрагменты секущих гнейсы даек диоритов,

№ п/п	16	17	18	19	20	21	22
SiO_2	49.05	48.92	49.73	49.65	51.82	50.09	50.53
TiO_2	0.79	0.83	0.98	0.76	0.95	1.00	1.56
Al_2O_3	14.70	14.58	14.03	15.58	15.37	15.56	14.04
FeO	10.29	12.15	11.54	10.82	11.70	13.29	13.08
MnO	0.19	0.20	0.18	0.19	0.16	0.20	0.23
MgO	7.72	7.57	7.08	8.51	6.86	7.76	5.85
CaO	11.49	10.49	11.01	11.24	10.87	9.62	9.75
Na_2O	1.94	2.36	2.52	2.26	1.88	2.36	1.96
K_2O	0.33	0.59	0.42	0.17	0.05	0.09	0.36
P_2O_5	0.05	0.12	0.05	0.06	0.06	0.04	0.05
mg	0.57	0.53	0.50	0.58	0.51	0.51	0.44
Rb	9	22	14	6	3	3	10
Sr	109	112	146	115	152	108	160
Y	20	23	23	17	21	22	38
Zr	49	50	57	43	55	53	103
Nb	3	4	5	3.1	1.8	2	5
Pb	9	10	7	—	20	—	13
Th	—	—	5	—	0.2	—	—
Ba	< 100	132	120	< 100	22	184	< 100
Cr	279	321	306	406	315	405	150
Ni	96	104	89	149	135	117	70
Co	42	61	60	—	51	45	50
V	232	257	260	252	315	293	331
n_1	20	31	15	22	17	10	5
n_2	20	27	15	22	17	10	5

для которых определен возраст 2971 млн лет (там же). Включения, сходные по составу с андезитами водлинского комплекса, широко развиты и на восточном побережье Онежского озера.

Супракрустальные породы претерпели несколько этапов деформаций и метаморфизма. Наиболее ранние восстанавливаемые структуры выражены складками с северо-западной ориентировкой осевых плоскостей и крутыми шарнирами (F_{n+1}). Такая ориентировка сжатых изоклинальных складок (СЗ 320°, угол 90°, погружение шарниров на ЮВ под углом 70°) была получена как результат статистического анализа для водлинского метаморфического комплекса (Лобач-Жученко и др., 1989б). С ранним этапом деформаций связана первая мигматизация. Наибольшее развитие имеют деформации D_{n+2}, которые выражены рассланцеванием (бластомилонитизацией) мигматитов, приуроченным

Таблица 4.2 (*продолжение*)

23	24	25	26	27	28	29	30
51.12	49.59	51.20	50.04	51.32	55.78	50.70	51.46
1.45	1.08	1.41	0.85	0.21	0.89	1.32	0.36
12.45	15.76	14.59	15.15	17.23	16.81	16.11	19.11
12.07	11.04	13.08	11.71	6.17	7.98	11.17	6.20
0.15	0.20	0.18	0.20	0.13	0.11	0.17	0.12
6.88	7.69	6.73	7.86	10.60	4.99	5.64	7.11
10.12	10.81	9.29	9.96	7.96	7.91	8.15	9.93
1.98	2.47	2.74	2.49	1.75	3.26	2.71	2.60
0.51	0.33	0.09	0.86	0.35	1.02	1.00	0.98
0.16	0.07	0.05	0.07	0.05	0.24	0.35	0.06
0.49	0.55	0.48	0.54	0.75	0.53	0.48	0.62
10	9	5	31	30	42	42	42
214	166	197	151	260	508	271	277
33	25	26	31	7	15	—	10
118	64	81	46	27	78	—	52
9	3.4	4.5	< 5	< 3	4	—	< 5
9	—	—	14	—	9	—	8
7	—	16.3	—	—	2.2	—	< 5
160	< 100	14.7	283	< 100	225	—	240
126	344	211	385	690	154	—	242
73	126	73	—	355	75	—	142
63	—	47	—	42	—	—	33
257	319	328	—	84	172	—	86
8	15	6	33	40	52	4	8
8	15	6	33	39	34	4	12

к узким зонам СВ простирания с крутым падением на юго-восток. На юго-востоке блока (в районе р. Винелы) вслед за рассланцеванием имели место горизонтальные перемещения (пологие надвиги), к контактам различных пластин которых приурочены тела лейкогранитов. Наличие надвигов подтверждено картированием и магнитометрической съемкой одного из крупных фрагментов волоцкой толщи, для которого зафиксированы пологие границы между диоритами, метакоматиитами и метабазальтами, причем метавулканиты образуют пластину небольшой мощности, подстилаемую гранитоидами. Преобладающий метаморфизм супракрустальных пород соответствовал высокотемпературной амфиболитовой фации, хотя в ряде районов найдены минералы, отвечающие по составу гранулитовой фации. В районе пос. Шальского, где был установлен наложен-

Таблица 4.2 (*продолжение*)

№ п/п	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO_2	54.81	49.46	48.59	42.88	51.03	48.29	48.86	49.81
TiO_2	1.03	1.12	2.01	0.34	0.80	0.65	0.71	1.61
Al_2O_3	16.56	15.90	12.41	4.57	14.92	14.24	18.38	14.63
FeO	9.38	11.32	17.91	11.65	11.04	12.88	11.02	13.16
MnO	0.14	0.16	0.25	0.23	0.17	0.20	0.23	0.20
MgO	4.74	7.02	5.70	37.44	8.03	10.50	6.32	6.34
CaO	7.32	8.22	8.52	2.43	10.14	9.46	10.61	9.66
Na_2O	4.43	2.88	1.88	0.10	2.25	2.02	2.61	2.47
K_2O	1.06	—	1.41	0.01	0.75	1.44	1.46	0.40
P_2O_5	0.53	—	0.35	0.01	0.13	0.04	0.04	0.28
mg	0.47	0.53	0.38	0.85	0.59	0.57	0.5	0.45
Rb	33	10	49	< 5	42	47	80	15
Sr	674	227	186	7	116	86	126	112
Y	36	25	—	9	18	17	20	35
Zr	200	89	—	32	52	50	52	109
Nb	9	—	—	< 5	< 5	< 5	< 5	7
Pb	10	—	—	8	15	11	19	9
Th	8	—	—	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ba	263	—	—	< 100	150	< 100	< 100	< 100
Cr	—	188	—	3240	257	1181	245	193
Ni	—	73	—	1713	109	273	115	70
Co	—	—	—	113	55	70	50	51
V	—	263	—	118	254	221	230	230
n_1	4	5	6	2	6	4	4	7
n_2	4	5	6	6	13	8	8	8

Примечание. 1—3 — древние вулканиты волоцкой толщи: 1 — коматииты; 2 — коматиитовые базальты, 3 — базальты; 4 — включения основных пород в древних гранитоидах и мигматитах; 5—11 — коматииты зеленокаменных поясов: 5 — Хаутаваарского, 6 — Семченского, 7 — Палаламбинского, 8—9 — Остерского: 8 — покровы, 9 — бескорневые тела, 10 — Каменноозерского, 11 — Кенозерского; 12—14 — коматиитовые базальты поясов: 12 — Палаламбинского, 13 — Каменноозерского, 14 — Кенозерского; 15—21 — базальты 1 поясов: 15 — Хаутаваарского, 16 — Семченского, 17 — Палаламбинского, 18 — Остерского, 19 — Шилосского, 20 — Каменноозерского, 21 — Кенозерского; 22—25 — базальты 2 поясов: 22 — Семченского, 23 — Остерского, 24 — Шилосского, 25 — Каменноозерского (серия БАД); 26 — дайки и включения основных пород в гранитоидах; 27 — габбро-нориты Лай-ручья; 28—32 — базиты, 2.85—2.88 млрд лет: 28 — Семченская, 29 — лейко-габбро Палой Ламбы; 30 — габбро-анортозиты Остера; 31 — дайка габбро-диоритов Шилоса, 32 — габбро оз. Шилос; Базитовые интрузии, 2.7 млрд лет: 33 — дайки Палой Ламбы; расслоенные тела Остера: 34 — пироксениты, 35 — габбро; дайки Остера: 36 — Mg габбро, 37 — Al габбро, 38 — Ti субщелочные габбро. Наряду с данными авторов частично использованы опубликованные данные из работ: № 1—3 — Куликова, 1990; № 10, 21, 25 — Puchtel et al., 1999; здесь и далее n_1 —число анализов главных, n_2 — редких элементов.

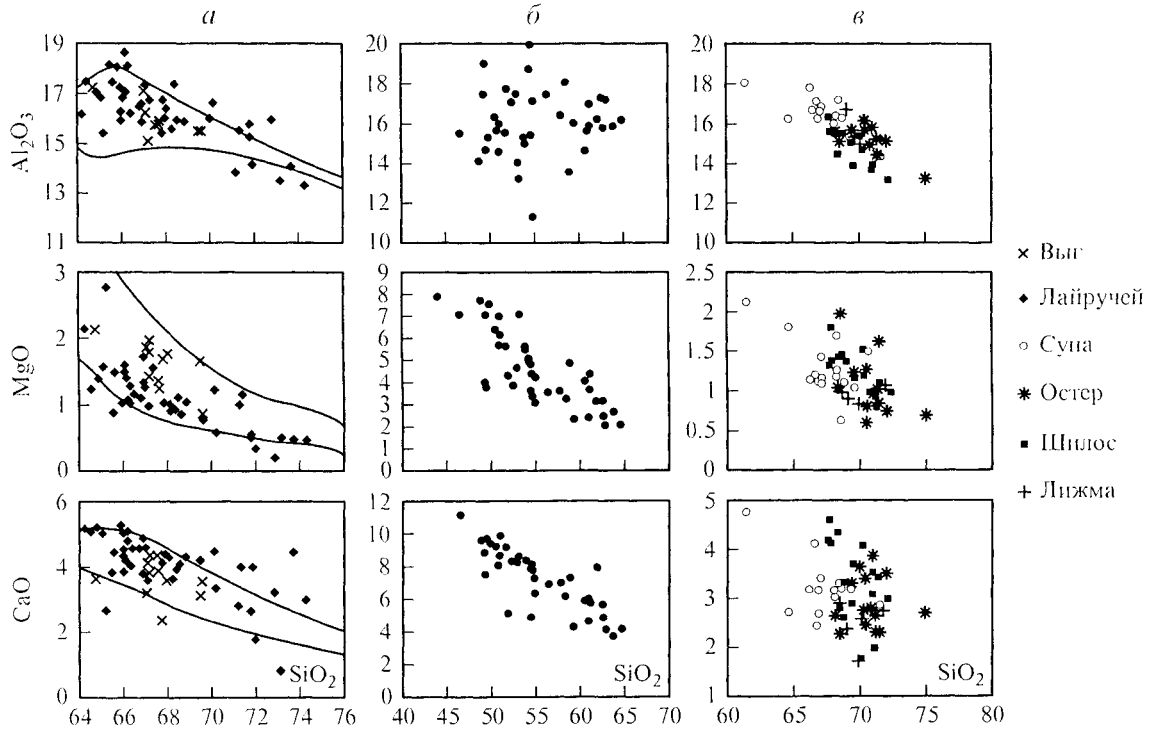


Рис. 4.3. Диаграммы Харкера для двух разновозрастных групп пород ТТГ-серии и метаморфических пород водлинского метаморфического комплекса.

Линии окаймляют поля средних составов архейских пород ТТГ-серии мира (Lobach-Zhuchenko et al., 2000б). *а* — тоналиты и гранодиориты (~3.15 млрд лет); *б* — гнейсы и амфиболиты (~3.25 млрд лет); *в* — тоналиты, трондьелиты, гранодиориты и граниты (2.95—2.85 млрд лет).

Таблица 4.3

Средний химический состав древних тоналитов, средних и кислых вулканитов и субвулканических пород зеленокаменных поясов Водлозерского домена

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	67.20	70.44	67.70	55.47	62.42	65.70	62.97	59.02	65.96	58.18	57.67	55.72	67.41	59.00	64.30	64.82	76.36
TiO_2	0.35	0.25	0.43	0.87	0.64	0.50	0.56	0.71	0.64	0.98	1.06	1.02	1.46	1.12	0.65	0.67	0.21
Al_2O_3	16.67	14.92	16.32	16.59	16.52	16.22	15.46	16.77	16.77	16.15	16.20	16.85	15.27	14.96	14.94	16.00	13.27
FeO	3.57	2.55	3.79	8.83	5.91	3.97	4.31	5.43	4.61	7.68	7.85	10.48	4.11	7.47	5.46	5.74	2.04
MnO	0.04	0.02	0.08	0.16	0.13	0.09	0.06	0.11	0.08	0.13	0.14	0.16	0.06	0.12	0.10	0.08	0.03
MgO	1.27	0.82	1.67	4.90	3.16	2.00	3.10	3.33	2.68	3.37	3.23	5.34	1.71	3.75	2.97	2.54	0.48
CaO	4.23	3.32	3.53	7.75	5.64	2.05	4.30	7.38	3.98	6.59	6.72	7.25	3.59	5.80	5.20	5.31	1.23
Na_2O	4.55	5.29	3.60	4.04	4.12	3.99	5.08	3.31	3.98	3.55	3.02	2.82	4.52	3.06	3.45	3.91	4.18
K_2O	0.98	0.97	2.78	1.17	1.28	1.80	1.29	1.60	1.08	1.36	1.61	0.15	1.77	1.08	1.54	0.71	1.25
P_2O_5	0.08	0.05	0.11	0.23	0.19	0.14	0.17	0.19	0.18	0.27	0.28	0.05	0.14	0.35	0.21	0.23	0.05
mg	0.40	0.35	0.43	0.49	0.48	0.47	0.55	0.52	0.31	0.44	0.42	0.48	0.54	0.47	0.49	0.44	0.30
Rb	44	40	85	45	62	102	30	57	41	64	62	4	36	53	64	28	28
Sr	402	341	226	335	312	365	453	311	179	232	235	101	406	363	155	306	131
Y	9	7	12	24	17	16	14	16	13	—	32	20	12	27	19	19	20
Zr	144	100	86	148	118	187	133	116	143	—	178	41	141	225	160	161	167
Nb	6	5	7	—	7	8	5	10	—	—	10	2	—	—	10	8	12
Pb	13	13	18	12	14	18	11	14	7	—	13	—	7	14	11	12	11
Th	8	9	18	—	< 5	6	—	6	Н. о	—	8	—	—	—	9	< 5	7
Ba	352	535	622	398	345	491	318	339	»	—	343	180	—	—	293	187	367
Ni	14	6	15	77	60	—	60	58	»	47	37	165	61	—	46	—	—
Cr	81	—	18	147	144	—	146	160	»	—	56	468	134	—	94	—	—
n_1	36	12	6	12	14	26	11	4	4	11	12	8	.2/1	4	12	15	13
n_2							6	2	2		33	8		4	22	9	5

Таблица 4.3 (*продолжение*)

Компоненты	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO_2	55.51	79.4	72.82	67.79	70.34	68.80	70.97	75.22	67.48	73.57	67.84	68.09	69.79	69.79
TiO_2	1.26	0.18	0.29	0.39	0.30	0.46	0.35	0.24	0.41	0.09	0.47	0.42	0.48	0.34
Al_2O_3	15.71	11.1	15.22	15.93	15.29	15.44	14.60	13.52	15.77	14.13	15.13	15.87	15.39	15.56
FeO	10.32	2.63	2.62	3.65	2.55	2.98	2.43	1.80	3.49	1.62	3.55	3.30	3.04	2.81
MnO	0.15	0.11	0.12	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.07	0.06	0.03	0.05	0.04	0.05
MgO	5.48	0.49	0.67	1.49	1.00	1.27	0.75	0.56	1.50	0.53	0.91	1.32	0.85	1.18
CaO	7.15	1.3	2.92	3.67	2.62	2.71	1.94	0.22	3.97	2.46	3.14	3.36	3.14	3.19
Na_2O	3.23	3.28	3.82	4.31	4.57	3.82	4.19	3.55	4.05	4.45	4.03	4.69	4.80	4.88
K_2O	0.85	1.48	1.37	1.38	1.51	2.50	3.59	3.88	1.36	1.31	3.24	1.35	2.10	1.76
P_2O_5	0.16	0.03	0.11	0.12	0.10	0.11	0.10	0.03	0.08	0.04	0.05	0.18	0.12	0.13
mg	0.49	0.25	0.31	0.43	0.44	0.44	—	—	0.42	0.33	0.31	0.42	0.33	—
Rb	17	37	41	47	41	94	143	148	85	72	96	59	60	—
Sr	166	48	193	383	329	323	134	95	347	268	316	357	285	—
Y	23	31	4	11	11	10	17	20	13	13	15	13	—	—
Zr	73	251	105	130	133	207	157	133	144	71	320	176	—	—
Nb	4.2	11.8	3.9	6	5	8	9	8	7	5	10	—	—	—
Pb	—	—	0	17	8	24	24	21	—	—	—	16	—	—
Th	1.6	5	2.6	8	8	10	13	12	16	16	19	—	—	—
Ba	240	234	338	335	536	627	610	597	307	264	1597	545	—	—
Ni	47	—	Н. о.	—	21	12	—	—	—	—	—	20	—	—
Cr	65	—	»	—	23	22	—	—	—	—	—	137	—	—
n_1	3	6	5	32	30	8	8/17	1	—	—	—	46	7	365
n_2	3	4	4										8	

Примечание. 1—3 — древняя (3.1—3.2 млрд лет) TTG-серия: 1 — тоналит, 2 — трондьемит, 3 — гранодиорит; 4—6 — гнейсы водлинского комплекса метавулканитов: 4 — андезито-базальты, 5 — андезиты, 6 — дациты; 7—12 — вулканиты (3.0—2.9 млрд лет) зеленокаменных поясов: 7 — Хаутаваарского, 8, 9 — Семченского (8 — андезит, 9 — риолит), 10 — Палаламбинского, 11 — Остерского, 12 — Кенозерского; 13—20 — вулканиты и субвулканические породы; (2.87—2.80 млрд лет) зеленокаменных поясов: 13 — Хаутаваарского, 14 — Семченского, 15 — Остерского, 16—17 — Шилосского (16 — дацит, 17 — риолит); 18—20 — Каменноозерский пояс (Puchtel et al., 1999): 18 — андезито-базальт, 19 — риолит, 20 — риолит адакитовой серии; породы TTG-серии (3.0—2.5 млрд лет), прорывающие вулканиты зеленокаменных поясов: 21 — тоналит, 22 — трондьемит, 23 — гранодиорит; Остерский массив: 24 — гранит, 25 — лейкогранит; породы TTG-серии, прорывающие более древние тоналиты и гнейсы: 26 — тоналит, 27 — трондьемит, 28 — гранодиорит; 29 — тоналит (~ 2.8 млрд лет, 30 — средний состав тоналита Северной Финляндии — 3.1 млрд лет (Jahn et.al., 1984), 31 — средний состав ТТГ-серии (Martin, 1994). * — среднее значение величины mg чебинских трондьемитов равно 0.35; n_1 — число анализов главных, n_2 — редких элементов.

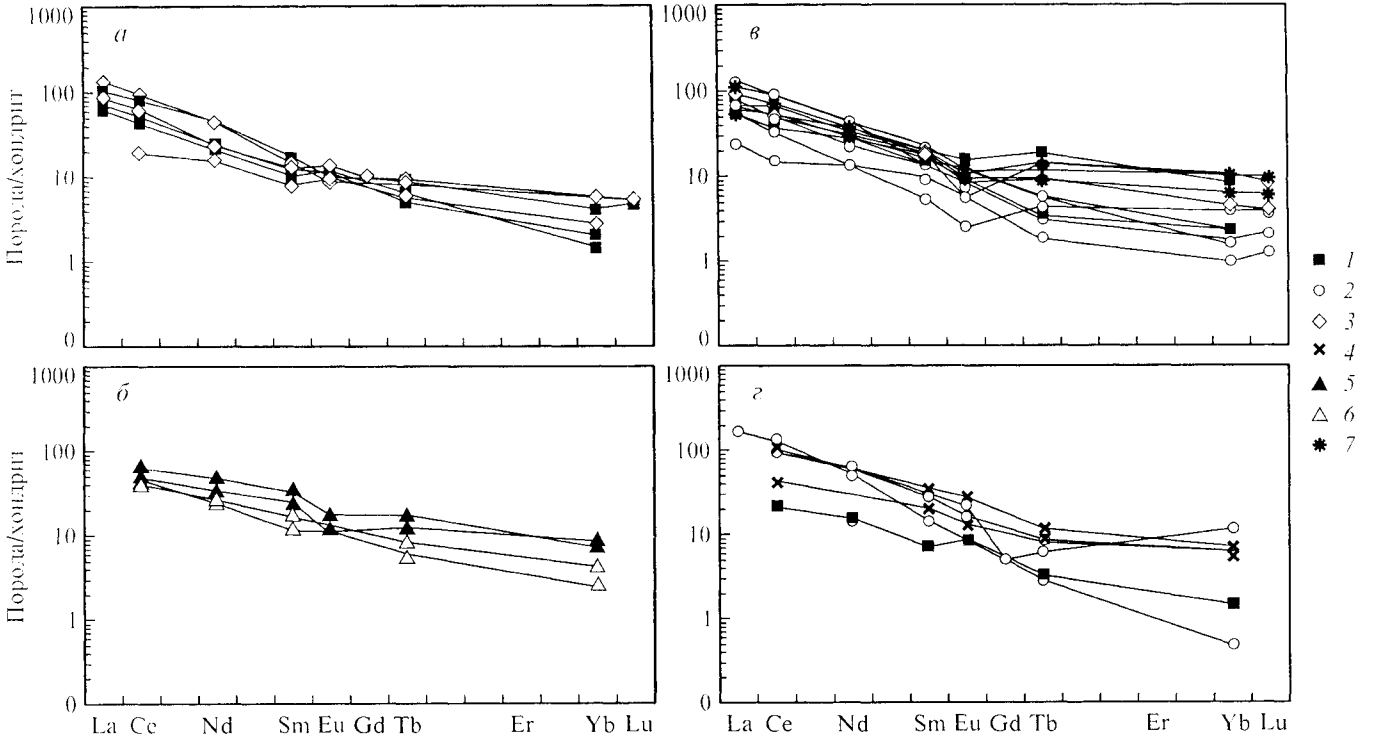


Рис. 4.4. Распределение РЗЭ в кислых и средних магматических породах Водлозерского домена, сформированных в интервале времени 3.15—2.8 млрд лет.

а — гранитоиды (~3.1 млрд лет); *б* — водлинский комплекс (~3.1 млрд лет); *в* — 2.9—2.8; *г* — 2.8—2.7 млрд лет. *1* — тоналиты, *2* — тронъемиты, *3* — гранодиориты, *4* — дайки андезитов; водлинский метаморфический комплекс: *5* — амфиболиты I, *6* — гнейсы; *7* — граниты остерского комплекса.

ный характер гранулитового метаморфизма, его возраст равен 2650 млн лет (табл. 4.1).

Водлинский метаморфический (метавулканический) комплекс варьирует по составу от андезито-базальтов (амфиболитов I) до дацитов—гнейсов (табл. 4.3, № 1—3). Все породы являются высокомагнезиальными. Многие имеют высокие содержания щелочей и располагаются на диаграмме SiO_2— Σщелочей (Классификация..., 1981) на границе поля с трахиандезитами и трахидацитами. С повышенной щелочностью пород связаны относительно высокие концентрации P_2O_5 (0.13—0.41 %), Zr (до 967 ppm). При увеличении содержания SiO_2 уменьшаются количества Fe, Mg, Mn, P, Ti и Ca, что типично для известково-щелочной серии; увеличиваются содержания K и Zr (рис. 4.3). Вся серия в целом отличается от ТТГ-серии широким диапазоном значений SiO_2, бóльшими концентрациями Ti, Mg, P, большими величинами mg, Rb, Y, меньшим содержанием Ca. Редкоземельные элементы (рис. 4.4, *б*) слабо дифференцированы. Количество редких земель уменьшается от более основных членов к более кислым. Амфиболиты имеют небольшую отрицательную Eu-аномалию. Содержания Eu, Tb и Yb сравнимы с таковыми в толеитах II по Конди, но содержания легких и средних земель выше. От одновозрастных пород ТТГ-серии отличаются меньшей дифференцированностью РЗЭ за счет меньших количеств легких и больших содержаний тяжелых РЗЭ. Относительно высокие содержания Y и тяжелых редких земель свидетельствуют об образовании расплавов на меньших глубинах (вне поля устойчивости граната) в сравнении с ТТГ-серией. Модельный неодимовый (T_{DM}) возраст гнейсов близок к их возрасту и равен 3.2—3.3 млрд лет, а $\varepsilon_{Nd}(t)$ равен +0.7 и +2.9, в то время как T_{DM} амфиболитов варьирует от 3.2 до 3.5 млрд лет, а $\varepsilon_{Nd}(t)$ — от +3.0 до −1.2 (Lobach-Zhuchenko et al., 1993). Наблюдаемые вариации могут быть связаны с ассимиляцией основными расплавами более древнего сиалического материала.

Тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ТТГ-серия. Породы ТТГ-серии датированы и детально изучены в центральной части домена, в районе р. Лай-ручей, в северо-западной части блока, в среднем течении р. Выг на границе с Южно-Выгозерским зеленокаменным поясом, а также на западе, на контакте с Палаламбинским зеленокаменным поясом (табл. 4.1, рис. 4.2; Lobach-Zhuchenko et al., 2000a). Не исключено, что древние тоналиты развиты и в юго-восточной части домена, где, по данным В. И. Иващенко и А. И. Гущина (1986), древние тоналито-гнейсы прорваны тоналитами шилосского типа. Наиболее хорошо сохранившимися являются породы ТТГ-серии рек Выг и Лай-

ручей. В первом районе тоналиты и гранодиориты содержат включения мелкозернистых меланократовых гнейсов и амфиболитов; они секутся дайками метагаббро, метадиабазов, риолитов и гранитов. Наиболее существенные изменения выражены рассланцеванием в условиях низкотемпературной зеленосланцевой фации (Lobach-Zhuchenko et al., 2000a). Преобладающими породами района р. Лай-ручей являются достаточно однородные тоналиты. Их прорывают многочисленные жилы трондьемитов, разновозрастные дайки амфиболитов и интрузия габбро-норитов—диоритов. Все породы деформированы. Ранняя сланцеватость, соответствующая амфиболитовой фации метаморфизма, развита в тоналитах, ранних дайках амфиболитов и в интрузии габбро-норитов—диоритов. Ранние дайки амфиболитов сохраняют местами интрузивные контакты с тоналитами, которые имеют северо-западное направление. Наложенная сланцеватость и тектонические контакты имеют меридиональное направление. Возраст тоналитов определен равным 3.17 млрд лет (табл. 4.1). В районе Палой Ламбы тоналиты, имеющие древний возраст, сохраняются в виде реликтов субстрата в двуполевошпатовых мигматит-гранитах. Мигматизация имела место 2920 млн лет назад (там же), сопровождалась деформациями, приведшими к формированию купольной структуры одновременно со вторым этапом деформаций и метаморфизма вулканитов пояса.

Средние составы древнейших пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии (3.20—3.15 млрд лет) приведены в табл. 4.3 (№ 4—6). Преобладающими породами серии являются тоналиты, трондьемитов немного; часть из них, образующая жилы в тоналитах, возможно, относится к более молодым породам. Все породы серии в сравнении с их фанерозойскими аналогами (Лобач-Жученко и др., 1984) являются лейкократовыми, характеризуются высокой магнезиальностью. Диаграмма Харкера (рис. 4.3) демонстрирует сходство состава древних пород ТТГ-серии Водлозерского домена с тоналитами и серыми гнейсами других архейских кратонов. На диаграммах Na—K—Ca и Ab—Qz—Ort (Barker, Arth, 1976) тоналиты и трондьемиты располагаются вдоль тоналит-трондьемитового тренда, а гранодиориты тяготеют к известково-щелочному тренду. Породы содержат низкие концентрации Rb, Y, Zr, Nb, Ba. Гранодиориты, тяготеющие к краевым частям Водлозерского домена, характеризуются несколько большими содержаниями TiO_2, K_2O, P_2O_5, Rb, Y, и Ba, меньшими содержаниями Na_2O и Sr и ближе к I типу гранита. Все породы ТТГ-серии имеют концентрации Sr 200—400 ppm, которые соответствуют низкостронциевым тоналитам (Robb, Anhauesser,1983). На спайдер-диаграмме

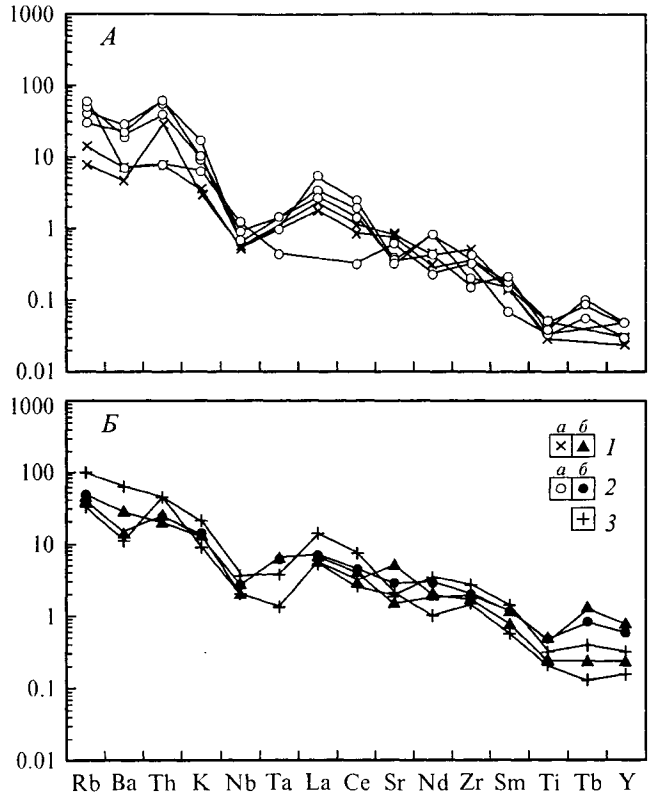


Рис. 4.5. Спайдер-диаграмма для пород ТТГ-серии с возрастом 3.2—3.1 млрд лет (*А*) и 3.0—2.85 млрд лет (*Б*).

1 — тоналиты р. Лай-ручей (*а*), Шилосского и Сунского массивов (*б*); *2* — гранодиориты р. Выг и Палой Ламбы (*а*), оз. Черного (*б*); *3* — тронъемиты Лижмореченского массива и гальки в остерских конгломератах. Здесь и далее концентрация элементов нормализуется на примитивную мантию (Sun, McDonough, 1989).

(рис. 4.5, *А*) они обнаруживают отрицательные аномалии Nb, Ta, Ti. Породы ТТГ-серии Водлозерского блока имеют сходное распределение РЗЭ (рис. 4.4, *А*), характеризующееся фракционированием легких и тяжелых РЗЭ: в тоналитах Лай-ручья $(La/Yb)_N$ = = 15—20, в гранодиоритах р. Выг это отношение равно 30—50. Как и для большинства архейских тоналитов, для них не характерны значительные аномалии Eu. Исключение составляют тоналиты Палой Ламбы (рис. 4.4,*а*) и Северной Финляндии (Jahn et al.,1984), в которых отмечаются положительные аномалии Eu. В целом состав древних пород TTG-серии близок к среднему составу тоналита (Martin, 1994).

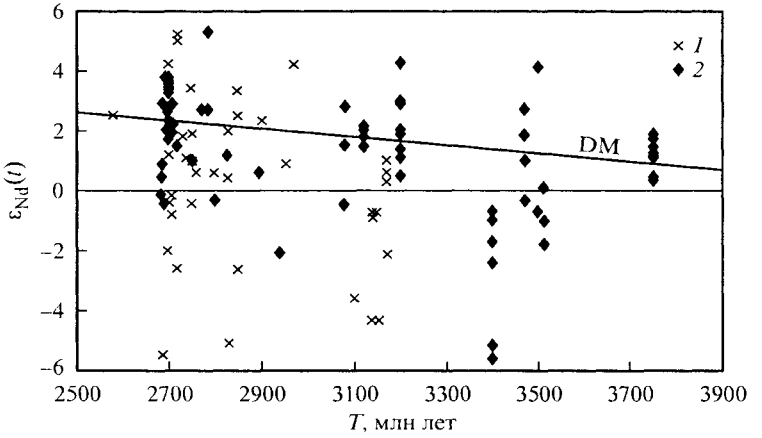


Рис. 4.6. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(t)$—T для архейских пород TTG-серии мира.

1 — породы TTG-серии Фенно-Скандинавского щита (Лобач-Жученко и др., 2000б; Martin et al., 1983; Jahn et al., 1984; O'Brien et al., 1993; Timmerman, Daly, 1995; Huhma et al., 1995). *2* — породы TTG-серии других архейских кратонов (McCulloch et al., 1983; Hegher et al., 1984; Gariepy, Allegre, 1985; Shirey, Hanson, 1988; Baadsgaard et al., 1986; Jahn et al., 1988; Bennet et al., 1990; Barrie, Shirey, 1991; Bickle et al., 1993; Crocker et al., 1993; Mueller et al., 1996; Samsonov et al., 1996б; Martin et al., 1994, 1997; Bedard, Ludden, 1997). Линия эволюции деплетированной мантии дана по DePaolo, 1981.

Изотопный состав Nd пород древней TTG-серии свидетельствует о том, что бóльшая часть пород, имеющая положительные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$, не имеет коровой предыстории. Часть тоналитов и гранодиоритов имеет более древний T_{DM} (до 3.6 млрд лет) и соответственно отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$, которые были интерпретированы как результат ассимиляции более древней сиалической коры. Из сравнения этих данных с изотопным составом Nd древних тоналитов других регионов мира (рис. 4.6) следует, что тоналиты всех архейских кратонов, начиная с 3.5 млрд лет, характеризуются как положительными, так и отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ (Лобач-Жученко и др., 2000б).

Зеленокаменные пояса западной окраины домена (геология и возраст вулканитов)

На западной окраине Водлозерского домена (рис. 4.2) расположены наиболее древние зеленокаменные пояса Фенно-Скандинавского щита, сформировавшиеся в интервале времени 3.02—2.93 млрд лет, — Хаутаваарский, Койкарско-Семченский, Палаламбинский и Остерский, которые относятся к Сегозер-

ско-Ведлозерскому зеленокаменному поясу (рис. 4.2, Вулканизм..., 1981, Зеленокаменные пояса..., 1988).

Все пояса западной окраины вытянуты в субмеридиональном направлении. Наиболее протяженный Хаутаваарский пояс прослеживается на 100 км, остальные — на 10—20 км. Зеленокаменные структуры ограничены, как правило, более молодыми гранитоидами и мигматитами и прорваны интрузивными породами. Только возраст субстрата мигматитов, непосредственно контактирующих с Палаламбинским поясом, определен более древним (3100 ± 60 млн лет), чем вулканиты пояса. Разрезы вулканитов в Койкарско-Семченском и Палаламбинском поясах начинаются с базальтов, которые в средней и верхней частях содержат прослои коматиитов. Коматииты наиболее широко представлены в Палаламбинском поясе. Возраст коматиитов и базальтов определен в койкарской части Койкарско-Семченского пояса равным 2944 млн лет (табл. 4.1). Андезиты и дациты с возрастом 2935 млн лет (табл. 4.1) слагают среднюю часть разреза Койкарско-Семченского пояса и сменяются вверх по разрезу пирокластическими и терригенными породами (Геология..., 1978; Вулканизм...,1981). В Палаламбинском поясе андезиты образуют субвулканические тела и под небольшими углами секут первичную полосчатость базальтов и коматиитов. Возраст андезитов Палаламбинского пояса равен 3020 млн лет (табл. 4.1). В Хаутаваарском поясе разрез начинается с андезитов и дацитов, которые проявлены в разрезе трижды и в пределах которых задокументированы палеовулканические постройки (Светова, 1988). Возраст дацитов нижней толщи составляет 2945 млн лет. В строении Остерского пояса принимают участие андезиты и базальты с прослоями коматиитов, но андезиты и базальты слагают изолированные тектонические блоки, так что их соотношения в разрезе не устанавливаются. Возраст андезитов Остерского пояса равен 3020 млн лет (табл. 4.1). Перидотитовые коматииты образуют прослои в базальтах мощностью до 200 м, а также изолированные бескорневые тела разного размера, приуроченные к разломам, и тесно связаны с ними в пространстве. Верхняя граница пород определяется присутствием основных и средних метавулканитов в виде гальки в полимиктовых конгломератах (Геология..., 1978).

Во всех поясах установлен второй этап кислого вулканизма или плутонизма, а в Хаутаваарском поясе, согласно данным А. И. Световой, — второй и третий (Опорные..., 1992). В Хаутаваарском и Остерском поясах андезиты и дациты второго этапа образуют покровы и дайки, в Семченском поясе — субвулканические тела и дайки, в Палаламбинском — интрузии

трондьемитов. Вулканиты позднего этапа вулканизма датированы в Хаутаваарском (2862 млн лет) и Койкарско-Семченском (2860 млн лет) поясах (табл. 4.1).

Таким образом, основной и средний вулканизм западного края домена оценивается Sm-Nd и Pb-Pb методами по породе в целом 2944 и 3020 млн лет, а возраст кислых и средних вулканитов U-Pb методом по циркону датируется равным 2945 и 2935 млн лет. Древний возраст основного и среднего вулканизма западной окраины домена подтвержден возрастом Чебинской интрузии трондьемитов (2985 млн лет, табл. 4.1), прорывающей вулканиты южной части Остерского пояса. Возраст кислых и средних вулканитов второго этапа вулканизма U-Pb методом датируется равным 2860 млн лет.

Мощность разрезов пород зеленокаменных поясов западного края домена можно оценить лишь со значительной долей условности из-за интенсивной деформированности вулканитов. Палаламбинский — единственный зеленокаменный пояс, в котором вулканиты наименее деформированы и залегают достаточно полого. В этом поясе мощность разреза зеленокаменного комплекса оценена нами в 2.8 км.

Метаморфические и структурные преобразования зеленокаменных поясов западного обрамления Водлозерского домена происходили в пределах двух тектоно-метаморфических циклов (Геология..., 1978; Миллер, 1988). Границы между циклами надежно устанавливаются в Семченском и Остерском поясах. В Семченском поясе интрузия габбро-диоритов с возрастом 2849 млн лет (табл. 4.1) рассекает и содержит ксенолиты метаморфизованных и рассланцованных в течение первого цикла базальтов и андезитов. Базальты претерпели интенсивное раздавливание, о котором можно судить по степени уплощения подушечных структур и превращения подушечных базальтов в тонкополосчатую толщу (Геология..., 1978). В Остерском поясе два цикла разделены конгломератами, которые содержат гальку метаморфизованных и деформированных в условиях первого цикла вулканитов. В Семченском и Хаутаваарском поясах установлен зональный характер проявления ранних деформаций (Геология..., 1978; Миллер, 1988), которые совпадают с зональностью раннего метаморфизма от амфиболитовой до зеленосланцевой фации (Геология..., 1978; Рыбаков, 1980). В Палаламбинском поясе ранний метаморфизм происходил в условиях амфиболитовой—эпидот-амфиболитовой фаций при $T = 580—600°$ и давлении более 5 кбар. В Остерском поясе этот метаморфизм достигал уровня низкотемпературной субфации амфиболитовой фации (T = 500—570 °С) и относился к фациальной

серии умеренного давления (Геология..., 1978). Метаморфизм второго цикла во всех поясах, кроме Остерского, протекал в условиях амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации низких давлений. Поздние деформации выражены формированием открытых складок с пологими шарнирами, сланцеватости и зон перекристаллизации, бластомилонитизации. В Койкарско-Семченском поясе крупные пологие складки развиты на западном контакте Семченской интрузии, где габбро-диориты деформированы совместно с вмещающими вулканитами (Чекулаев, Арестова, 1978). Более поздние зоны бластомилонитов также наложены на вулканиты и породы интрузии. В Остерском поясе метаморфизм второго цикла протекал в условиях эпидот-амфиболитовой фации умеренного ($P > 5$ кбар) давления. На втором этапе проявлены деформации взбросо-надвигового типа со смещением отдельных блоков в горизонтальном и вертикальном направлениях. Характер деформаций данного района характеризует собой зону косого сдвига и обусловливает его мелкоблоковое строение. Горизонтальные перемещения достигали амплитуды в первые сотни метров. Сдвиги сопровождались складчатостью и интенсивной сланцеватостью. В результате галька конгломератов приобрела веретенообразную форму и ориентировку по падению плоскости сдвига, а андезиты превращены в стебельчатые гнейсы. При последующих деформациях конгломераты в отдельных зонах превращены в линзовидно-полосчатые породы (Геология..., 1978; Чекулаев и др, 2002). Согласно данным В. Н. Кожевникова (2000), строение разрезов супракрустальных толщ, а также существование двух этапов тектоно-метаморфических преобразований обусловлено особенностями сценария развития ранней аккреционной и поздней коллизионной стадий в каждом из поясов.

Зеленокаменные пояса северной и северо-восточной окраин домена (геология и возраст вулканитов)

На северной и северо-восточной окраинах Водлозерского домена (рис. 4.2) расположены Шилосский пояс и ряд структур, объединяемых в Сумозерско-Кенозерский пояс (Вулканизм.., 1981).

Шилосский зеленокаменный пояс является частью Южно-Выгозерского пояса, который был выделен из состава протерозоя и закартирован В. С. Куликовым и В. В. Куликовой (1986). Сложен он базальтами с единичными прослоями коматиитовых базальтов и вулканогенно-осадочных пород, которые представ-

лены гиалокластами и литокластическими агломератовыми туфами. Возраст базальтов составляет 2913 млн лет (табл. 4.1). Вулканиты пояса с юга-востока и запад—северо-запада окружены древними тоналитами с возрастом источника T_{DM} > 3.1 млрд лет. Базальты прорываются габброидами, интрузией тоналитов и несколькими сериями даек кислого состава. На юге базальты перекрыты ятулийскими отложениями. Вулканиты пояса метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации и сложно деформированы. Анализ первичных структур вулканитов и взаимоотношений потоков в северо-западной части структуры свидетельствует об опрокинутом залегании вулканитов с крутым падением на северо-запад. Опрокидывание ранних изоклинальных складок отвечало этапу деформаций, предшествовавшему внедрению интрузии тоналитов и формированию купольной структуры, в которой вулканическая толща облекает Шилосский массив тоналитов.

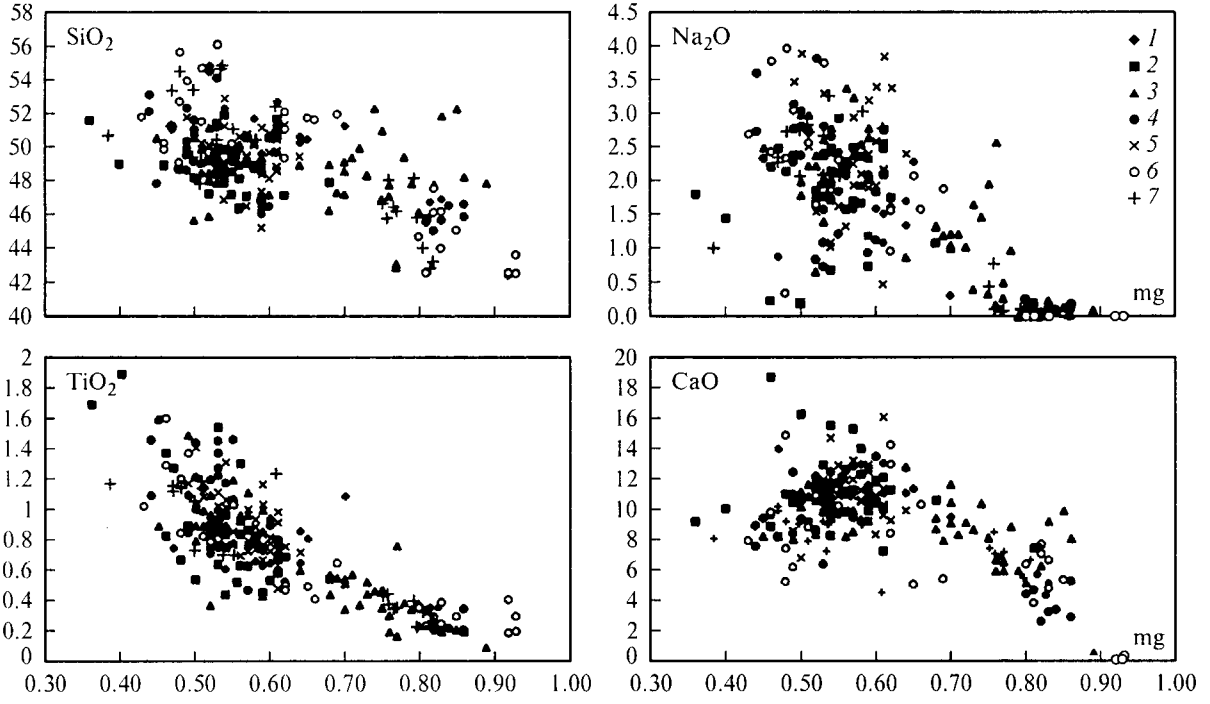
Каменноозерский зеленокаменный пояс описан ранее В. В. Куликовой, В. С. Куликовым и В. Н. Фурманом (Вулканизм..., 1981; Куликов и др.,1990) как одна из структур Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. Пояс имеет V-образную форму и протягивается в меридиональном направлении на 40 км при максимальной ширине 20 км (рис. 4.2). Породы обнажены лишь на отдельных, сравнительно небольших изолированных участках — Золотые Пороги (нижнее течение р. Кумбуксы), оз. Вожмозеро и руч. Савинский, принадлежащих преимущественно западной ветви пояса. Изучение пород пояса проводилось главным образом по кернам скважин. В стратиграфическом разрезе (Вулканизм..., 1981) выделялись нижняя — вулканогенно-осадочная (участок руч. Савинского), средняя — вулканогенная (участки Золотые Пороги и оз. Вожмозеро), верхняя — вулканогенно-осадочная толщи (участок Золотые Пороги). Изотопные исследования позволили иначе интерпретировать разрез структуры, в котором выделены нижняя коматиит-базальтовая, верхняя базальт-андезит-дацитовая толщи и субвулканические адакиты (Puchtel et al.,1999). Породы, слагающие Каменноозерский пояс, представлены преимущественно базальтами, коматиитами со структурами спинифекс, а также в подчиненных количествах кислыми вулканитами, вулканогенно-осадочными породами и графитистыми сланцами. Вулканиты прорваны серией даек габбро, кислых пород, гранитами. Возраст коматиитов и базальтов Каменноозерского пояса составляет 2916 млн лет (табл. 4.1). Возраст андезито-базальтов и риолитов в восточном и юго-западном обрамлении пояса составляет 2875 млн лет (табл. 4.1), а даек дацитов, секущих базальты нижней толщи (метод ТИЭМ

по циркону), — 2840 млн лет. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. На участках Золотые Пороги и в меньшей степени, Савинском проявлены процессы кремнеуглекислого метасоматоза с образованием карбонатных сланцев, лиственитов и карбонат-кварцевых жил (Кулешевич, 1992). Структурные исследования на участке Золотые Пороги (Кожевников и др., 1983) позволили установить единый структурный ряд, включающий четыре стадии деформаций. Вторая стадия деформаций отвечала пикам условий метаморфизма.

Кенозерский зеленокаменный пояс расположен в южной оконечности Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса — восточной части Водлозерского домена, на юго-западном берегу оз. Кенозеро. Породы пояса практически не обнажены, и изучение проводилось по керну скважин. Разрез представлен базальтами, коматиитами и их туфами с незначительной долей вулканогенно-терригенных пород, а также андезито-базальтами. В пределах толщи наблюдаются переходы от коматиитов до толеитовых базальтов и андезито-базальтов. Вулканиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Возраст коматиитов, базальтов и андезито-базальтов Кенозерского пояса составляет 2960 млн лет (табл. 4.1).

Состав и петрология вулканитов

Коматииты, наиболее высокомагнезиальные перидотитовые породы с содержанием MgO = 24.8—34.6 %, mg = 0.83—0.79 (в спинифекс-структурных разностях MgO = 24.8—29.6 %), присутствуют во всех зеленокаменных поясах обрамления Водлозерского домена, кроме Шилосского. Перидотитовые коматииты выдержаны по содержанию SiO_2 — 44.4—47.2 % (табл. 4.2, № 5—11; рис. 4.7), относятся к недеплетированному глиноземом типу (CaO/Al_2O_3 = 0.5—0.9), имеют отношение Al_2O_3/TiO_2 = 15—25. Отношение Ti/Zr в коматиитах варьирует от 130 до 80. Содержание Ni в коматиитах варьирует от 950 до 1450 г/т при более существенных вариациях Cr — от 2000 до 4600 г/т. В коматиитах Хаутаваарского пояса содержание Ni ниже и достигает 650 г/т. Коматииты Палаламбинского и Остерского поясов характеризуются плоским распределением редкоземельных элементов с $(La/Yb)_N = 1 \pm 0.1$, $(Gd/Yb)_N = 1 \pm 0.1$, отсутствием Nb аномалии ($(Nb/La)_N \sim 1$) и концентрациями в 1.5—4 раза выше, чем в примитивной мантии (рис. 4.8). Коматииты Хаутаваарского зеленнокаменного пояса обогащены ЛРЗЭ: $(La/Yb)_N = 1.3 \pm \pm 0.1$, $(Gd/Yb)_N = 0.9 \pm 0.1$, и имеют отрицательную аномалию


SiO2
Na2O
TiO2
CaO
mg
mg
1
2
3
4
5
6
7
58
56
54
52
50
48
46
44
42
40
4.5
4.0
3.5
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
0.5
0.0
2
1.8
1.6
1.4
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0
0.30
0.40
0.50
0.60
0.70
0.80
0.90
1.00

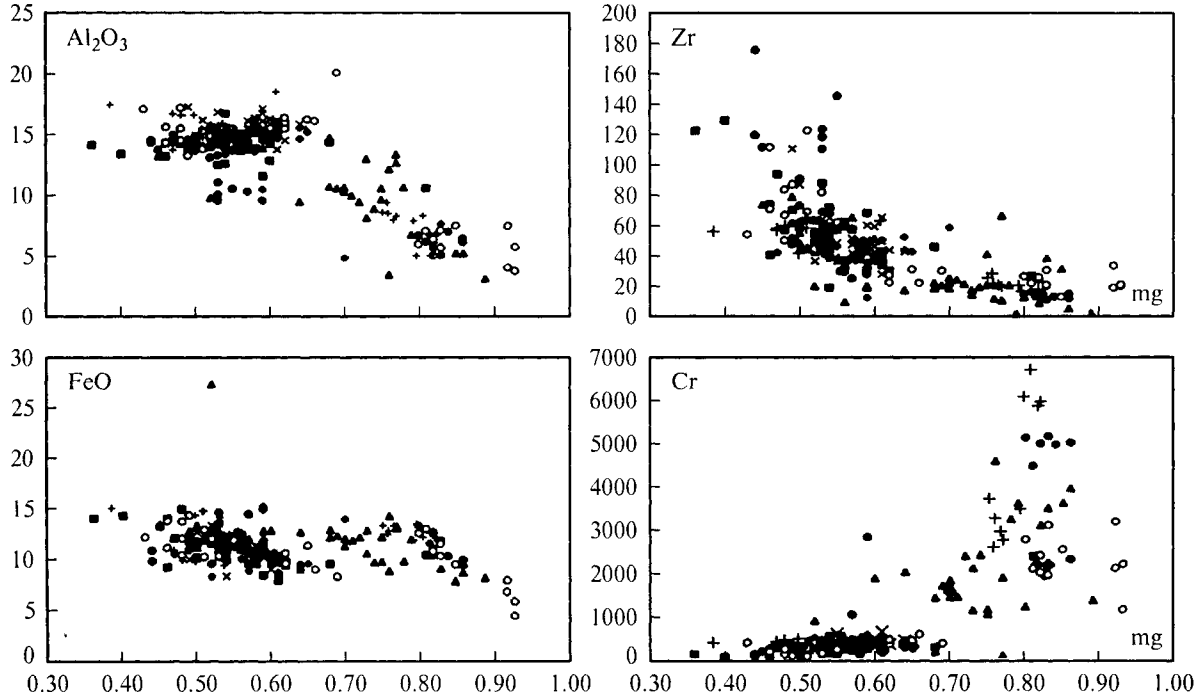
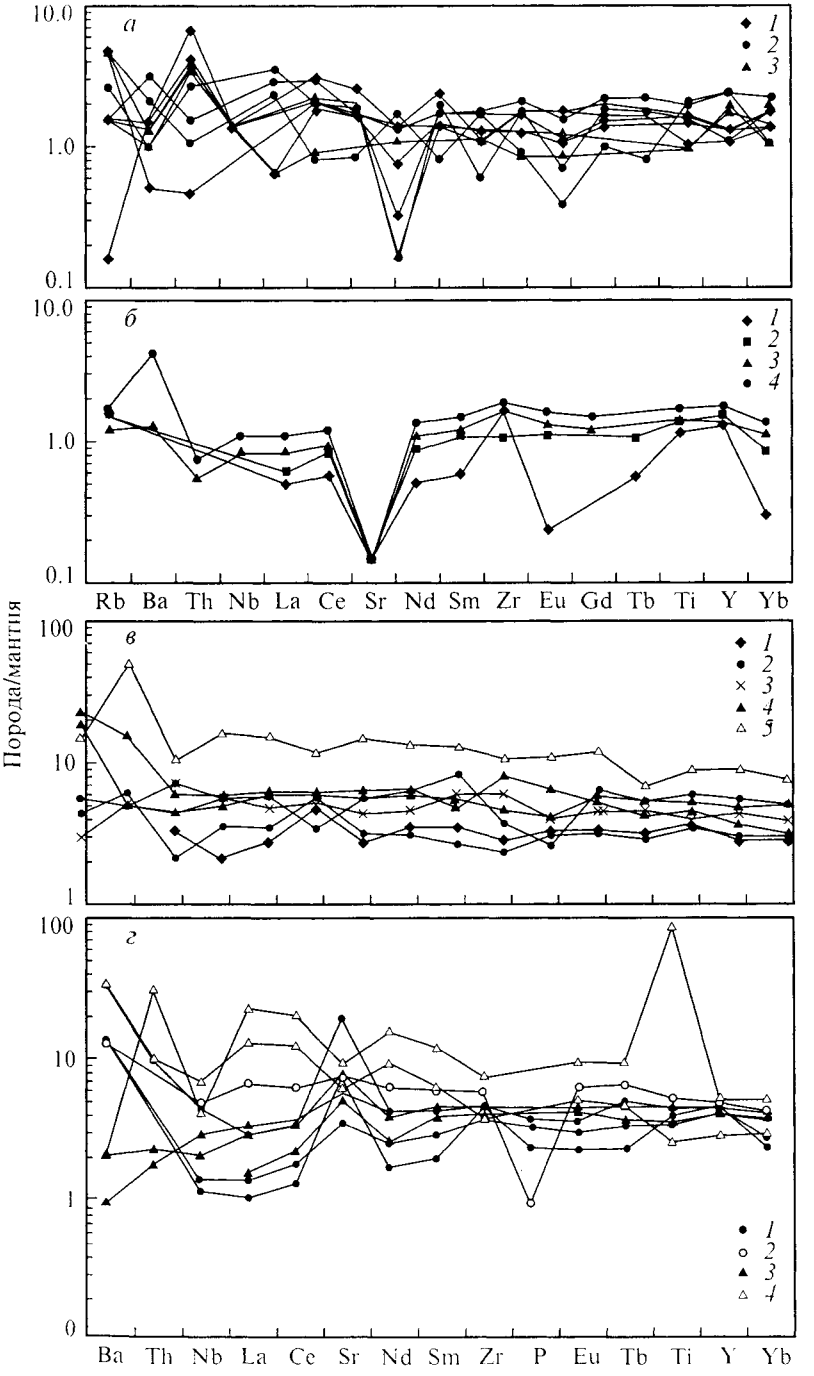


Рис. 4.7. Диаграммы mg—элементы или окислы для коматиитов и базальтов Водлозерского домена.

Вулканиты зеленокаменных поясов: *1* — Хаутаваарский, *2* — Семченский, *3* — Палаламбинский, *4* — Остерский, *5* — Шилосский. *6* — Каменноозерский, *7* — Кенозерский.


а
б
в
г
Порода/мантия
10.0
1.0
0.1
100
10
1
0
Rb Ba Th Nb La Ce Sr Nd Sm Zr Eu Gd Tb Ti Y Yb
Ba Th Nb La Ce Sr Nd Sm Zr P Eu Tb Ti Y Yb

ниобия $(Nb/La)_N = 0.5—0.7$). Коматииты Койкарско-Семченского и Каменноозерского поясов деплетированны ЛРЗЭ — $(La/Yb)_N = 0.6—0.7$, $(Gd/Yb)_N = 1$ — и характеризуются положительной аномалией ниобия ($(Nb/La)_N = 1—1.2$).

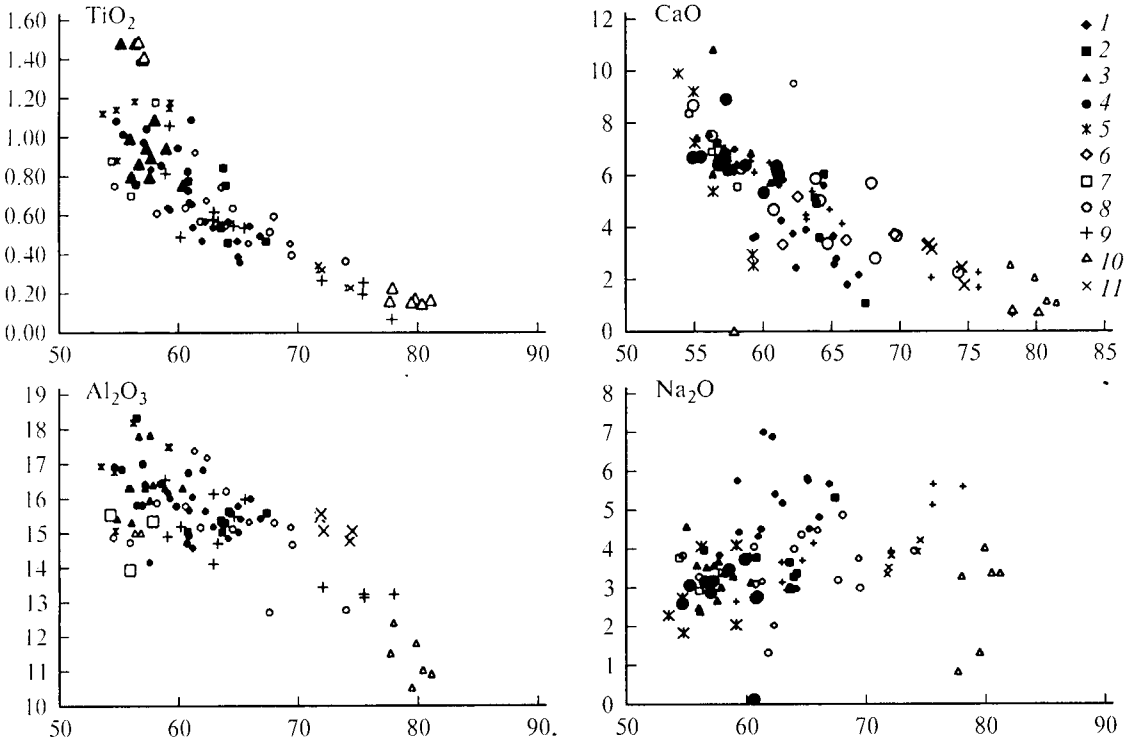
Базальты — однородные мелкозернистые породы с массивными и подушечными текстурами. По химическому составу выделяются две группы базальтов (табл. 4.2, № 15—23; рис. 4.7). Базальты обеих групп относятся к толеитовой серии, их нормативный состав отвечает оливиновым, реже кварцевым толеитам; они являются умеренноглиноземистыми породами. Базальты первой группы содержат меньше Ti, Y, P, Zr и больше Cr (табл. 4.2, № 15—21); Ti/Zr-отношение равно 100—110. Для базальтов первой группы из поясов западной окраины домена характерно плоское недифференцированное распределение РЗЭ — $(La/Sm)_N = 1.0—0.9$, $(La/Yb)_N = 1.1—1.2$, концентрации РЗЭ в 7—14 раз выше, чем в хондритах; $(Nb/La)_N$-отношение составляет 0.9—1.1 (рис. 4.8). Базальты первой группы в поясах северной и северо-восточной окраин домена характеризуются более низкими концентрациями РЗЭ и обеднены ЛРЗЭ — $(La/Sm)_N = 0.5—0.8$, $(Gd/Yb)_N = 1—1.1$. Базальты второй группы (табл. 4.2, № 22—24) имеют Ti/Zr-отношение 100—60 и слабо дифференцированное распределение РЗЭ — $(La/Sm)_N = 1.2—1.5$, $(La/Yb)_N = 1.5$, концентрации РЗЭ в 12—15 раз выше, чем в примитивной мантии — $(Nb/La)_N = 0.6—0.7$. Базальты Каменноозерской структуры, отнесенные к серии БАД (Puchtel et al., 1999), по большинству геохимических параметров близки к базальтам второй группы.

Андезиты и дациты в Хаутаваарском поясе представлены в нижних частях разрезов; в Койкарско-Семченском поясе дациты появляются в верхней части разреза (табл. 4.3, № 7—12; рис. 4.9). По соотношению SiO_2—FeO/MgO хаутаваарские и семченские вулканиты лежат в поле известково-щелочной серии, а палаламбинские и остерские — на границе известково-щелочной и толеитовой серий. Все андезиты и дациты являются среднекалиевыми,

---

Рис. 4.8. Спайдер-диаграмма для коматиитов и базальтов Водлозерского домена.

а — коматииты поясов западной окраины домена: *1* — Хаутаваарский (обр. 427-2, 427-5, 427-7 АВ), *2* — Палаламбинский (обр. 2103б, 2104, 851, 422 Ар), *3* — Остерский (обр. 534, 565 Ар); *б* — коматиты Каменноозерской структуры северной окраины домена (*1*, *2* — обр. 400, 400а, *3*, *4* — обр. 89155, 89153 соответственно) (Puchtel et al., 1999); *в* — базальты поясов западной окраины: *1* — Хаутаваарский, *2* — Семченский, *3* — Палаламбинский, *4*, *5* — Остерский (первой и второй групп соответственно); *г* — базальты поясов северной окраины домена: базальты первой (*1*) и второй (*2*) групп Шилосского пояса, базальты первой группы (*3*) и серии БАДР (*4*, Puchtel et al., 1999) Каменноозерского пояса.


TiO2
1.60
1.40
1.20
1.00
0.80
0.60
0.40
0.20
0.00
50
60
70
80
90
CaO
12
10
8
6
4
2
0
50
55
60
65
70
75
80
85
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
Al2O3
19
18
17
16
15
14
13
12
11
10
50
60
70
80
90
Na2O
8
7
6
5
4
3
2
1
0
50
60
70
80
90

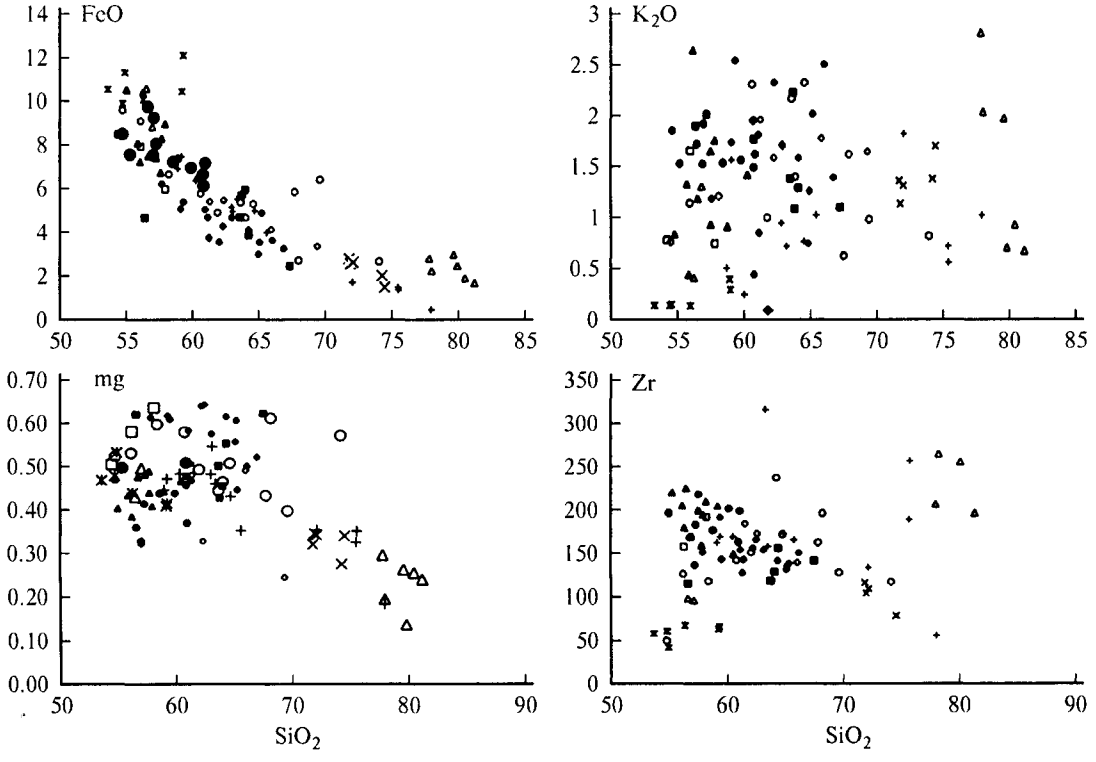


Рис. 4.9. Диаграммы Харкера для средних и кислых вулканитов Водлозерского домена.

Древние (~3.0—2.9 млрд лет) вулканиты поясов: *1* — Хаутаваарский, *2* — Семченский, *3* — Палаламбинский, *4* — Остерский, *5* — Кенозерский; молодые (~2.85—2.80 млрд лет) вулканиты поясов: *6* — Хаутаваарский, *7* — Семченский, *8* — Остерский, *9* — Шилосский, *10*, *11* — Каменноозерский: серии БАДР (*10*) и адакитовой (*11*) (данные для *10* и *11* — из работы Puchtel et al., 1999).

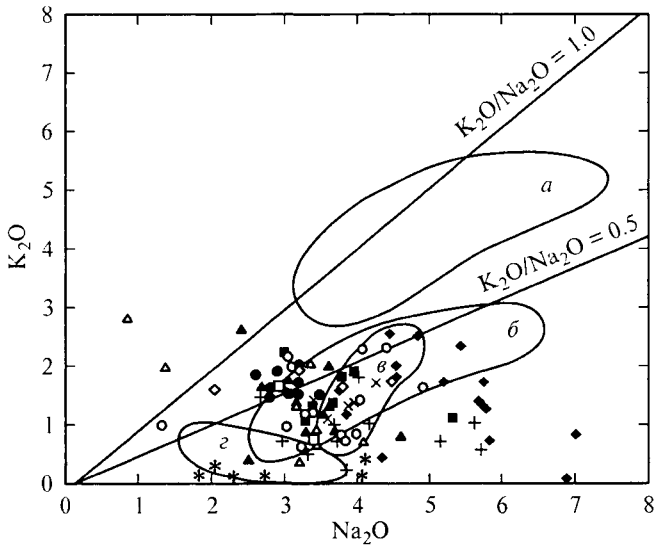


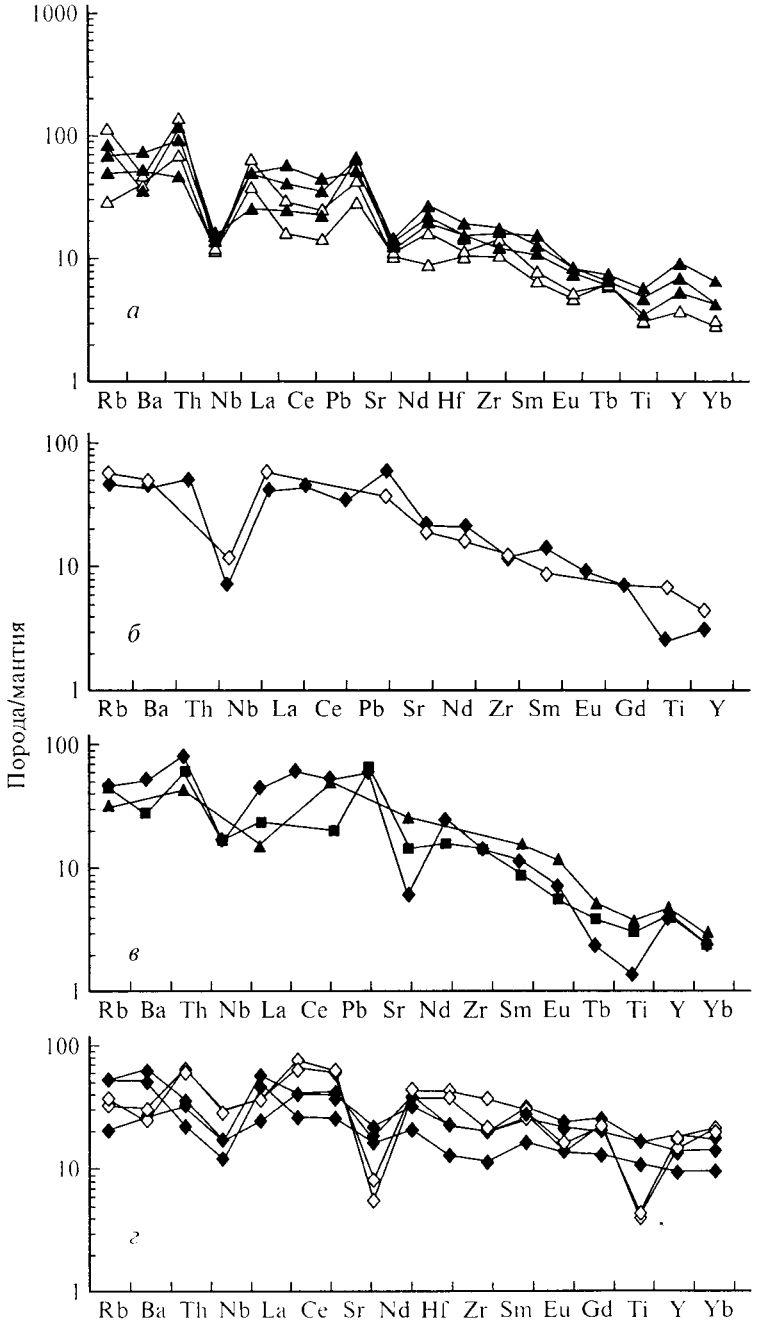
Рис. 4.10. Диаграмма K_2O—Na_2O для средних и кислых вулканитов Водлозерского домена.

Усл. обозн. см. на рис. 4.9. Поля современных вулканитов различных геодинамических обстановок: *а* — континентальные рифты, *б* — океанические острова, *в* — окраино-плитные вулканические дуги, *г* — островные дуги. Контуры полей проведены по: Богатиков, Цветков, 1988.

а по содержанию K_2O и отношению K_2O/Na_2O соответствуют вулканитам окраинноплитных вулканических дуг (рис. 4.10). Для андезитов Семченской структуры, и особенно андезито-дацитов Хаутаваарской структуры, характерна высокая магнезиальность (mg = 0.52 и 0.55 соответственно) и высокие концентрации Cr (146, 160 г/т). Андезиты других поясов характеризуются низкой магнезиальностью (mg = 0.42 и 0.44), низкими концентрациями Cr (~50 г/т). Кислые вулканиты во всех поясах умереннотитанистые, по концентрациям TiO_2, Zr и Ti/Zr-отношению сопоставимы с современными андезитами развитых и зрелых островных дуг, а по концентрациям Sr и Ba более соответствуют вулканитам развитых островных дуг. Они характеризуются вы-

Рис. 4.11. Спайдер-диаграмма для средних и кислых вулканитов Водлозерского домена.

Вулканиты (*темные значки* — возраст 2.9—3.0 млрд лет, *светлые* — 2.85—2.8 млрд лет) поясов западной окраины домена: *а* — Остерский, *б* — Хаутаваарский. Вулканиты (2.8 млрд лет) северной окраины домена: *в* — Шилосский, *г* — Каменноозерский (Puchtel et al., 1999).


Порода/мантия
1000
100
10
1
а
Rb Ba Th Nb La Ce Pb Sr Nd Hf Zr Sm Eu Tb Ti Y Yb
100
10
1
б
Rb Ba Th Nb La Ce Pb Sr Nd Zr Sm Eu Gd Ti Y
100
10
1
в
Rb Ba Th Nb La Ce Pb Sr Nd Zr Sm Eu Tb Ti Y Yb
100
10
1
г
Rb Ba Th Nb La Ce Sr Nd Hf Zr Sm Eu Gd Ti Y Yb

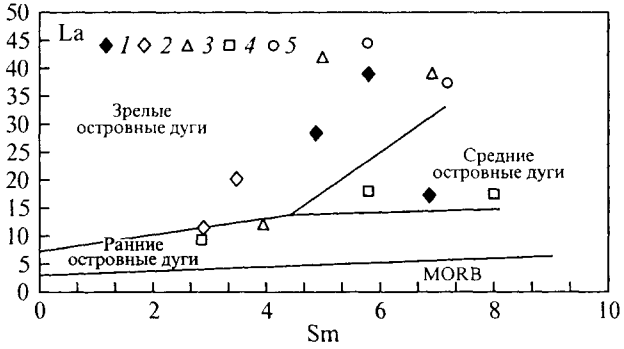


Рис. 4.12. Диаграмма La—Sm для средних и кислых вулканитов зеленокаменных поясов Водлозерского домена.

1, 2 — Остерский: ранние (*1*) и поздние (*2*); *3* — Шилосский; *4, 5* — Каменноозерский: серии БАДР и адакитовой (*4, 5* — Puchtel et al., 1999).

сокими концентрациями РЗЭ, их значительным фракционированием с $(La/Yb)_N = 5—9$, $(La/Sm)_N = 3.5—4.1$, $(Tb/Yb = 1.6—2)$ и наличием отрицательных аномалий Nb и Ti (рис. 4.11). На классификационной диаграмме по соотношению La и Sm они также лежат в поле зрелых и частично развитых островных дуг (рис. 4.12). Вулканиты Кенозерского пояса восточной окраины домена являются андезито-базальтами с mg = 0.48, высокими концентрациями Cr (460 г/т) и Ni (165 г/т). Для них характерны низкие, обычные для базальтов концентрации Zr, Sr, Ba и высокое Ti/Zr-отношение. По своим характеристикам они скорее соответствуют контаминированным базальтам.

Средние и кислые вулканиты и субвулканические тела второго этапа магматизма представлены в Хаутаваарском и Остерском поясах дацитами, в Семченском — андезитами (табл. 4.3, № 13—20; рис. 4.9). Это среднекалиевые известково-щелочные породы. Дациты Хаутаваарского и Остерского поясов (табл. 4.3, № 13, 15) характеризуются высокой магнезиальностью (mg = = 0.54 и 0.50 %) и высокими концентрациями Cr (134 и 90 ppm). Поздние дациты Хаутаваарского и андезиты Семченского поясов отличаются от ранних более высокими концентрациями TiO_2 (1.46 и 1.12 %), а от вулканитов всех поясов — более высоким Ti/Zr-отношением (30—60). По содержанию K_2O и отношению K_2O/Na_2O они соответствуют вулканитам окраинно-плитных вулканических дуг (рис. 4.10). Кислые и средние вулканиты второго этапа магматизма аналогично вулканитам первого этапа обогащены ЛРЗЭ с $(La/Yb)_N = 5—9$, имеют отрицательные аномалии Nb и Ti (рис. 4.11) и также лежат в поле современных

образований зрелых островных дуг (рис. 4.12). Дациты и риолиты Шилосского и Каменноозерского поясов (табл. 4.3, № 16, 17, 19, 20, рис. 4.9) отличаются от своих аналогов на западной окраине более высокими содержаниями SiO_2, низкой магнезиальностью (mg = 0.44—0.25), существенно более низкими концентрациями TiO_2 (0.67, 0.18 %) и более низким значением Ti/Zr-отношения (8—25). Андезито-базальты Каменноозерской структуры (табл. 4.3, № 18), принадлежащие к серии БАДР (Puchtel et al., 1999), по большинству геохимических характеристик соответствуют базальтам второго этапа других поясов.

В результате исследования составов коматиитов из поясов обрамления Водлозерского домена было рассчитано, что их ликвидусные температуры составляли 1570—1590 °С (Светов, 1997; Puchtel et al., 1999a; Вревский, 2000; Чекулаев и др., 2002), что соответствует температуре мантийного источника (~1800 °С) и на 250° превышает температуру архейской мантии. Колебания величины $\varepsilon_{Nd}(t)$ для изохрон коматиитов и базальтов от + 0.3 до +2.7 (Сочеванов и др., 1991; Светов, 1997; Puchtel et al., 1999a; Вревский, 2000) и различная степень деплетированности коматиитов и высокотемпературных базальтов редкоземельными элементами свидетельствуют о вертикальной и латеральной гетерогенности мантийного источника и более всего соответствует плюмовой модели их образования. Бóльшая часть базальтов первой группы близка к базальтам плато.

Геохимические особенности базальтов второй группы, обогащенных РЗЭ и обладающих отрицательной аномалией ниобия, не противоречат их образованию на ранних стадиях развития островных дуг (Sun, McDonough, 1989).

Для средних и кислых пород раннего этапа вулканизма зеленокаменных поясов, распололоженных на западной окраине Водлозерского домена, предполагается связь с субдукцией под древнюю сиалическую кору Водлозерского блока (Глебовицкий, 1993; Лобач-Жученко и др., 2000б). Для вулканитов Остерского и Палаламбинского поясов образование исходных расплавов моделируется при 30—50 %-ном равновесном и частичном плавлении амфиболитов, близких по составу к базальтам второй группы. Изотопные данные по Nd не подтверждают присутствие древнего вещества (>3 млрд лет) в источнике (Чекулаев и др., 2002). Андезито-дациты Хаутаваарского, и частично Койкарско-Семченского пояса, очевидно, образованы при фракционировании бонинитовых расплавов, возникших при плавлении мантийного клина и древнего корового вещества (Матреничев и др., 1990).

Кислые и средние вулканиты этапа 2.88—2.80 млн лет оторваны во времени от образования ранней ассоциации вулкани-

тов. На этом этапе наиболее существенными являются различия в изотопных отношениях кислых вулканитов западной и северной—северо-восточной окраин домена. Значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ дацитов западной окраины домена колеблются в пределах от −1 до −3.7, свидетельствуя о длительной коровой предыстории источника вулканитов. Кислые вулканиты, а также дайки Шилосского и Каменноозерского поясов имеют положительные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ (1—3), и, следовательно, отделение источника вулканитов от мантии произошло незадолго до образования вулканитов. Для дацитов и риолитов Шилоса предлагается модель плавления обогащенных базальтов под воздействием плюма (Лобач-Жученко и др., 1999). Для кислых пород Каменноозерской структуры предлагаются модели: малоглубинного фракционирования андезитовых расплавов в условиях океанической островной дуги (риолиты серии БАД) и плавления океанических толеитовых базальтов нижней толщи с последующей фракционной кристаллизацией (адакитовая серия).

Интрузии базитов

Базитовые интрузии присутствуют как во внутренних частях домена среди гранитоидов, так и внутри пород зеленокаменных поясов краевых частей домена, прорывая их. Дайки основных пород, расположенные во внутренней части домена, приурочены к поздним архейским структурам; по составу они сходны с толеитами зеленокаменных поясов краевых частей домена. На юго-западе домена они находятся в виде включений среди молодых тронд'емитов и гранитов.

Небольшая (0.4 км^2) Лайручьевская интрузия пироксенит-габбро-норит-диоритов расположена в центре Водлозерского домена (рис. 4.2). Ее возраст определен равным 2987 млн лет (табл. 4.1), т. е. близким к возрасту метавулканитов краевых частей домена. Внедрение и кристаллизация даек основных пород второй генерации (амфиболитов 2) в водлинском метаморфическом комплексе имело место 2853 млн лет назад (табл. 4.1).

В большинстве зеленокаменных поясов краевых частей Водлозерского домена присутствуют базитовые интрузиии с возрастом 2.88—2.84 млрд лет. На западной окраине домена они разделяют два этапа метаморфизма и деформаций и два эпизода кислого вулканизма. Самая крупная Семченская интрузия габбро-диоритов имеет площадь около 120 км^2 (рис. 4.2). Интрузия габбро-диоритов сечет деформированные и зонально метаморфизованные вулканиты Семченского зеленокаменного пояса. Апофиза

габбро-диоритов, рвущая Сунский массив тоналитов, и вулканиты пояса образуют узкую зону эруптивной брекчии, в которой количество ксенолитов достигает 50 %. Возраст интрузии (U-Pb) равен 2849 млн лет (табл. 4.1). Габбро-диориты интрузии секутся субвулканическими телами и дайками андезитов, тоналитами и гранитами.

Мелкие тела габбро и лейкократовых габбро, площадь которых не превышает 0.02 км^2, прорывают метаморфизованные и деформированные вулканиты Палаламбинского пояса, а сами подверглись более позднему метаморфизму. Возраст интрузии лейкогаббро, принадлежащей к этой группе, составляет 2840 млн лет (табл. 4.1). Тела габбро—габбро-анортозитов площадью 2 и 4 км^2 и небольшие (мощностью до 2 м) дайки секут метаморфизованные и деформированные андезиты и базальты Остерского пояса, а сами секутся гранитами остерского комплекса с возрастом 2.88 млрд лет и присутствуют в гальке конгломератов. В Шилосском зеленокаменном поясе дифференцированная интрузия габбро площадью около 5 км^2, серия более мелких массивов и даек прорывают вулканиты пояса и секутся Шилосской интрузией тоналитов с возрастом 2850 млн лет. В Черевско-Винельской зеленокаменной структуре субвулканические тела габбро-диоритов секут вулканиты Болоцкой толщи. Возраст габбро- диоритов определен U-Pb методом по циркону и составляет 2840 млн лет (Сергеев, неопубл. данные).

Базитовые интрузии внутри Водлозерского домена и интрузий, прорывающих зеленокаменные пояса, представляют собой умеренно- и высокоглиноземистые породы, с высокой магнезиальностью и низким Ti/Zr-отношением, варьирующим в пределах каждого массива (табл. 4.2, № 26—31). Основными особенностями всех базитов являются дифференцированное распределение РЗЭ с La/Yb = 5—9, наличие отрицательных аномалий Nb и Ti на спайдер-диаграммах (рис. 4.13) и отрицательные значения величины $\varepsilon_{Nd}(t)$. Образование исходных расплавов интрузий моделируется как 10—20 %-ная контаминация высокотемпературных расплавов плюмов древним коровым веществом (Арестова, 1997). В массивах Лай-ручей и Семченском установлено наличие расслоенности. Формирование расслоенности более магнезиального исходного расплава массива Лай-ручей представляет собой, очевидно, сложный процесс, включавший на ранних стадиях кристаллизационную дифференциацию высокотемпературного расплава. Далее, по мере охлаждения остаточного расплава, расслоение, по-видимому, происходило путем жидкостной дифференциации контаминированного и, соответственно, при более низких температу-

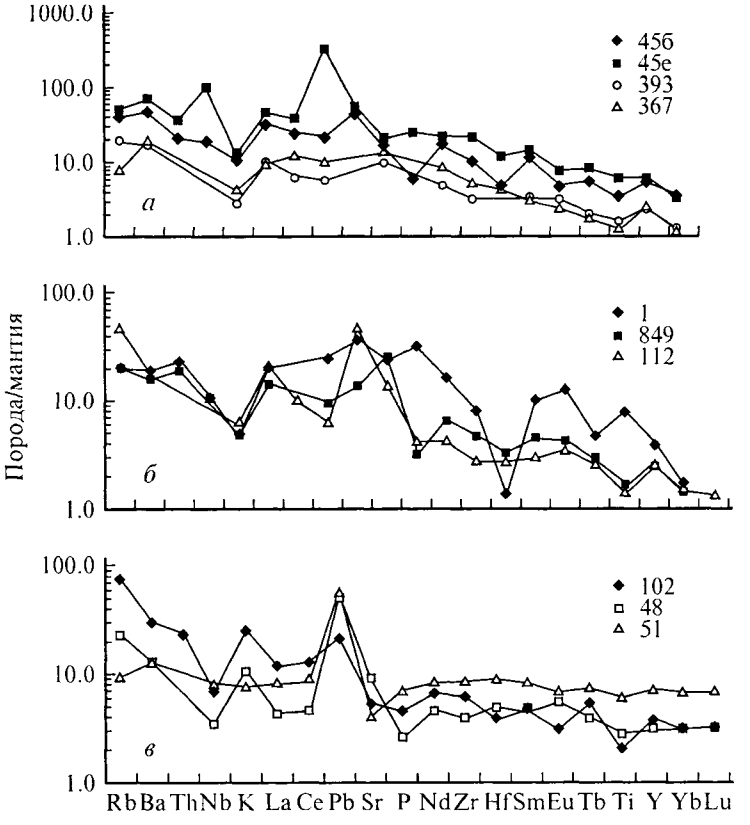


Рис. 4.13. Спайдер-диаграмма для интрузивных базитов Водлозерского домена.

а — интрузии древнее 2.9 млрд лет: амфиболиты водлозерского метаморфического комплекса (обр. 45б и 45е) и габбро-нориты и диориты интрузии Лайручей (обр. 393 и 367); *б* — интрузии с возрастом около 2.85 млрд лет: Семченская (обр. 1, 849) и Остерская (обр. 112); *в* — остерские с возрастом около 2.87 млрд лет: габбро расслоенных интрузий (обр. 102) и расслоенный дайковый комплекс (обр. 48, 51).

рах энергетически нестабильного расплава (Арестова, 1997). Для более низкотемпературного исходного расплава Семченской интрузии жидкостная дифференциация была главной причиной формирования расслоенности (Арестова, 1984; Арестова, Пугин, 1985). Подобный вывод подтверждается распределением РЗЭ, Ti и Zr в породах двух серий Семченской интрузии (рис. 4.13), которое соответствует распределению при жидкостной дифференциации (Watson, 1976).

Гранитоиды, сформированные в интервале времени 2.9—2.85 млрд лет. Эти породы развиты на всей территории домена.

Плутоны и серии даек, рвущие зеленокаменные пояса краевых частей домена, сложены породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ) и гранитами. Плутоны, сложенные породами ТТГ-серии, небольшие (100—150 км^2), прорывают метаморфизованные и деформированные метавулканиты. Располагаются вдоль линейных тектонических зон (например, Лижмореченский массив трондьемитов; Геология..., 1978), в брахиантиклинальных структурах (например, Шилосский и Сунский тоналитовые массивы; Лобач-Жученко и др., 1999). Их внедрение было синхронно со вторым и более поздними этапами деформаций мафических вулканитов пояса. Возраст Шилосского плутона равен 2850 млн лет, Сунского — более 2850 млн лет, поскольку его сечет массив габбро-диоритов с таким возрастом (табл. 4.1). Возраст самих тоналитов изучался методом термоионной эмиссии свинца (ТИЭМ). Циркон, обнаруженный во всех фракциях, дает возраст 2.9 млрд лет, циркон с ядрами — более древний — 3.15 млрд лет (Сергеев, Сумин, 1984). Возраст Лижмореченского массива трондьемитов древнее 2.84 млрд лет — возраста прорывающих их лейкогаббро. Возраст трондьемитов Чебинского массива, прорывающего южную часть Остерского пояса, равен 2995 млн лет (табл. 4.1).

Серия небольших массивов тоналитов закартирована и в Сумозерско-Кенозерском поясе (рис. 4.2). Дайки ТТГ-серии детально изучены в Остерском зеленокаменном поясе (Чекулаев и др., 2002). Древние дайки плагиопорфиров располагаются в метабазальтах вдоль ранней сланцеватости, попадают в гальку конгломератов. Вторая серия даек, варьирующая по составу от диоритов до трондьемит-порфиров, приурочена к контактам тектонических блоков. Многочисленные мелкие остроугольные обломки вмещающих пород в дайках свидетельствуют об интенсивных хрупких деформациях, сопровождающих их внедрение.

Значительные площади центральных частей Водлозерского домена также сложены породами ТТГ-серии, имеющими возраст 2.9—2.8 млрд лет, т. е. образованными одновременно или несколько позднее плутонов, рвущих зеленокаменные породы краевых частей домена. В большинстве случаев они существенно изменены под воздействием более поздних микроклиновых гранитов. Так, к югу от оз. Черного тоналиты и гранодиориты сохраняются среди плагиомикроклиновых гранитов и мигматитов в виде небольших участков, измеряемых первыми метрами.

Их возраст равен 2961 млн лет (табл. 4.1). В центральной части блока, в районе р. Кальи, породы ТТГ-серии, в разной степени микроклинизированные, слагают значительный по площади участок. Они частично являются продуктом перекристаллизации гнейсов, а частично представляют собой интрузивные образования. Их возраст равен 2907 млн лет. На этом же этапе (2820 млн лет; табл. 4.1) имела место перекристаллизация гнейсов водлинского метаморфического комплекса.

Средний химический состав пород ТТГ-серии, слагающих плутоны и дайки, которые расположены среди вулканитов зеленокаменных поясов и сформированы в интервале времени 3.0—2.85 млрд лет, приведен в табл. 4.3, № 21—23. Часть массивов сложена тоналитами и трондьемитами со значительным преобладанием тоналитов (например, Сунский и Шилосский массивы). В некоторых массивах (Лижмореченский, Чебинский) преобладают трондьемиты. Вариации содержаний некоторых главных элементов отражены на диаграммах Харкера (рис. 4.3). Тоналиты Сунского и Шилосского массивов имеют близкий состав: содержание $Al_2O_3 < 16.5\,\%$, высокая магнезиальность (mg = = 0.42—0.44), низкие содержания Rb (40—60 ppm). Оба массива имеют низкие Rb/Sr-отношения (0.06—0.24, $x = 0.13$ и 0.06—0.39, $x = 0.15$ соответственно). Отличия в содержании Sr между массивами отражаются на Sr/Y-отношении, которое у пород Сунского массива варьирует от 14 до 134 ($x = 65$), а у Шилосского — от 8 до 115 ($x = 38$). Массив Лижмореченский сложен трондьемитами и гранодиоритами, сходными с тоналитами высокой магнезиальностью (mg = 0.40 и 0.44, табл. 4.1.3) и умеренным содержанием Al_2O_3 (<16 %). Они сходны с породами Шилосского массива отношением Sr/Y (23—54, $x = 39$), но отличаются бóльшим значением Rb/Sr. На спайдер-диаграмме (рис. 4.5, *Б*) все массивы имеют отрицательные аномалии Nb и Ti; гранитоиды Лижмореченского массива выделяются более высокими содержаниями Rb, Ba, Th, K, La, Ce и более низкими Sr, Nd, Zr, Sm, Tb, Yb.

Значительные различия между плутонами имеют место в содержании и характере распределения РЗЭ (рис. 4.5, *В*). Тоналиты Шилосского массива характеризуются незначительным фракционированием РЗЭ ($La_N/Yb_N = 8.1$) за счет высокого содержания Yb (1.72 ppm) и отчетливой Eu аномалией. Трондьемиты гальки в остерских конгломератах характеризуются низким содержанием всех РЗЭ, их дифференцированным характером. Трондьемиты Лижмореченского массива содержат примерно в два раза больше легких и средних, в три раза тяжелых редких земель по сравнению с другими трондьемитами этой воз-

растной группы. В отличие от трондьемитов, mg которых варьирует в интервале 0.40—0.49, трондьемиты наиболее древнего Чебинского плутона имеют mg = 0.35. Тоналиты и трондьемиты сходны между собой низкими концентрациями Rb (<100 ppm), Zr (120—140 ppm), Nb (< 10 ppm), Th. Породы ТТГ-серии в целом сходны с таковыми, образованными на более раннем этапе (№ 1—3 в табл. 4.3), отличаясь от них меньшим содержанием CaO, несколько большей магнезиальностью и бóльшим содержанием P_2O_5. Существенным отличием является также их бóльшая меланократовость в сравнении с более древними ТТГ, благодаря чему на графике SiO_2—(FeO + MgO) они располагаются ближе к фанерозойским аналогам (Лобач-Жученко и др., 1999).

Породы ТТГ-серии этого же возрастного уровня (3.0—2.85 млрд лет), расположенные среди более древних сиалических пород в центральных частях домена, представлены тоналитами, трондьемитами и гранодиоритами (табл. 4.3, № 26—28). Тоналиты и трондьемиты сходны с одновозрастными плутонами (№ 21—23), прорывающими зеленокаменные пояса, содержаниями большей части главных (рис. 4.3, 4.5, *Б*) и редких элементов. Они характеризуются лишь меньшими содержаниями P_2O_5, бóльшими Rb. Трондьемиты имеют магнезиальность, равную таковой трондьемитов Чебинского массива. Гранодиориты отличаются как от более древних гранодиоритов, так и одновозрастных гранодиоритов плутонов, расположенных в зеленокаменных поясах, бóльшим содержанием K_2O при меньших количествах SiO_2, P_2O_5 и меньшей магнезиальностью. Они отличаются также несколько меньшим содержанием легких и бóльшим — средних редких земель (рис. 4.4, *в*), бóльшими содержаниями Hf и Ta.

На северо-западной окраине Водлозерского домена расположена серия интрузий гранитов (Кармассельгский, Остерский и Южно-Кумсинский массивы), которые приурочены к тектонической зоне субмеридионального направления. Размеры интрузий примерно 30 км^2. Наиболее детально изучена геология Остерской интрузии, которая состоит из трех массивов, вытянутых в субмеридиональном направлении на 15 км при ширине 1.5—2 км. Они прорывают метавулканиты Остерской зеленокаменной структуры. Контакт гранитов с метабазальтами представляет зону эруптивных брекчий, что свидетельствует о синхронности внедрения гранитов и дизъюнктивных нарушений. Возраст гранитов остерского комплекса равен 2876 млн лет (табл. 4.1). Граниты Остерской интрузии представлены среднемелкозернистыми однородными породами. По содержанию SiO_2 и сумме щелочей они относятся к гранитам-лейкогранитам

(Классификация..., 1981). Граниты являются метаглиноземистыми, а более кислые разности — перглиноземистыми, относятся к низкомагнезиальным породам (mg = 0.34). В целом по содержанию главных и редких элементов породы остерского комплекса соответствуют гранитам I-типа (Chappell, White, 1992), а согласно классификации Сильвестера (Sylvester, 1994), они близки к архейским известково-щелочным гранитным плутонам первого типа (CAI-тип). На графике распределения РЗЭ граниты (рис. 4.4) имеют слабое фракционирование легких РЗЭ и характеризуются отсутствием такового для тяжелых РЗЭ (La_N/Sm_N = 3.5—5.0, Gd_N/Lu_N = 1.6—2.0). Выражена отрицательная Eu-аномалия, Eu/Eu* = 0.35—0.6. На диаграммах Пирса граниты располагаются в поле островодужных гранитов. Значения модельного возраста (по Nd) лежат в пределах 2.9—3.4 млрд лет, а значения ε_{Nd} (2.88) варьируют от −5 до 1.8. Было показано (Коваленко, 2000), что за химическую разнородность пород комплекса (например, содержание SiO_2 варьирует от 69 до 76 %) ответственна реститовая компонента, неоднородно распределенная среди пород интрузии. По-видимому, разновозрастная реститовая компонента ответственна также за столь значительный разброс значений модельного возраста. Исходя из значений модельного возраста и вариаций ε_{Nd}, можно сделать вывод как об участии древнего корового (>3.0 млрд лет), так и более молодого (2.9 млрд лет) материала, послужившего источником для гранитов остерского комплекса. Значительные вариации значений ε_{Nd} (2.88) могут быть вызваны неполной гомогенизацией Sm-Nd системы древнего и молодого протолитов во время выплавления гранитов. Возможно и влияние более поздних (например, на этапе ~2.7 млрд лет) наложенных процессов, приведших к некоторому нарушению Sm-Nd изотопной системы.

Тоналиты этапа ~2.8 млрд лет. Тоналиты, образованные около 2.8 ± 0.02 млрд лет, развиты практически на всей территории Водлозерского домена. Они сохраняются на относительно крупных площадях в центральной и восточной частях домена, но чаще представляют собой субстрат мигматитов (Костин, 1989). В юго-западной части домена (восточный берег Онежского озера) тоналиты встречаются почти повсеместно в виде реликтов, измеряемых квадратными сантиметрами—первыми метрами среди более молодых трондьемитов и гранитов. Там, где они сохраняются на значительных площадях (например на о. Большие Гольцы), в них видны структуры, выраженные тонкой полосчатостью и ориентировкой ксенолитов, которые имеют северо-западное простирание и крутое падение на северо-восток. Тоналиты этого района насыщены мелкими включениями

ортопород различного состава (серпентиниты, амфиболиты, амфибол-пироксеновые сланцы, гнейсы среднего и кислого состава, метадиориты, корундсодержащие породы). Часть этих включений представляют собой деформированные дайки, более молодые, чем тоналиты; часть включений, по-видимому, представляют реликты более древних метаморфического и плутонического комплексов. В этом же районе часть пород ТТГ-серии представлена эндербитами и чарнокитами (рис. 4.2). Небольшой массив тоналитов шилосского типа и серия даек северо-западного простирания, секущих более древние тоналито-гнейсы и амфиболиты, отмечены в юго-восточной части домена (Иващенко, Гущин, 1986). Нерасчлененные по возрасту тоналито-гнейсы, наложенная гнейсовидность которых имеет меридиональную ориентировку, преобладают в верховьях р. Нетомы.

Тоналиты, образованные на этапе около 2.8 млрд лет и расположенные на юге домена, очень однородны по составу и характеризуются содержанием $Al_2O_3 \leqslant 16\,\%$, CaO ~3.5 %, суммой щелочей ≤6 % при преобладании Na_2O, высокой магнезиальностью (mg = 0.30—0.45). Их средний состав приведен в табл. 4.3, № 29. От более древних тоналитов они отличаются бóльшими содержаниями P_2O_5 (0.12—0.20). Характеризуются также более высокими концентрациями Ba (390—920 ppm) и Cr (127—149 ppm), меньшими содержаниями легких и средних редкоземельных элементов (рис. 4.4, *г*), незначительной положительной аномалией Eu.

Комплекс молодых гранитоидов (2.75—2.65 млрд лет)

Гранитоиды данного этапа составляют существенную часть Водлозерского домена (рис. 4.2). Они образуют довольно крупные массивы, занимающие площади в 50—150 км^2, а также многочисленные более мелкие тела. Гранитоиды секут многократно метаморфизованные и деформированные породы зеленокаменных поясов и более древние гранитоиды. Все интрузии являются поздне- или постскладчатыми и имеют близкий возраст.

По составу и геологическим особенностям гранитоиды этого временно́го уровня разделяются на четыре группы. 1) дифференцированные субщелочные интрузии гранодиорит-гранит-лейкогранитов, которые по составу соответствуют гранитам А-типа, и связанные с ними породы основного—среднего составов. К этой группе относятся интрузии Восточно-Хижозерского массива, часть гранитов Охтомозерского и Кубовского массивов, а также дайки и их реликты основного и среднего состава на

юго-западе домена; 2) трондьемиты юго-западной части щита; 3) чарнокиты и эндербиты юго-западной части щита; 4) интрузии гранодиорит-гранит-лейкогранитного состава нормальной щелочности, соответствующие гранитам I типа (резко преобладают). К ним относятся породы, слагающие массивы Гейне-Оя, Падунский, Западно-Хижозерский, Карташовский, Тубозерский, Онежский, Кубовский, часть пород Охтомозерского массива, комплекс молодых гранитов района р. Суны (рис. 4.2).

Субщелочные породы. Восточно-Хижозерский массив представляет собой дифференцированную интрузию, прорывающую гнейсо-тоналиты и мигматиты. Плутон имеет в плане удлиненную форму, прослеживаясь в меридиональном направлении на 20 км при средней ширине в несколько километров. Восточный контакт массива почти прямолинеен, западный имеет более сложную конфигурацию. Не вызывает сомнения дискордантный характер массива, представляющего собой, вероятно, приразломную интрузию. Массив образован гранодиоритами, гранитами и лейкократовыми гранитами, причем более мафические разности встречаются преимущественно в его северной части, а лейкократовые тяготеют к южной. Возраст массива 2680 млн лет (табл. 4.1). Мафические члены субщелочной серии представлены многочисленными включениями в более молодых гранитах на западе и юго-западе домена. Особенности морфологии позволяют предполагать, что многие включения представляют собой фрагменты даек. Гранодиориты Восточно-Хижозерского плутона являются переходным типом пород от гранодиоритов к кварцевым сиенитам. Более кислые разности плутона — граниты и лейкократовые граниты — являются нормальными по соотношению SiO_2 и суммы щелочей; гранитоиды — метаглиноземистыми (ASI $\leqslant$ 1.0), характеризующиеся очень высокими концентрациями Zr (300—600 ppm), Ba (1000—1500), Y (30—60), Nb (15—30) и Ti (до 5000 ppm в гранодиоритах при $SiO_2 \sim 65\,\%$ и до 2000 ppm в лейкократовых гранитах при $SiO_2 \sim 75\,\%$) (табл. 4.4, № 18—20). На графике распределения РЗЭ (рис. 4.14) гранитоиды характеризуются значительным фракционированием легких РЗЭ ($La_N/Sm_N = 4.5$—6.9) и относительно небольшим фракционированием тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Lu_N = 2.9$—3.8). Выражена отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.36$—0.5). Высокие концентрации легких РЗЭ (La ~ 150 ppm) в гранодиритах Восточно-Хижозерского массива не свойственны для гранитоидов известково-щелочной серии Балтийского щита, в которых концентрация La лежит в пределах 20—40 ppm (Chappell, White, 1992; Landenberger, Collins, 1996; Чекулаев, 1996). В целом, по содержанию главных и редких элементов гранитоиды Восточ-

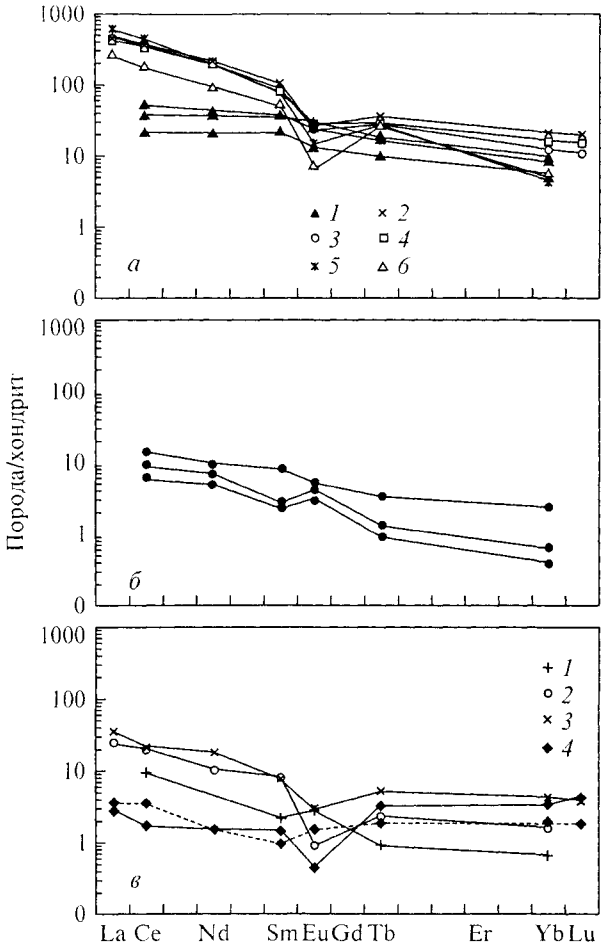


Рис. 4.14. Распределение РЗЭ в гранитоидах этапа 2.7 ± 0.05 млрд лет.

а — субщелочной комплекс: *1* — двупироксеновые кристаллические сланцы о-ва Б. Гольцы, *2* — гранодиориты, *3* — граниты, *4* — лейкограниты Восточно-Хижозерского плутона; граниты: *5* — Охтомозерского, *6* — Кубовского массивов; *б* — трондьемиты о-ва Б. Гольцы; *в* — риодацит, оз. Вожмозеро (*1*); известково-щелочные граниты: *2* — Охтомозерского массива, *3*, *4* — плутона Гейне-Оя: *3* — гранит, *4* — лейкогранит.

но-Хижозерского плутона относятся к А-типу (Collins et al., 1982; Eby, 1990 и др.). Было показано (Коваленко, 2000), что за зональное строение Восточно-Хижозерского плутона (приуроченность гранодиоритов к северу массива, гранитов — к центру и лейкократовых гранитов — к югу) отвечала внутрикамерная фракционная кристаллизация исходного гранодиоритового рас-

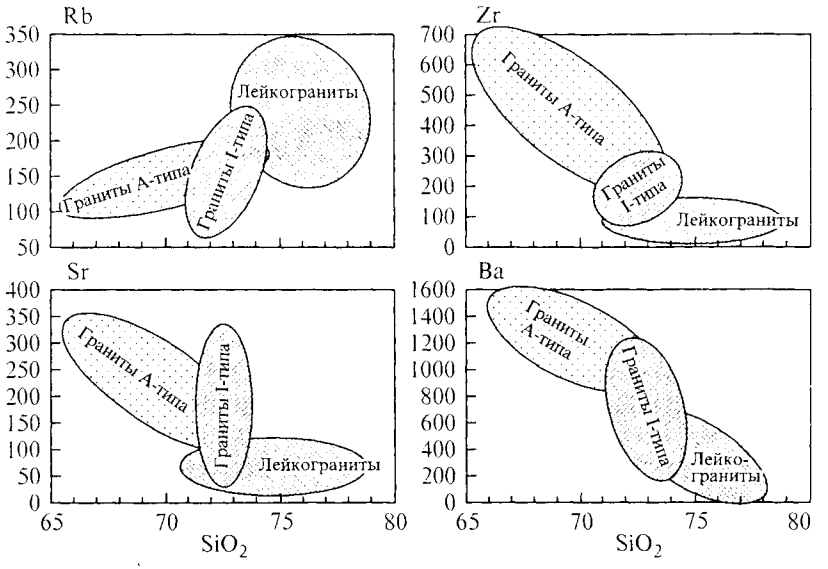


Рис. 4.15. Положение гранитов Водлозерского домена этапа 2.7 ± 0.05 на диаграммах SiO_2—Rb, Sr, Zr, Ba, демонстрирующих их принадлежность к трем типам: I-, A-гранитов и лейкогранитов.

плава. Бо́льшая часть гранодиоритов Восточно-Хижозерского массива благодаря высоким концентрациям Y и Nb попадают в поле внутриплитных (Pearce et al., 1984) и пост-коллизионных гранитоидов (Pearce, 1996; Pearce et al., 1984) (рис. 4.15). Граниты и лейкократовые граниты теряют особенности гранитов A-типа вследствие фракционирования роговой обманки, циркона и сфена — минералов, являющихся основными концентраторами Y, Nb и Zr. Полученные значения модельного возраста (2.75 млрд лет), а также положительные значения $\varepsilon_{Nd(2.68)} = 0.9$ и 1.5 для гранодиорита и лейкократового гранита говорят об относительно коротком времени нахождения источника гранитоидов в коре (~50 млн лет).

Высокие концентрации Zr, Y, Nb, позволяют отнести к субщелочному комплексу часть пород Охтомозерского и Кубовского гранитных массивов, однако по соотношению SiO_2 и суммы щелочей их следует относить к породам нормального ряда. Возможно, данные пробы представляют собой фракционированные разности исходной субщелочной магмы.

Дайки субщелочного комплекса южной части домена представлены двумя группами основных пород и двумя группами среднего и кислого состава. Обе группы основных пород отно-

сятся к субщелочным оливиновым базальтам и лейкобазальтам (Классификация..., 1981), характеризуются магнезиальностью, варьирующей от 0.54 до 0.63, высокими содержаниями TiO_2, P_2O_5, Ba, Sr и Zr. Некоторые образцы содержат более 2 % P_2O_5, более 4500 ppm Ba и Sr (Костин, 1989). В то же время группы различаются составом плагиоклаза, соответственно, содержанием Al_2O_3 и отношением CaO/Na_2O. Дайки андезитов разделяются на две группы по магнезиальности, относятся к субщелочным андезитам и андезитам с нормальной щелочностью, являются высокоглиноземистыми ($Al_2O_3 > 16$—20 %), характеризуются повышенными, в сравнении с породами ТТГ-серии, содержаниями TiO_2, P_2O_5, Zr и Ba. Средние составы даек основного и среднего состава приведены в табл. 4.4, № 15, 16. Дайки дацитового состава (табл. 4.4, № 17) имеют те же особенности состава, что и андезиты

Анализ распределения главных и редких элементов в субщелочной серии амфиболит—диорит—гранодиорит не противоречит заключению о ее когенетичности. Возможен следующий механизм образования этой серии. Родоначальная магма основного состава, обогащенная щелочами Zr, Y, Nb, претерпела фракционную кристаллизацию, в результате которой отделялись от остаточного расплава среднего состава такие минералы, как Opx, Cpx, Pl, Mgt и Ilm. Гранодиориты Восточно-Хижозерского плутона могут представлять собой остаточные расплавы от фракционной кристаллизации диоритового расплава. В этом случае в кумулате присутствовали Pl, Opx и Mgt. Учитывая ограниченное количество данных по редким элементам для основных—средних пород субщелочной серии, эта модель требует подтверждения.

Тронд'емиты. Эти породы широко развиты на юге домена, где они образуются за счет метасоматоза и перекристаллизации тоналитов. Эти процессы связаны с тремя сопряженными системами трещин — субгоризонтальной, а также субширотной и субмеридиональной, имеющими субвертикальное падение. Образование трещин сопровождалось дроблением пород, разворотом мелких ксенолитов и образованием сланцеватости, секущей более ранние структуры тоналитов. В ряде случаев зоны перекристаллизации представляют собой зоны агматитов. Этот и два последующих этапа деформаций, выраженных развитием наложенной сланцеватости северо-западного и северо-восточного направлений, сопровождались минералообразованием в условиях гранулитовой фации. Определение возраста цирконов из двух образцов тронд'емитов термо-ионным методом по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ в цирконах дало сходящийся результат — 2650 млн лет. Аналогичный возраст получен для гранулитово-

Таблица 4.4

Средний состав гранитоидных комплексов Водлозерского домена (2.7 ± 0.05 млрд лет)

Компоненты	Известково-щелочные гранодиориты и граниты (гранитоиды I-типа)										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	70.27	71.69	72.18	70.85	72.96	72.05	66.83	73.31	72.33	73.30	73.30
TiO_2	0.31	0.23	0.19	0.31	0.21	0.25	0.65	0.30	0.20	0.14	0.17
Al_2O_3	15.42	14.19	14.10	15.00	13.97	14.55	14.57	13.03	14.29	14.22	13.40
FeOt	2.73	2.10	2.18	2.08	1.93	1.95	4.44	2.00	1.90	1.74	1.52
MnO	0.04	0.06	0.02	0.03	0.02	0.02	0.11	0.08	0.04	0.03	0.04
MgO	1.17	0.64	0.69	0.87	0.67	0.78	1.98	0.30	0.43	0.52	0.52
CaO	3.11	1.69	2.25	2.06	1.78	1.42	3.66	1.25	1.33	1.09	1.93
Na_2O	4.31	3.54	3.86	3.93	3.42	3.74	3.78	3.08	3.77	3.74	3.40
K_2O	1.39	4.53	3.71	3.41	4.07	4.16	1.97	5.24	4.66	4.18	4.60
P_2O_5	0.07	0.04	0.11	0.09	0.11	0.14	0.19	0.02	0.07	Н. о.	Н. о.
mg	0.43	0.35	0.36	0.43	0.38	0.42	0.44	0.21	0.29	0.35	0.38
Rb	39	149	103	85	144	211	195	179	208	144	239
Sr	312	180	275	276	310	186	172	135	225	144	99.5
Y	9	6	—	8	15	16	23	16	24	9	23.5
Zr	154	150	261	199	231	234	139	152	238	168	124
Nb	Н. о.	4	Н. о.	7	Н. о.	Н. о.	10	8	Н. о.	7	12.5
Pb	10	16	21	19	21	22	20	24	34	23	Н. о.
Th	< 5	19	Н. о.	15	Н. о.	Н. о.	13	16	Н. о.	15	40.5
Ba	222	810	1110	948	1375	1294	353	493	867	900	315
n_1/n_2	10/10	5/5	10/10	9/9	14/14	10/10	4/8	2/7	11/11	9/16	2/2
La_N/Yb_N	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	5.40	Н. о.	Н. о.	14.5
Eu/Eu*	То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же	0.40	То же	То же	0.16

Таблица 4.4 (*продолжение*)

Компоненты	Лейкограниты (высокофракционированные граниты I-типа)			Субщелочной комплекс: дайки основных, средних, кислых пород и гранитоиды А-типа							
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO_2	74.68	75.57	74.82	46.19	58.42	62.87	66.31	69.62	72.40	70.70	71.65
TiO_2	0.10	0.06	0.05	2.48	1.08	0.81	0.95	0.53	0.22	0.43	0.26
Al_2O_3	13.98	13.62	13.80	12.99	18.26	16.58	13.96	13.10	12.70	14.85	13.45
FeOt	1.26	0.90	1.01	14.21	6.18	4.98	5.24	4.27	2.98	2.58	2.53
MnO	0.03	0.02	0.03	0.20	0.09	0.09	0.08	0.07	0.04	0.03	0.09
MgO	0.32	0.22	0.17	8.84	3.20	1.48	1.26	0.86	0.52	0.77	1.57
CaO	0.68	0.77	0.79	9.62	5.65	3.60	2.84	2.27	1.23	1.98	1.26
Na_2O	3.91	3.89	3.96	2.25	4.58	4.57	3.35	3.28	3.12	3.60	3.10
K_2O	4.36	4.23	4.44	1.11	1.83	2.21	3.96	4.13	4.73	4.10	5.23
P_2O_5	0.02	Н. о.	Н. о.	0.56	0.60	0.28	0.25	0.18	0.11	Н. о.	Н. о.
mg	0.31	0.30	0.23	0.53	0.47	0.35	0.30	0.26	0.24	0.35	0.53
Rb	260	204	294	22	113	102	131	130	154	169	256
Sr	60	62	29	120	583	349	251	244	154	208	93
Y	26	10	54	32	Н. о.	17	45	39	29	22	32
Zr	89	57	85	473	То же	413	505	433	333	323	244
Nb	12	6	51	Н. о.	То же	17	25	21	16	15	29
Pb	32	29	36	5	То же	12	22	20	23	Н. о.	Н. о.
Th	22	14	22	Н. о.	То же	8	19	20	25	40	51
Ba	318	109	< 30	То же	913	640	1219	1388	826	1600	494
n_1/n_2	19/25	9/9	15/15	2/2	3/3	5/5	6/14	12/15	13/22	8/8	5/5
La_N/Yb_N	0.78	12.6	1.37	Н. о.	Н. о.	Н. о.	21.10	35.80	24.90	125	48
Eu/Eu*	0.23	0.63	0.40	То же	То же	То же	0.36	0.50	0.40	0.39	0.24

Примечание. 1 — трондьемиты (восточный берег Онежского озера), 2 — жилы гранитов (чарнокитов), секущие субщелочной комплекс с наложенным гранулитовым метаморфизмом (мыс Труфатские Носы); 3 — чарнокиты (ЮВ берег Онежского озера) (Костин, 1989); 4 — гнейсо-граниты (там же); 5 — онежский комплекс, 6 — Тубозерский массив (Костин, 1989); 7—8 — плутон Гейне-Оя: 7 — гранодиорит, 8 — граниты; 9 — граниты Кубовского, 10 — Сунского, 11 — Охтомозерского плутонов; лейкократовые граниты массивов: 12 — граниты плутонов Гейне-Оя, 13 — Сунского, 14 — пластовые интрузии лейкогранитов района р. Винелы; субщелочной комплекс пород, дайки: 15 — основных пород (о. Б. Гольцы), 16 — андезитового, 17 — дацитового состава (восточный берег Онежского озера) (данные авторов и В. И. Костина, 1989); 18—20 — Восточно-Хижозерский плутон: 18 — гранодиорит, 19 — гранит, 20 — лейкократовый гранит; 21—22 — фазы субщелочных гранитов: 21 — Охтомозерского, 22 — Кубовского массивов. n_1 — число анализов главных, n_2 — редких элементов.

го метаморфизма (табл. 4.1) изохронным методом по циркону из субщелочной базитовой дайки в одном из этих же обнажений.

Трондьемиты (табл. 4.4, № 1) юго-западной части домена являются лейкократовыми породами, характеризуются высокой магнезиальностью, сравнимой с трондьемитами ряда более древних массивов (табл. 4.3, № 22). Породы низкорубидивые, с умеренным содержанием Sr. В тех трондьемитах, которые образуются в результате метасоматической перекристаллизации тоналитов, наблюдается изменение составов минералов — снижается основность плагиоклаза, в нем увеличивается количество калия, немного — содержания FeO и TiO_2 в биотитах. Трондьемиты характеризуются общим незначительным количеством редких земель, их небольшим фракционированием (рис. 4.5, *Б*). Два образца из трех имеют небольшую положительную аномалию Eu. На диаграмме TiO_2-железистость (Другова..., 1979) анализы биотитов из трондьемитов (как и ранее рассмотренных тоналитов) располагаются в поле высокотемпературной амфиболитовой фации.

Жилы трондьемитов, секущие водлинский комплекс гнейсов, а также амфиболиты II и имеющие возраст 2860 млн лет, близки по составу трондьемитам юго-западной части домена. Наиболее существенным отличием являются содержания и характер распределения РЗЭ, которые сильно фракционированы (Ce_N/Yb_N = = 273) как за счет больших содержаний легких РЗЭ, так и за счет меньших содержаний тяжелых РЗЭ (Лобач-Жученко и др., 1984). Подобные низкие концентрации Yb и Y отражают глубинный источник магмогенерации со значительной ролью граната в рестите.

Эндербиты и чарнокиты. Эти породы труфатского комплекса развиты в южной части домена, на восточном берегу Онежского озера, к югу от устья р. Водлы. Интрузия порфировидных гранодиоритов (эндербитов) располагается среди более древних тоналитов, прослеживается в меридиональном направлениии на 2 км. Преобладающими породами являются массивные крупно- и мелкозернистые граниты (чарнокиты), которые в виде жил и более крупных тел секут более ранние гранитоиды и эндербиты. Преобладающая ориентировка жил субмеридиональная. Породы отнесены к комплексу эндербит-чарнокитов, поскольку они сложены антипертитовым плагиоклазом, ортоклазом и высокотитанистым биотитом. Включения основных пород в них содержат гиперстен. Внедрение пород происходило на уровне *PT*-параметров гранулитовой фации, проявленной на значительно большей площади, чем охарактеризованные интрузии (рис. 4.2). Соответственно, время внедрения эндербитов и

чарнокитов, по-видимому, близко к 2650 млн лет. Эндербиты практически не отличаются от тоналитов по содержанию главных и редких элементов (Костин, 1989), а чарнокиты — от гнейсо-гранитов (табл. 4.2, № 2, 3). Эндербиты, как и связанные с ними в пространстве тоналиты, в отличие от более древних тоналитов имеют повышенное содержание P_2O_5. Эндербиты отличаются антипертировым характером плагиоклаза, более титанистым биотитом. Вполне вероятно, что эти минералогические особенности являются вторичными, возникшими при попадании тоналитов в условия температуры и давления, соответствующих гранулитовой фации.

Известково-щелочные гранитоиды. Для гранитоидов этой группы наряду с крупными диапир-плутонами характерны полого лежащие небольшой мощности пластовые тела, выполненные лейкократовыми гранитами и представляющие собой апофизы интрузивов. Пологие контакты гранитных тел наблюдались в районе р. Винелы, вдоль пологих плоскостей надвигов. В районе р. Водлы и пос. Шальского граниты располагаются на всех относительно высоких гипсометрических точках, в то время как у уреза воды обнажаются тоналиты. Детальное изучение кернов скважин Падунского массива в районе д. Чебино показало, что в апикальных частях интрузии граниты формируют многочисленные апофизы, образующие маломощные, близкие к горизонтальным прослои среди вмещающих пород. Пологое залегание небольших тел лейкократовых гранитов наблюдалось в больших обнажениях оз. Поштозеро и в центральной части купольной структуры Гейне-Оя (район оз. Остер). В западной части Водлозерского домена выделяются несколько массивов молодых гранитов, площади которых варьируют от 20 до 500 км^2. Наиболее крупными являются Тубозерский (~500 км^2), Охтомозерский (~250 км^2) и Кубовский (~60 км^2) (рис. 4.2). Анализ детальных магнитных карт позволяет показать, что Охтомозерский и Кубовский массивы представляют собой реликты тонких пластин. Это заключение согласуется с полевыми наблюдениями, в соответствии с которыми к востоку от Кубовского массива закартированы пологие надвиги и приуроченность к плоскостям надвигов лейкогранитов (Овчинникова и др., 1990). Крупнейший в этом районе Тубозерский гранитный массив представляет собой диапир-плутон (Костин, 1989), глубина эрозионного среза которого возрастает с севера на юг. В апикальной его части развиты мелкозернистые граниты с ксенолитами вмещающих пород без признаков ассимиляции. В глубинной части плутона фиксируется обширная зона магмо-метасоматического замещения древних пород ТТГ-серии. Возраст гранитов Кубовского и

Охтомозерского массивов определен U-Pb методом по цирконам и равен приблизительно 2700 млн лет (табл. 4.1).

Средние составы известково-щелочных гранитоидов I-типа приведены в табл. 4.4, N2—11. Граниты этой группы являются метаглиноземистыми, а лейкократовые разности — перглиноземистыми, низкомагнезиальными (mg = 0.2). В целом по содержанию главных и редких элементов они относятся к гранитам I-типа (Chappell, White, 1992), а согласно классификации Сильвестера (Sylvester, 1994), они близки к известково-щелочным архейским гранитным плутонам. На диаграмме Пирса граниты располагаются в поле островодужных гранитов вблизи границы с полем синколлизионных гранитов (рис. 4.15). На графике распределения РЗЭ нормализованные к хондриту данные (рис. 4.14, *в*) показывают фракционирование легких РЗЭ и отсутствие такового для тяжелых РЗЭ (La_N/Sm_N = 3.4—5.0, Gd_N/Lu_N = = 1.45). Выражена отрицательная Eu-аномалия, Eu/Eu* = 0.4. Значения модельного возраста (> 3.0 млрд лет) и отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ (от −0.4 до −3.4), характерные для гранодиоритов и гранитов, свидетельствуют о древнем коровом источнике гранитоидов. Изотопные Sm-Nd данные для лейкократовых гранитов плутона Гейне-Оя и р. Винелы указывают на фракционирование Sm относительно Nd, что приводит к очень высоким Sm/Nd-отношениям (0.3—0.8). Было показано (Коваленко, 2000), что кристаллизация алланита, имеющего больший коэффициент распределения для Nd, чем для Sm, может привести к обогащению расплава Sm по отношению к Nd и привести, таким образом, к высокому Sm/Nd-отношению в расплаве и неинтерпретируемым Sm-Nd изотопным данным.

Базиты (2.7 млрд лет)

Архейский магматизм заканчивается внедрением небольших интрузий и даек базит-ультрабазитового состава, часто расслоенных. В Остерской и Палаламбинской структурах они прорывают различные архейские породы, в том числе гранитоиды с возрастом около 2.75 млрд лет. Базиты-ультрабазиты интрузий и даек с возрастом около 2.7 млрд лет варьируют по составу. Это метаглиноземистые умеренно титанистые толеиты с mg = 0.51—0.60 (№ 34, 35 в табл. 4.2). Они характеризуются Ti/Zr-отношением, равным 90—110, и варьирующим Ti/Y-отношением. Ультраосновные прослои расслоенных массивов и отдельные ультраосновные тела представлены массивными породами, состоящими из серпентина, тремолита и хлорита, ко-

торые замещают первичные минералы. В породах этой группы отмечаются более высокие концентрации Ti и более низкое Cr/Ni-отношение по сравнению с коматиитами при той же магнезиальности. Базиты характеризуются дифференцированным распределением РЗЭ с $(La/Sm)_N = 2.5$ и $(La/Yb)_N = 3.5$, а также отрицательной Nb-аномалией с $(Nb/La)_N = 0.45$ (рис. 4.13). Соотношения редких и редкоземельных элементов в базитах в совокупности с низким значением $\varepsilon_{Nd}(t) = 0.8$ свидетельствуют об их образовании из высокотемпературных расплавов, контаминированных коровым веществом.

Среди даек выделяются габбро с содержанием MgO = 9—11.4 % и mg = 0.57—0.60 (№ 36 в табл. 4.2) и низким содержанием Al_2O_3 (10.5—15.5 %). Вторая группа габбро (№ 37, табл. 4.2) отличается повышенным содержанием Al_2O_3 (17.5—23.5 %) и mg = 0.53—0.49. Третья группа габбро даек (№ 38 в табл. 4.2) характеризуются высоким содержанием TiO_2 (1.1—2.6 %), умеренным содержанием Al_2O_3 (13.5—16 %) и mg = 0.5—0.3. Породы в целом являются переходными от нормальных к субщелочным габбро Ti/Zr = 75—100. Для габбро даек характерны слабодифференцированное распределение РЗЭ с $(La/Sm)_N = 0.9$—0.95 и $(La/Yb)_N = 1.12$—1.36 и отсутствие Nb-аномалии $(Nb/La)_N \approx 1$). В габбро с повышенным содержанием глинозема наблюдается положительная аномалия Eu (рис. 4.18). Исходные расплавы даек более низкотемпературные по сравнению с интрузиями, и контаминация коровым веществом была незначительна.

Выводы

В Водлозерском домене — древнейшей части Балтийского щита — задокументирована наиболее длительная и сложная геологическая история его становления.

На этапе 3.2—3.1 млрд лет было сформировано «сиалическое ядро» домена, которое сложено тоналитами и гнейсами-амфиболитами (метавулканитами), относящимися к известково-щелочной серии. Высокая магнезиальность большей части тоналитов и гнейсов означает, что их протолитами не могли быть только толеиты; значительную роль играли породы, отвечающие по составу бонинитам (Lobach-Zhuchenko et al., 2000a). Модельный возраст (по Nd) тоналитов, гнейсов и амфиболитов (рис. 4.16), а также микрозондовое определение возраста цирконов (табл. 4.1) указывают на присутствие значительно более древней компоненты в более глубоких сечениях «сиалического ядра». Базиты и протолиты гранитоидов были образованы из де-

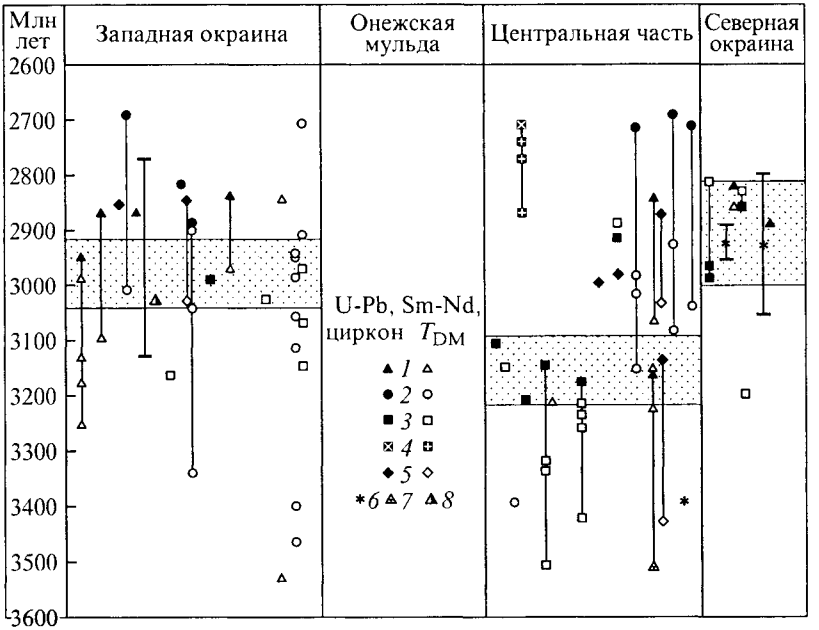


Рис. 4.16. Распределение значений возраста пород и возраста их протолитов в Водлозерском домене по разрезу: западная аккреционная зона—центральная часть домена («сиалическое ядро»)—северная зона.

1 — гнейсы, кислые и средние вулканиты; *2* — граниты; *3* — породы ТТГ-серии; *4* — субщелочная серия; *5* — габбро и диориты; *6* — изохронный возраст, полученный Sm-Nd методом для базальтов и коматиитов; линия у точки отвечает величине ошибки (табл. 4.1); *7* — максимальные значения возраста цирконов, полученные SRIMP; *8* — возраст, полученный для андезитов Pb-Pb методом по породе в целом. Вертикальные линии соединяют значения возраста, полученные для одного образца или массива. Возраст заштрихованной области соответствует первому этапу формирования структуры (краевых зон и сиалического ядра).

плетированной мантии, о чем свидетельствует изотопный состав неодима неконтаминированных образцов.

На этапе 3.00—2.90 млрд лет вблизи западной окраины ядра и, возможно, на его краевой части формируются островные дуги, приращение которых к сиалическому ядру привело к образованию наиболее древней сложно построенной аккреционной структуры щита (рис. 4.2). Эта структура включает полосы и клинья разнотипных базальтов, кислых и средних вулканитов, кислые и мафические интрузии. Химический состав дацитов и андезитов, а также изотопный состав неодима (рис. 4.16) свидетельствуют об участии различных источников — как коровых, так и мантийных — при формировании расплавов.

Несколько позднее — 2.9—2.85 млрд лет назад — формируются зеленокаменные структуры на северной и северо-восточной окраинах «ядра». Самая северная зеленокаменная структура (Шилосская), расположенная среди более древних тоналитов, была сформирована, по-видимому, как рифтогенная структура (Лобач-Жученко и др., 1999). Расположенная к востоку от Шилосской Каменноозерская структура, по представлению И. С. Пухтеля с соавт. (Puchtel et al., 1999), была образована за счет обдукции мафит-ультрамафитов океанического плато и островодужной базальт-риолитовой ассоциации на континент. Изотопный состав неодима из пород бимодального Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса соответствует их образованию из деплетированной мантии ($\varepsilon_{Nd}(t) = 1.6$). Толеиты и коматииты Каменноозерской структуры, интерпретируемые как вулканиты океанического плато (Puchtel et al., 1999), также были образованы из деплетированной мантии ($\varepsilon_{Nd}(t) = 2.7$). Риолиты Каменноозерской структуры, относимые к островодужной серии, имеют $\varepsilon_{Nd}(2875) = +2{,}4$, идентичное коматиитам океанического плато, т. е. образованными также из деплетированной мантии. Отсутствие вулканитов с содержанием SiO_2 от 57 до 67 %, соответствующих андезитам и дацитам, позволяет сопоставить вулканизм Каменноозерской и Шилосской структур и рассматривать бимодальные вулканические пояса северной окраины домена образованными в рифтогенных структурах. Мафит-ультрамафитовые высокотемпературные расплавы были сформированы внутри плюмов.

Одновременно с формированием вулканических поясов северной и северо-восточной окраин домена имел место активный основной и кислый магматизм как в пределах «сиалического ядра», так и в сформированной к этому времени западной аккреционной структуре (рис. 4.16). В последней наряду с магматизмом Na-серии (андезитами, дацитами, риолитами, тронд-ьемитами) имеет место становление гранитных интрузий I-типа. Их появление знаменует существование на этапе 2.88 млрд лет в западной аккреционной структуре сиалической коры значительной мощности (Коваленко, 2000).

На этапе 2.85—2.70 млрд лет одновременно с формированием зеленокаменных поясов на остальной территории Карелии (молодой генерации поясов) в Водлозерском домене продолжается магматизм: становление интрузий ТТГ-серии и базитов, представленных дайками и интрузиями.

Становление в Водлозерском домене на этапе 2.70—2.68 млрд лет коровых и субщелочных «мантийных» гранитов завершает архейский магматизм домена. Изотопный состав и

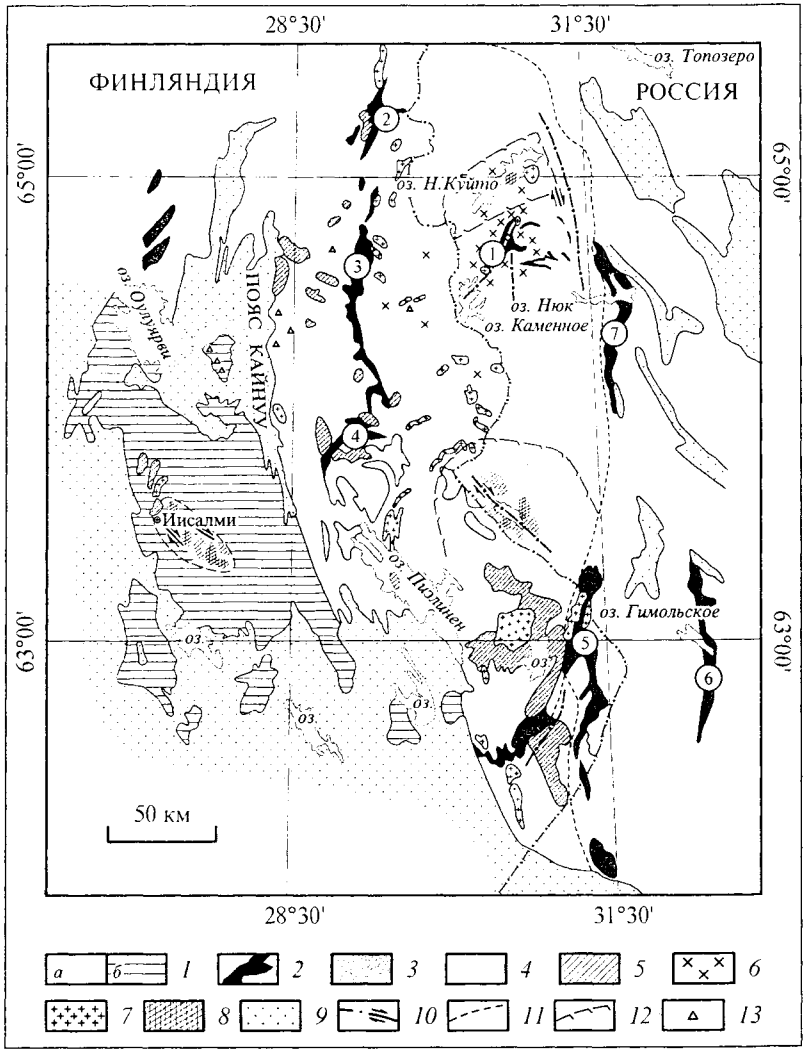


Рис. 4.17. Схема геологического строения Западно-Карельского домена. Геологическое строение территории Финляндии показано на основе схематизированной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (Lukkonen, Lukkarinen, 1986).

1 — породы ТТГ-серии, гнейсо-граниты и мигматиты (*а*); то же, без выделения интрузий позднеархейских гранитоидов (*б*), *2* — супракрустальные породы поясов, в разрезе которых преобладают мафические вулканиты; *3* — то же, с преобладанием метаосадочных пород; *4* — мигматиты, субстрат которых представлен сланцами (метаосадками?); *5* — кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты; *6* — трондьемиты; *7* — граниты; *8* — области проявления гранулитового метаморфизма; *9* — протерозой, *10* — shear-зоны, *11* — восточная граница

геохимические характеристики ряда массивов указывают на их образование из более древних коровых источников. Протолит пород субщелочного комплекса не имеет коровой предыстории; он был сформирован из мантии, обогащенной рядом крупнокатионных литофильных элементов незадолго до отделения протолита.

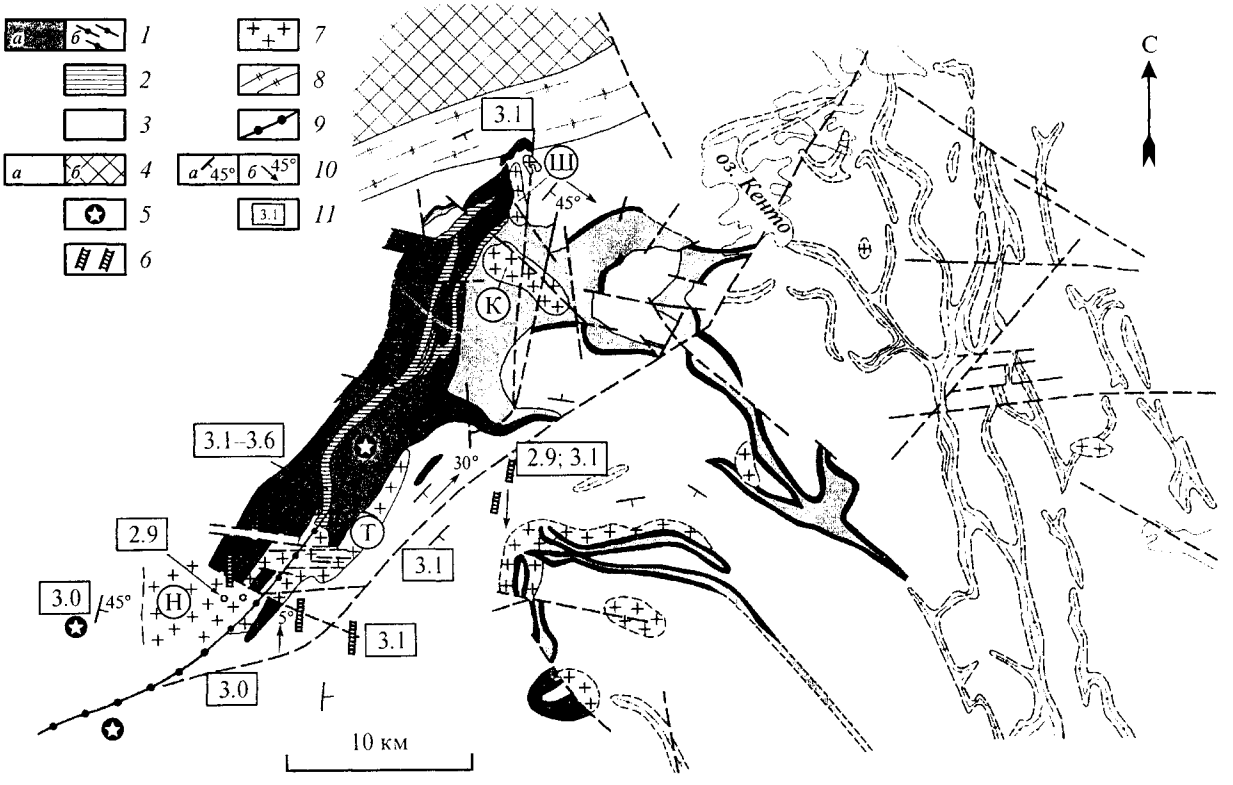
Появление больших масс коровых гранитов (рис. 4.2) в верхних уровнях коры обеспечило гравитационную стабильность домена и его поднятие, что нашло отражение в сохранении архейских значений K-Ar датировок амфиболов.

Западно-Карельский домен

Обоснование выделения домена и его границ

Западно-Карельский домен занимает западную часть Карелии и Центральную Финляндию (рис. 4.1, 4.17). Недостаточность геологических и изотопных данных не позволяет очертить контур домена достаточно точно. Проблематичной является его северная граница, а также западная, расположенная на территории Финляндии. Восточная граница домена проведена по западному краю парагнейсового пояса Иломантси—Нюк; пояс разделяет территории, кислые магматические породы которых имеют различные Sm-Nd модельные возрасты. Гранитоиды и кислые вулканиты Западно-Карельского домена имеют отрицательные или близкие к нулю значения $\varepsilon_{Nd}(t)$, что указывает на более древний возраст глубинных протолитов кислых расплавов (2.90—3.20 млрд лет), в то время как модельный возраст (Sm-Nd) гранитоидов к востоку от границы менее или равен 2.9 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2000б). Современный эрозионный срез домена сложен архейскими породами, имеющими возраст от 2.86 до 2.70 млрд лет. Почти на 90 % — это плутонические породы кислого и среднего состава (ортогнейсы и гранитоиды). В пределах домена на территории Карелии выделяются три блока: Тулосский на юге, Костомукшский в центре и Вокнаволокский на севере. На территории Финляндии к этому домену, по-видимому, относится вся Центральная Финляндия, составляющая западную часть домена (рис. 4.17).

домена; *12* — границы блоков внутри домена, *13* — места на территории Финляндии, где возраст, определенный по циркону, равен ~2.8 млрд лет. Пояса (цифры в кружках): 1 — Костомукшский, 2 — Суомуссалми, 3 — Кухмо, 4 — Типасъярви, 5 — Иломантси, 6 — Гимольский, 7 — Нюк—Большозеро.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
3.1
Ш
45°
К
3.1–3.6
30°
2.9; 3.1
2.9
Т
3.1
3.0
45°
Н
3.1
3.0
10 км
С
оз. Кенто

Костомукшский блок

В строении Костомукшского блока преобладают тоналиты, мигматиты и граниты (рис. 4.18). В его центральной части расположен Костомукшский зеленокаменный пояс. В связи с приуроченностью к нему крупнейшего железорудного месторождения в районе Костомукши проводились разносторонние и детальные исследования, история которых подробно рассмотрена в работе В. Н. Кожевникова (2000). Большой вклад в изучение стратиграфии, структуры и метаморфизма в последние десятилетия был внесен работами Ю. И. Лазарева, В. Н. Кожевникова, В. Я. Горьковца, М. Б. Раевской, О. И. Володичева (Лазарев, 1966; Лазарев, Кожевников, 1973; Горьковец, Раевская, 1977, 1986, 1998; Горьковец и др., 1995; Опорные разрезы, 1992). Основные метавулканиты контокской серии и метаосадки гимольской серии, по данным В. Я. Горьковца и М. Б. Раевской, распространены на значительной площади к востоку от главной структуры (рис. 4.18), где они сохранились среди гранитоидов в виде узких асимметричных синклиналей. В настоящее время существуют различные представления относительно стратиграфического разреза и геотектонической природы Костомукшского зеленокаменного пояса. Эти представления сопоставлены в работе С. Б. Лобач-Жученко и др. (2000а) и детально проинтерпретированы В. Н. Кожевниковым (2000). В разрезе Костомукшской структуры выделяются нижняя существенно вулканогенная (контокская) и верхняя осадочная (гимольская) серии. Вулканогенная часть разреза сложена коматиитами и базальтами, имеющими возраст 2843 млн лет, и более молодыми кислыми вулканитами — 2795 млн лет (табл. 4.5). Породы вулканогенной и терригенной серий разделены полимиктовыми конгломератами. Нижняя часть терригенной серии сложена метагравакками с прослоями железистых кварцитов, углеродистых сланцев и тремолит-хлоритовых сланцев, верхняя — ритмично-

---

Рис. 4.18. Схема геологического строения центральной части Костомукшского блока. Составлена на основе схематизированной карты В. Я. Горьковца и М. Б. Раевской (1981) с дополнениями по гранитоидам.

1 — коматииты и базальты (*а*), амфиболиты (*б*); *2* — кислые вулканиты; *3* — парапороды гимольской серии; *4* — породы ТТГ-серии, не расчлененные по возрасту: *4* — ТТГ (*а*), эндербиты (*б*); субщелочной комплекс: *5* — кварцевые монцодиориты, тоналиты, сиениты; *6* — лампрофиры; *7* — массивы гранитов: Ш — Шурловаарский, К — Корпангский, Т — Таловейс, Н — Ниемиярвинский; *8* — трондьемиты; *9* — shear-зона; *10* — плоскостные (сланцеватость, полосчатость) структуры (*а*), направление погружения шарниров складок (*б*); *11* — Sm—Nd модельный возраст (T_{DM}).

Таблица 4.5

Изотопный возраст пород Западно-Карельского домена

Возраст, млн лет	Метод, минерал	Порода, район	Литературный источник
Костомукшский блок			
2843 ± 39	Sm-Nd, WR	Метабазальты и коматииты Ко-	1
2808 ± 95	Sm-Nd, WR	стомукшского пояса	2
2801 ± 7	U-Pb, циркон	Кислые вулканиты Костомукш-	3
2795 ± 26	То же	ского пояса	1
2720 ± 15	» »	Тоналиты и кварцевые монцо-диориты, Центральный шток	1
2720 ± 20	» »	Гранит, Ниемиярвинский массив	4
2710	» »	Плагиогранит	4
2707 ± 35	» »	Плагиопорфир, рвущий гимольские сланцы	5
2700	» »	Гранит, массив Таловейс	4
2637 ± 10	» »	Гранит, Шурловаарский массив	5
Тулосский блок			
2800 ± 50*	U-Pb, циркон	Эндербит, юго-западный берег оз. Тулос	7
2730 ± 50*	То же	Ультраметагенный гранит	7
2645 ± 45	» »	Магматический циркон, Тулосский массив санукитоидов	6
Центральная Финляндия			
2843 ± 18	U-Pb, циркон	Метаморфизм гнейсов, район Лиливаара	8
2800	То же	Гранодиорит (обр. A28), секущий породы пояса Суомуссалми	9
2760	» »	Кислый вулканит, пояс Типасъярви	10
2760	» »	Силл основной породы, секущий коматииты пояса Кухмо	11
2750	» »	Кварцевый диорит, секущий пояс Кухмо	12
2670	» »	Дайки гранодиоритов, р-н Лиливаара	8
2657 ± 32	» »	Неосома мигматита (четвертая фаза деформаций), р-н Лиливаара	8
2640	» »	Дайки пегматитов	8
2678, 2596	» »	Постскладчатый гранит Арола	13
2856—2837	» »	Палеосома мигматитов, районы Куусамо и Кухмо	14

Таблица 4.5 (*продолжение*)

Возраст, млн лет	Метод, минерал	Порода, район	Литературный источник
Юго-запад Центральной Финляндии			
3136 ± 20 3095 ± 18	U-Pb, циркон	Тоналит, амфиболитовая фация, р-н Варпайсъярви	15
3200—3100	То же	Мезосома мигматита, гранулитовая фация	
2680	» »	Эндербит, магматический циркон	16
2630	» »	Гранулитовый метаморфизм	16
2590	» »	Карбонатиты щелочного комплекса	11

Примечание. 1 — Puchtel et al., 1997; 2 — Лобач-Жученко и др., 2000а; 3 — Сергеев и др., 1990б; 4 — Бибикова и др., 1977; 5 — Левченков и др., 1989; 6 — Байкова и др., 1984; 7 — Бибикова и др., 1976; 8 — Luukkonen, 1985; 9 — Gaal et al., 1978; 10 — Taipale, 1983; 11 — Patchet et al., 1981; 12 — Hypponen, 1983; 13 — Annual report..., 1978; 14 — Luukkonen, Lukkarinen, 1986; 15 — Paavola, 1986; 16 — Huhma et al., 1995. Звездочкой отмечен возраст по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$.

слоистыми слюдистыми сланцами. Верхняя граница пород гимольской серии определяется возрастом прорывающих их плагиопорфиров, равным 2707 млн лет (табл. 4.5).

Структура пояса и метаморфизм. В строении Костомукшского пояса выделяется западная полоса мафитов и ультрамафитов, для которой характерен линейный структурный план, а в восточной части — площадь развития метаосадков гимольской серии с нелинейным характером структуры (Кожевников, 1982). Эта структурная картина интерпретирована как результат тектонического совмещения доменов, образованных в различных геодинамических обстановках (Кожевников, 2000). На основании детальных структурных работ В. Н. Кожевников выделил ряд этапов деформаций, ответственных за современную структуру пояса. Деформации первого этапа сопровождались метаморфизмом амфиболитовой фации. На севере эти деформации привели к образованию изоклинальных складок с субгоризонтальными шарнирами, в которых участвуют плагиомигматиты (субстрат представлен гимольскими сланцами), а параллельно крыльям складок внедряются жилы плагиомикроклиновых гранитов. На юге деформации первого этапа выражены надвиганием мафической пластины (базальтов и коматиитов) на породы гимольской серии западной полосы, включающие кислые вулканиты. Деформации второго этапа на севере сопровождались образованием складок и чешуйчатых пластин северо-восточного

простирания с падением на северо-запад, а в центральной и южной частях структуры — с образованием крупных пологих складок и shear-зон в результате субмеридионального сжатия. Приуроченность к последним структурам массивов кварцевых диоритов и тоналитов Центрального штока позволяет датировать этот этап в 2720 млн лет (табл. 4.5). С этим этапом, по данным В. Н. Кожевникова, связаны интенсивные метасоматические процессы — Hbl-Gr и Ab-Act порфиробластез, протекавший в зонах повышенного давления в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а также пик Au-минерализации. Последующие три этапа деформаций характеризовались образованием зон скалывания, происходивших в условиях эпидот-амфиболитовой фации (D_3), субмеридиональных (D_4) и субширотных (D_5) разломов с минералообразованием, соответствующим зеленосланцевой фации.

Состав и петрология вулканических и осадочных пород. *Коматииты* Костомукшского пояса — мелкозернистые вулканиты с массивной и спинифекс-текстурой, которые слагают западную полосу в пределах вулканогенной контокской серии, или мафической пластины. Они относятся к перидотитовым коматиитам с содержанием MgO = 22—29 %, mg = 0.81—0.79 в спинифекс-структурных разностях и MgO = 30—33 %, mg = 0.82—0.83 в массивных разновидностях (табл. 4.6, № 1; рис. 4.19). Перидотитовые коматииты относятся к недеплетированному или слабодеплетированному глиноземом типу с отношением CaO/Al_2O_3 = = 0.62—0.83 (в двух образцах 1.06), отношением Al_2O_3/TiO_2 = 17 и отношением Ti/Zr = 110, соответствующему хондритовому. Содержания Ni в коматиитах варьируют от 750 до 1600 ppm, Cr — от 2200 до 3200 ppm. Бóльшая часть коматиитов обеднена легкими редкоземельными элементами, с $(La/Sm)_N$ = 0.4—0.6, $(Gd/Yb)_N$ = 1.04—1.16; встречаются образцы, несколько обедненные тяжелыми РЗЭ с $(Tb/Yb)_N$ = 2. Коматииты характеризуются положительной аномалией Nb $(Nb/La)_N$ = 1.0—1.5. Концентрации РЗЭ варьируют от мантийных до увеличенных в 2 раза. По соотношению FeO и MgO на основе известного допущения о прямой зависимости Fe/Mg-отношения в примитивной магме и ее ликвидусной температуры (Roder, Emslie, 1970) температура ликвидуса коматиитов (Nisbet et al., 1993) составляет около 1550—1570 °С, что полностью соответствует выводам И. С. Пухтеля с коллегами о плюмовой природе источника высокотемпературного исходного расплава коматиитов (Puchtel et al., 1997, 1998, 1999).

Тальк-хлоритовые и актинолит-хлоритовые сланцы, расположенные среди метатерригенных пород гимольской серии, на ос-

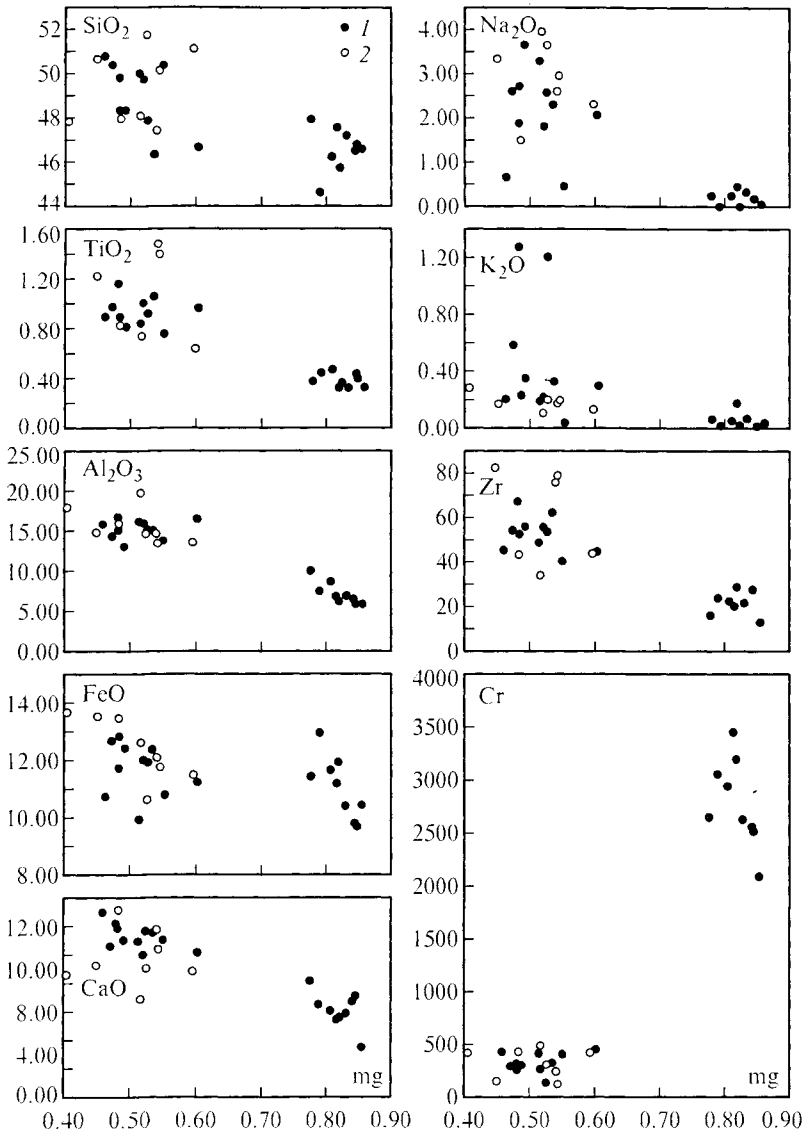


Рис. 4.19. Диаграмма mg—окислы и элементы для коматиитов и базальтов Костомукшского зеленокаменного пояса.

1 — коматииты и неконтаминированные базальты, *2* — контаминированные базальты.

Таблица 4.6

Средний состав ортопород Костомукшского блока

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	48.16	49.85	50.8	65.7	70.67	48.28	49.41	69.19	71.37	50.02	50.36	55.65
TiO_2	0.37	0.97	1.07	0.32	0.36	0.33	0.66	0.41	0.23	0.77	1.13	0.70
Al_2O_3	7.17	15.34	15.68	14.85	15.08	6.47	10.75	15.43	14.68	14.42	18.61	17.46
FeO	10.92	12.17	12.60	3.59	2.39	10.41	9.51	3.21	2.25	10.42	11.08	7.28
MnO	0.19	0.21	0.24	0.13	0.04	0.09	0.11	0.09	0.11	0.16	0.15	0.11
MgO	28.17	7.06	6.88	2.09	1.06	29.45	20.95	1.25	0.74	8.7	4.3	5.09
CaO	5.60	11.47	9.81	4.22	2.77	5.38	8.99	3.44	2.26	6.97	5.45	6.3
Na_2O	0.26	2.38	2.77	2.62	4.27	0.11	1.01	4.78	4.51	2.62	3.45	3.75
K_2O	0.06	0.49	0.38	5.45	3.06	0.03	0.02	1.54	1.21	2.58	4.24	2.66
P_2O_5	0.03	0.06	0.07	0.11	0.09	—	—	0.08	0.08	0.19	0.77	0.3
mg	0.82	0.51	0.49	0.48	0.44	0.85	0.76	0.41	0.34	0.6	0.41	0.54
Rb	3	13	4	89	61	86	18	56	50	—	258	—
Sr	10	151	130	87	251	47	271	530	298	—	629	—
Y	9	21	20	7	9	7	12	11	9	—	33	—
Zr	23	54	60	140	115	35	56	152	137	—	186	—
Nb	2	3	4			6	5	6	5	—	9	—
Pb	Н. о.	11	12	14	18	—	—	15	15	—	29	—
Th	—	—	—			—	—	9	Н. о.	—	16	—
Ba	40	78	130	—	—	116	147	501	299	—	1001	—
Cr	2737	347	287	21	20	1960	1891	—	—	—	—	—
Ni	1089	151	115	14	8	1302	857	—	—	—	—	—
Co	89	51	50	—	—	70	55	—	—	—	—	—
V	173	359	334	—	—	128	135	—	—	—	—	—
n	10/10	6/6	18/18	7/7	11/11	2/2	3/3	6/6	12/12	1	2/2	3

Таблица 4.6 (*продолжение*)

Компоненты	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO_2	60.32	60.84	66.25	68.44	42.78	54.14	59.85	65.39	68.5	72.00	72.26	72.16	70.07
TiO_2	0.59	0.51	0.39	0.37	1.74	0.97	0.90	0.67	0.83	0.25	0.17	0.17	0.14
Al_2O_3	15.99	16.42	15.39	15.05	9.97	18.42	16.95	15.85	14.66	13.13	13.25	14.87	15.98
FeO	6.09	5.29	4.18	3.58	12.06	10.34	8.00	4.95	3.81	2.73	2.01	1.63	1.72
MnO	0.08	0.08	0.05	0.05	0.02	0.13	0.15	0.09	0.14	0.1	0.09	0.04	0.05
MgO	3.71	3.6	2.2	1.74	16.43	3.6	2.5	1.46	0.78	0.58	0.47	0.19	0.66
CaO	4.71	4.01	3.01	2.54	7.19	4.9	4.27	3.31	1.66	1.57	1.02	1.12	2.6
Na_2O	4.57	4.23	4.31	4.36	0.27	2.54	4.89	4.25	3.3	3.7	3.78	3.23	4.9
K_2O	1.85	3.33	2.38	2.21	4.63	2.54	1.53	3.44	5.18	4.22	5.15	5.74	2.21
P_2O_5	0.29	0.21	0.19	0.16	1.21	0.65	0.67	0.35	0.17	0.12	0.05	0.08	0.6
mg	0.52	0.55	0.48	0.46	0.71	0.37	0.36	0.36	0.27	0.27	0.29	0.17	0.35
Rb	87	103	88	51	154	116	79	106	135	216	324	95	
Sr	658	745	509	857	80	751	664	64	426	268	104	39	385
Y	14	14	12	12	8	30	23	24	28	17	21	24	7
Zr	129	106	132	110	73	228	218	319	436	214	151	174	64
Nb	8	6	6	5	28	13	10	10	17	14	14	13	
Pb	22	25	23	21	6	29	18	26	49	36	37	24	12
Th	10	6	17	12	< 5	14	25	29	43	30	49	47	—
Ba	1122	2084	978	518	1691	778	697	1620	3335	908	49	594	—
Cr	64	57	32	32	573	—	—	23	—	—	597	—	—
Ni	27	22	11	13	551	—	—	11	—	—	—	—	—
Co	20	16	12	11	55	—	—	< 10	—	—	—	—	—
V	99	68	59	55	201	—	—	104	—	—	—	—	—
n	33/10	5/5	11/16	11/1	1/1	3/2	3/3	3/4	2/10	2/2	4/4	20/1	13

Примечание. Костомукшский зеленокаменный пояс: 1—5 — вулканиты контоккской серии: 1 — коматииты, 2—3 — базальты: неконтаминированные (2), и контаминированные (3), 4 — дациты, 5 — риолиты; 6—7 — коматииты среди метатерригенных пород гимольской серии: прослои (6), силлы (7); 8 — трондьемит гр. 1; 9 — трондьемит гр. 2; 10 — лампрофир магнезиальный; 11 — лампрофир железистый; 12 — субщелочной диорит (магнезиальный); 13 — кварцевый монцодиорит магнезиальный (штоки Центральный и Факторный); 14 — кварцевый монцодиорит магнезиальный и 15 — гранодиорит магнезиальный — интрузии среди полей «серых гнейсов»; 16 — гранит (шток Центральный); 17 — ультрамафический лампрофир (шток Центральный); 18 — субщелочной (железистый) диорит; 19 — кварцевый диорит (железистый); 20 — гранодиорит (железистый); гранитные интрузии: 21 — Шурловаарская, 22 — Таловейс, 23 — Ниемиярви; 24 — жильный комплекс гранитоидов (Свириденко, 1974, табл. 47, и данные авторов); 25 — гелефлинта.

новании литолого-геохимического анализа разделены на метаэффузивы (табл. 4.6, № 6) и измененные субвулканические породы (табл. 4.6, № 7) ультраосновного состава (Милькевич, Арестова, 1999). Ультраосновные породы первой группы представляют собой коматииты с содержанием MgO (при пересчете на сухой остаток), равным 30—34 %, mg = 0.84—0.85. По концентрациям главных и редких элементов рассматриваемые породы близки коматиитам контокской серии. Они характеризуются концентрациями РЗЭ в 1.5—3 раза выше, чем в мантии с $(La/Sm)_N$-отношениями, близкими к единице, а $(Tb/Yb)_N$ — близким к 2 (табл. 4.7, рис. 4.20) и $(Nb/La)_N > 1$, свидетельствующем об отсутствии контаминации коматиитов коровым веществом.

Ультраосновные породы второй группы (табл. 4.6, № 7) характеризуются более низким содержанием MgO равным 20 %, mg = 0.76, повышенными концентрациями Zr и легких редкоземельных элементов с $(La/Yb)_N = 4—7$ и имеют отрицательную Nb-аномалию с $(Nb/La)_N = 0.6$ (табл. 4.7). Содержания и распределение редких и редкоземельных элементов свидетельствуют о том, что эти породы являются контаминированными коматиитами.

Базальты представляют собой однородные мелкозернистые породы, среди которых выделяются массивные подушечные разности. Анализ изотопного состава неодима образцов базальтов нижней части разреза контокской серии (или мафитовой пластины) показал, что часть образцов имеет отрицательное или близкое к нулю значение величины $\varepsilon_{Nd}(t)$, что можно объяснить примесью более древнего корового материала. На этом основании нами были выделены неконтаминированные и контаминированные базальты. Контаминированные базальты слагают линзы или прослои среди неконтаминированных вулканитов вблизи западного контакта мафитов с гранитоидами. Базальты обеих групп относятся к толеитовой серии, и их нормативный состав отвечает оливиновым, реже кварцевым толеитам с широкими вариациями по глинозему: от низко- до высокоглиноземистых (табл. 4.6, № 2, 3; рис. 4.19). Контаминированные базальты как правило обладают несколько повышенными содержаниями SiO_2 и Na_2O по сравнению с неконтаминированными разностями. Отношение Ti/Zr в неконтаминированных базальтах равно 110, в контаминированных снижается до 90—100. Неконтаминированные базальты слабо деплетированы ЛРЗЭ: $(La/Sm) = 0.8$, $(Gd/Yb)_N = 1.0$ (или$(Tb/Yb)_N = 1.0$); с концентрациями РЗЭ в 4—7 раз выше, чем в мантии; отношение $(Nb/La)_N$ составляет 1.0 (табл. 4.7, рис. 4.20). В контаминированных базальтах $(La/Sm)_N = 0.9—1.2$, $(Tb/Yb)_N = 1.05$; отношение $(Nb/La)_N$ составляет 0.65—0.85.

Таблица 4.7

Содержания РЗЭ, Hf и Ta в ортопородах Западно-Карельского домена

Элемент	Костомукшский блок												
	1 (123)	2 (25)	3 (90)	4 (43)	5 (1589–89)	6 (1622–35)	7 (1730)	8 (132)	9 (39/1)	10 (36)	11 (15)	12 (173б)	13 (121б)
La	2.6	2.6	4.7	4.7	1.17	16.0	19.5	15.7	39.5	40.9	12.0	104	80.8
Ce	7.8	6.5	12.0	10.0	2.97	37.0	33.1	30.6	72.8	69.1	19.7	206	146
Nd	—	4.9	9.2	7.5	2.19	24.0	14.3	18.1	34.2	28.0	9.3	110	47.5
Sm	2.2	2.13	3.2	2.13	0.67	4.31	2.1	3.3	5.5	4.17	2.37	16.6	10.8
Eu	0.92	0.79	1.12	0.76	0.212	0.86	0.48	0.66	1.0	0.83	0.72	3.41	0.62
Tb	0.56	0.53	0.79	0.52	0.133	0.52	0.43	0.36	0.49	0.28	0.34	1.11	0.77
Yb	1.7	2.3	3.2	2.2	0.365	1.4	0.73	0.87	1.13	0.67	1.06	1.05	1.65
Lu	0.26	0.35	0.49	0.33	—	—	0.11	0.13	0.16	0.074	0.16	< 0.05	—
Hf	—	1.5	2.6	1.8	—	—	2.8	2.0	3.5	3.2	1.6	5.3	6.24
Ta	—	0.17	0.23	0.13	—	—	0.62	0.15	0.25	0.53	1.3	00.51	—

Таблица 4.7 (*продолжение*)

Элемент	Вокнаволокский блок								Тулосский блок					
	14 (198б)	15 (113)	16 (198г)	17 (255)	18 (253)	19 (274)	20 (273)	21 (205б)	22 (1060)	23 (1045)	24 (1114с)	25 (1113)	26 (1112)	27 (1025)
La	4.00	28.00	33.00	35.00	10.00	208.0	234.0	201.0	19.0	29.0	47.0	19.0	20.0	40.0
Ce	9.2	55.00	54.00	72.00	15.00	364.0	438.0	391.0	46.0	60.0	100.0	43.0	40.0	71.0
Nd	5.7	—	24.00	31.00	8.10	134.0	143.0	163.0	21.2	26.0	1.5	21.0	21.0	30.0
Sm	1.83	4.70	3.74	5.20	1.50	13.50	13.2	19.8	3.84	6 .2	8.06	4.58	3.22	4.9
Eu	0.58	1.20	1.05	1.31	0.61	2.44	1.49	4.39	1.08	1.76	1.85	1.35	1.08	1.29
Tb	0.46	0.45	0.42	0.46	0.15	0.76	0.63	1.2	0.5	0.69	0.68	0.6	0.37	0.44
Yb	2.0	1.40	1.30	1.20	0.49	1.20	0.84	1.5	1.2	1.4	1.2	0.81	0.94	0.89
Lu	0.31	0.21	0.20	0.17	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.13	0.17	0.2	0.17	0.11	0.12	0.13
Hf	1	—	4.00	4.40	1.60	15.30	10.3	9.4	33	4.3	5.3	1.1	3.7	3.9
Ta	0.17	0.23	0.46	0.50	0.24	1.20	3.4	0.43	0.25	0.15	0.15	0.4	0.13	0.21

Примечания. 1—4 — базальты: неконтаминированные (обр. 123, 25) и контаминированные (обр. 90, 43); 5—6 — коматииты гимольской серии: прослои (5) и силлы (6); 7 — трондьемит; 8 — тоналит; 9 — кварцевый диорит, шток Центральный; 10 — тоналит-порфир, шток Центральный; 11 — дайка лампроита, секущая тоналит-порфиры штока; 12 — дайка цзвестково-щелочного лампрофира (железистого); 13 — гранит Ниемиярвинского массива; 14 — Py-Hbl кристаллический сланец (SiO_2 = 48 %); 15 — Am-Hyp-Pl гнейс; 16 — Hyp-Am-Bt-Pl гнейс; 17 — Am-Bt-Py-Pl гнейс; 18 — диорит; субщелочная серия: 19 — гранит, 20 — кварцевый монцонит, 21 — лампрофир. Санукитоидная серия: 22 — диорит, 23 — кварцевый диорит из жилы, 24 — кварцевый монцонит, 25 — гранодиорит, 26 — кварцевый диорит, 27 — кварцевый сиенит.

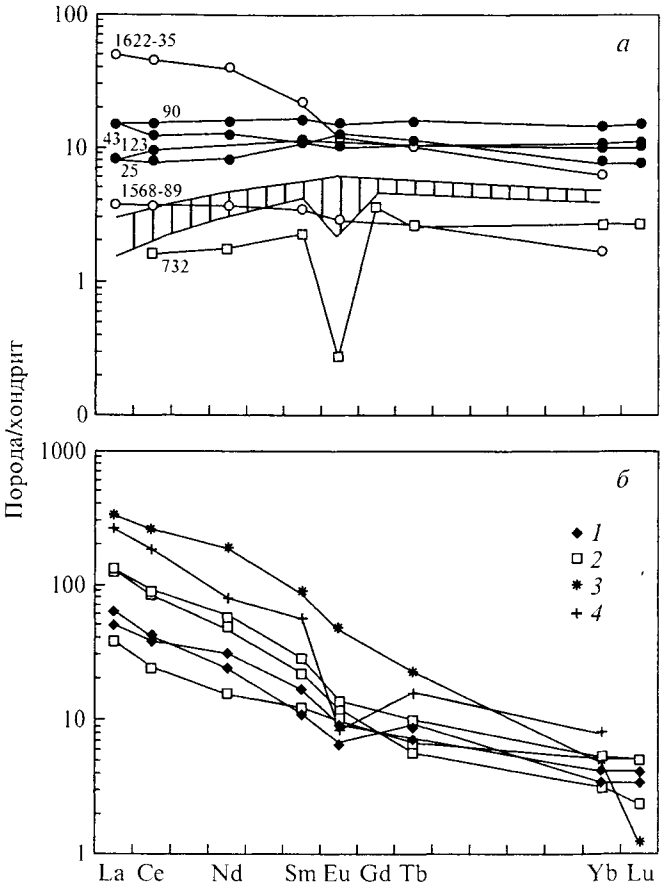


Рис. 4.20. Характер распределения РЗЭ (табл. 4.7).

а — базальты (*темный кружок*) и тальк-хлоритовые сланцы (метакоматииты гимольской серии — *светлый кружок*) Костомукшского зеленокаменного пояса. Заштрихованная область — коматииты контокской серии по данным И. С. Пухтеля (Puchtel et al., 1998; использованы анализы образцов со спинифекс-структурами) и образцы А. Б. Вревского (*светлый квадратик*, Vrevsky et al., 1996); *б* — плутонические породы: *1* — трондьемит, *2* — кварцевый монцодиорит, тоналиты и ультрамафический лампрофир штока Центрального; *3* — железистый известково-щелочной лампрофир, *4* — гранит Ниемиярвинского массива.

Кислые вуканиты Костомукшского зеленокаменного пояса представлены дацитами и риолитами (табл. 4.6, № 4, 5), умеренно магнезиальными (mg = 0.48 и 0.44) и высококалиевыми. Для них характерны низкие Ti/Zr-отношения (8—18), очень низкие концентрации Cr и Ni. По соотношению K_2O и Na_2O дациты-риолиты Костомукши соответствуют кислым вулкани-

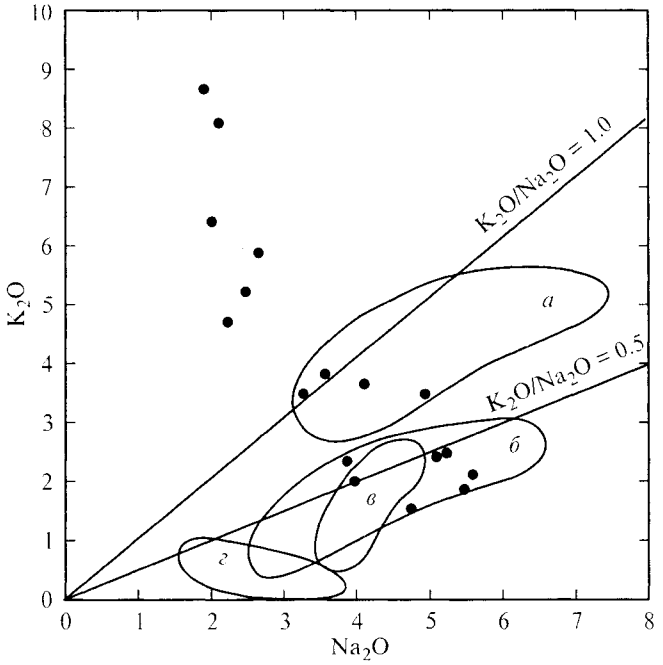


Рис. 4.21. Диаграмма Na_2O—K_2O для кислых вулканитов Костомукшского пояса.

Поля современных вулканитов различных геодинамических обстановок: *а* — континентальные рифты, *б* — океанические острова, *в* — окраино-плитные вулканические дуги, *г* — островные дуги. Контуры полей проведены по: Богатиков, Цветков, 1988.

там континентальных рифтов (рис. 4.21). Для кислых вулканитов Костомукши характерны отрицательные значения величины $\varepsilon_{Nd}(t)$ (Puchtel et al., 1997), которые свидетельствуют об участии древнего корового вещества при образавании их исходных расплавов.

Метатерригенные осадки гимольской серии слабо дифференцированы, незрелы и сходны с граувакками большинства позднеархейских зеленокаменных поясов. Степень зрелости осадков увеличивается вверх по разрезу. Источник сноса моделируется из примерно равных количеств базальтов и кислых вулканитов, что согласуется с преобладающим составом гальки конгломератов, подстилающих метатерригенные породы (Милькевич, Мыскова, 1998). Такие осадки могли образоваться за счет бимодальных вулканитов контокской серии. Этот вывод нашел подтверждение в изотопном составе неодима двух образ-

цов метаморфизованных алевропелитов, первичный ε_{Nd} которых имеет положительные значения (+2.2 и +4.1).

Геологическая характеристика, возраст и состав интрузивных пород. Интрузивные породы Костомукшского блока представлены породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ), габброидами, субщелочной и высокомагнезиальной сериями пород, обогащенных некогерентными литофильными элементами, интрузией плагиопорфиров («гелефлинтой»), несколькими типами гранитов.

Породы ТТГ-серии занимают более 95 % территории за пределами собственно Костомукшской структуры (рис. 4.18). Полевые наблюдения позволяют выделить более древнюю группу пород, тоналиты и тоналитовые мигматиты которой секутся интрузией субщелочных гранодиоритов, и преобладающую на площади группу пород ТТГ (преимущественно трондьемитов), которые моложе всех супракрустальных пород Костомукшского зеленокаменного пояса, субщелочного и высокомагнезиального комплексов блока, а также более древних гнейсо-тоналитов. Особо надо выделить интрузию тоналитов, имеющую субширотную—северо-восточную ориентировку, которая внедрилась по контакту между Вокнаволокским и Костомукшским блоками. Ранее (Бибикова и др., 1977) был определен возраст плагиогранитов, равный 2710 млн лет. По-видимому, это определение относится к молодой доминирующей на площади генерации трондьемитов.

Состав пород ТТГ-серии приведен в табл. 4.6, № 8, 9, РЗЭ — в табл. 4.7. На рис. 4.22 можно видеть, что преобладающими породами серии являются тоналиты и трондьемиты. В табл. 4.6 состав обр. 18/1 (№ 26), принадлежащего к древней группе тоналитов, характеризуется умеренной магнезиальностью, низкими содержаниями Sr, Ba, высокими Y и Zr, высоким отношением Rb/Sr = 0.32. Модельный возраст по неодиму (T_{DM}) этого образца равен 3.1 млрд лет. Молодая генерация пород ТТГ-серии по величине mg разделена на две группы: менее магнезиальную (табл. 4.6, № 8) с вариациями от 0.15 до 0.40 и более магнезиальную (табл. 4.6, № 9) — от 0.41 до 0.46. Высокомагнезиальные тоналиты развиты на севере, слагая интрузию, разделяющую Вокнаволокский и Костомукшский блоки. Менее магнезиальные тоналиты и трондьемиты развиты в центральной и южной частях блока. Магнезиальные тоналиты отличаются бóльшими содержаниями Al_2O_3, Na_2O, CaO, Sr и Cr, меньшими P_2O_5 и K_2O. В то же время обе группы характеризуются близким содержаниями РЗЭ (табл. 4.7, рис. 4.20), имеют близкий изотопный состав Nd и модельный возраст, равный 3.1 млрд лет.

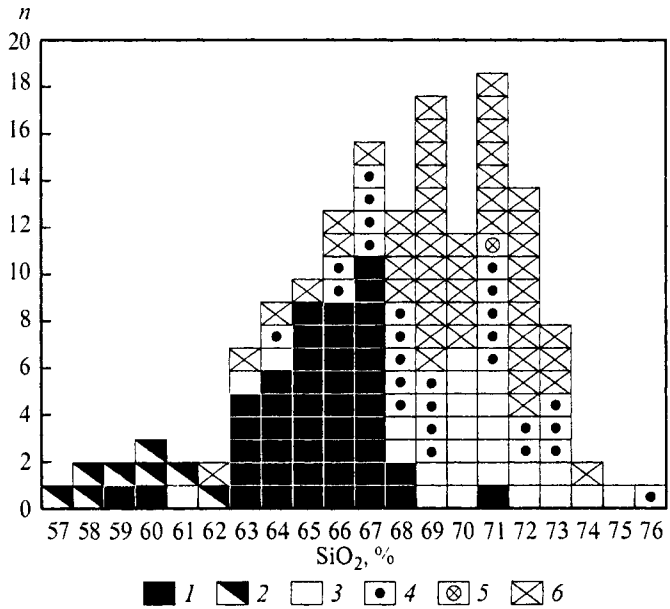


Рис. 4.22. Распространение пород ТТГ-серии с различным содержанием SiO_2 в Западно-Карельском домене, демонстрирующее преобладание кварцевых диоритов-тоналитов в Тулосском блоке (*1*) и блоке Иисалми (*2*), более лейкократовый состав ТТГ в Костомукшском (*3*), Вокнаволокском блоках и в Центральной Финляндии (*4* и *6*); *5* — средний состав ТТГ (Свириденко, 1974).

Повсеместно развитая в трондьемитах сквозная сланцеватость соответствует, по-видимому, поздним фазам второго этапа деформаций, выделенного В. Н. Кожевниковым (2000).

Высокомагнезиальная и субщелочная (железистая) серии. Эти серии пород представлены многочисленными небольшими интрузиями и дайками, варьирующими по содержанию SiO_2 от габбро до тоналита. Преобладают кварцевые диориты. Дайковая фация комплекса с содержанием SiO_2 от 49 до 60 % по составу отвечает, согласно классификации Рока (Rock, 1991), известково-щелочным лампрофирам (Лобач-Жученко и др., 2000в; Гусева и др., 2001). Породы этих серий распространены как внутри Костомукшской структуры, где они секут метаморфизованные и дислоцированные коматииты, базальты и кислые вулканиты, так и за ее пределами, среди полей гранитоидов (рис. 4.23). Возраст кислых вулканитов, равный 2800 млн лет, определяет нижнюю возрастную границу комплекса. В свою очередь, их секут однородные трондьемиты, граниты, аплиты жильного

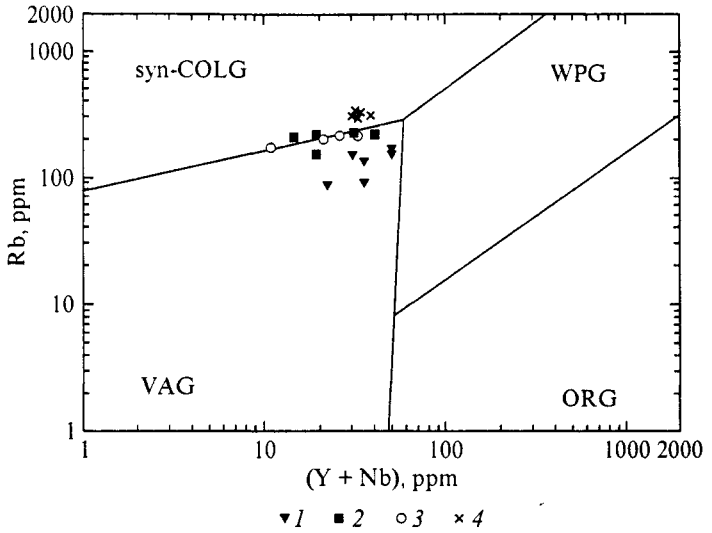


Рис. 4.23. Положение гранитных массивов Костомукшского блока на диаграмме Rb—(Y + Nb).

1 — Шурловаарский, *2* — Корпангский, *3* — Таловейс, *4* — Ниемиярвинский.

комплекса и пегматиты. Возраст трондьемитов и гранитов, близкий к 2700 млн лет (табл. 4.5), определяет верхнюю возрастную границу комплекса. Имеется и прямое определение возраста массива Центральный шток, равное 2720 млн лет (табл. 4.5). Часть даек и интрузий субщелочных кварцевых диоритов и тоналитов приурочена в гнейсо-тоналитах к субмеридиональным зонам рассланцевания, а на западе интрузии имеют как северо-восточную, так и северо-западную ориентировку. В Костомукшской структуре дайки и интрузии приурочены к shear — зоне также субмеридионального направления. В пределах этой зоны развиты многочисленные дайки лампрофиров (Гусева и др., 2002), интрузии кварцевых диоритов (Кулешевич и др., 2000, рис. 1), интрузия Центральный шток. Последняя представляет собой лополит, придонная часть которого сложена субщелочными кварцевыми диоритами, а верхняя — тоналитами и гранодиоритами. Образование shear-зоны связано со вторым этапом деформаций в шкале структурной эволюции В. Н. Кожевниикова. Не исключено, что внедрение кварцевых диоритов и тоналитов с образованием лополита происходило по пологим зонам либо связанным со строением shear-зоны, либо по пологим плоскостям, возникшим при надвигах предшествующего этапа. Мощность даек лампрофиров измеряется

первыми десятками сантметров—первыми метрами. На площади развития пород ТТГ-серии дайки лампрофиров местами сильно деформированы в складки с горизонтальными шарнирами. Позднее на них накладывается сквозная сланцеватость северо-западного простирания, которая захватывает и граниты с включениями лампрофиров. Эта поздняя сланцеватость является определяющей на всей территории блока.

Термины «высокомагнезиальная» и «железистая» используются здесь и далее в сравнении основных членов этих серий с архейскими базальтами зеленокаменных структур, величина mg которых при SiO_2 = 48—50 % равна 0.50—0.55. Средние составы пород этих серий даны в табл. 4.6, № 10—18. Для субщелочной (железистой) и магнезиальной серий характерна антидромная последовательность внедрения пород. Обе серии имеют ряд геохимических характеристик, отличающих их от остальных вулканических и плутонических пород блока. Таким отличием, например, является: повышенные содержания P_2O_5, K_2O, Na_2O, Sr (500—850 ppm), Y (в мафических членах), Ba (520—2100 ppm), легких РЗЭ (табл. 4.7, рис. 4.20). Субщелочная серия отличается от магнезиальной бóльшими содержаниями TiO_2, Zr (180—460 ppm), меньшими содержаниями Cr, Ni, Co, V. Дайки ультраоснов- ного состава, секущие тоналит-порфиры Центрального штока (табл. 4.6, № 17), имеют весьма специфический состав, а изученная дайка названа условно ультрамафическим лампрофиром. По соотношению CaO и MgO за счет высокого содержания MgO она попадает в поле лампроитов (Rock, 1991; Fig. 5.3), а на диаграмме K_2O/Al_2O_3—Fe_2O_{3t}/SiO_2 состав дайки располагается много ниже поля лампроитов (Fig. 55.4) из-за высокого содержания глинозема. По содержанию Al, Fe, Mg, Cr, Rb, Ba эта порода ближе к ультрамафическим лампрофирам, но она сходна с лампроитами по содержанию CaO и K_2O. От лампрофиров и лампроитов породы дайки отличаются почти на порядок более низкими концентрациями Zr, Nb, Sr, легких и средних редких земель (Rock, 1991), что делает их сходными с основными членами шошонитовых серий (Богатиков, Цветков, 1988). Отмеченные выше геохимические характеристики известково-щелочных лампрофиров и субщелочных диоритов отличают их от габбро корневых частей островных дуг (Богатиков, Цветков, 1988). Наблюдаемые вариации составов пород субщелочной и высокомагнезиальной серий могут отражать различные петрологические процессы. Подобные комплексы пород в последнее время описываются во многих регионах. Наиболее детально они изучены в Канаде. Бóльшая часть исследователей связывает обогащение пород крупнокатионными литофильны-

ми элементами с флюидами, образованными при предшествующей субдукции, хотя существуют и альтернативные модели о селективной контаминации. Имеющиеся в настоящее время данные об изотопном составе Nd пород субщелочной и магнезиальной серий изменчивы и требуют дополнительных исследований.

Граниты образуют небольшие массивы, приуроченные, как правило, к супракрустальным породам главной Костомукшской структуры и к выходам супракрустальных пород в западной части блока (рис. 4.17). Изучены в основном массивы, пространственно связанные с главной структурой. Здесь выделяется серия интрузий: Шурлаваарская, Корпангская, Таловейс и Ниемиярвинская. Они прорывают метабазальты южной части структуры (массивы Таловейс и Ниемиярвинский), сланцы гимольской серии северной части структуры (массивы Шурлаваарский и Корпангский).

Ниемиярвинские граниты располагаются между двумя полосами основных—ультраосновных вулканитов, а также к западу от выходов метавулканитов. Их возраст определен равным 2720 млн лет (табл. 4.5.). Массив Таловейс расположен вдоль юго-восточного контакта метавулканитов (рис. 4.17). Его возраст равен 2700 млн лет (табл. 4.5). Граниты Ниемиярвинской интрузии массивные, содержат редкие маломощные пегматитовые жилы, ориентированные в северо-восточном направлении с падением под углами 40—60° на ЮВ; Шурловаарский массив образует небольшое тело, вытянутое в северо-восточном направлении и секущее сланцеватость биотит-гранатовых сланцев, которая на этом участке ориентирована в северо-западном направлении. Корпангский массив вытянут в северо-западном направлении и занимает секущее положение по отношению к породам гимольской серии, имеющим здесь северо-восточное простирание. Таким образом, интрузии являются несогласными по отношению к северному замыканию структуры, сложенной породами гимольской серии. Северные массивы интенсивно рассланцованы вплоть до образования бластомилонитов и стебельчатых гнейсов. Ориентировка сланцеватости меняется от СЗ 320° до СВ 20° с падением на СВ и ЮВ под углами от 50 до 80°; преобладают средние углы падения. Граниты Шурловаарского массива содержат ксенолиты гнейсов гимольской серии и образуют жилы в парапородах.

Средний состав гранитных интрузий приведен в табл. 4.6, № 21—23. Граниты массивов являются метаглиноземистыми (ASI $\leqslant$ 1.0), по соотношению FeO и MgO они являются низкомагнезиальными (mg = 0.25—0.30). Для гранитов Шурловаар-

ского массива характерно повышенное содержание щелочей (при SiO_2 около 68 % $Na_2O + K_2O > 8$ %), Sr (>500 ppm), Zr (~400), Th (~40) и Ba (~3000 ppm). В целом содержания главных и редких элементов в гранитах Шурловаарского массива не позволяют относить их однозначно к гранитам A- или I-типа. На принадлежность к гранитам A-типа указывают высокие концентрации Zr, TiO_2 (~1 %), достаточно низкие концентрации CaO (~1.5 %) и высокие отношения FeO/MgO (~5) и K_2O/Na_2O (~1.5) (Eby, 1990; Douce, 1997). Однако низкие содержания Nb и Y (~15 и ~25 соответственно) и высокие Sr не свойственны гранитам A-типа, а характерны для известково-щелочных гранитов I-типа (Chappell, White, 1992). На диаграмме Пирса граниты Шурловаарского массива располагаются в поле островодужных гранитов (рис. 4.23).

Граниты Ниемиярвинского массива являются лейкократовыми, по содержанию SiO_2 и суммы щелочей их следует относить к породам нормального ряда. Для них характерны очень высокие концентрации Rb (>300 ppm), Th (~50), достаточно низкие концентрации Sr (~100 ppm). В целом по содержанию главных и редких элементов граниты Ниэмиярвинского массива относятся к высокофракционированным гранитам I типа (Chappell, White, 1992). На диаграмме Пирса они находятся в пределах поля синколлизионных гранитов (рис. 4.23).

Граниты массива Таловейс являются классическими представителями известково-щелочных гранитов (I-типа). Они имеют нормальную щелочность (при $SiO_2 \sim 71$ % содержание $Na_2O + K_2O \approx 7$—8 %). Содержания Rb (~200 ppm), Sr (~240), Zr (~200), Nb (~10) и Th (~40 ppm) также позволяют рассматривать их как граниты I-типа. Однако следует отметить, что в гранитах массива Таловейс наблюдаются повышенные концентрации Ba (~1000 ppm). На диаграмме Пирса они располагаются в поле островодужных гранитов, на границе с полем синколлизионных гранитов (рис. 4.23).

Для гранитов массива Корпанги имеются данные только по редким элементам. Распределение этих элементов очень близко к распределению в гранитах массива Таловейс, на основании чего можно сделать предположение о принадлежности гранитов массива Корпанги к известково-щелочной серии. На диаграмме Пирса они располагаются в поле островодужных гранитов, на границе с полем синколлизионных гранитов.

При разработке геодинамической модели образования зеленокаменного пояса, а также блока в целом, необходимо учитывать следующие особенности геологического строения Костомукшского блока.

1. Особенности состава вулканитов — наличие коровой контаминации у части базальтов и бимодальный характер вулканизма (отсутствие андезитов), а также продолжение ультрамафитового вулканизма в процессе образования терригенной серии пород.

2. Распространенность основных метавулканитов на всей территории блока — в виде реликтовых синклинальных структур к востоку от главной структуры (рис. 4.17), в виде фрагментов и небольших включений — к западу от нее.

3. Сопряженность в пространстве основных вулканитов и метаосадочных пород (сланцев гимольской серии).

4. Сходство состава, источников и изотопного состава Nd метаосадков гимольской серии Костомукшского пояса с таковыми в парагнейсовых поясах района Большозера и оз. Гимольского (Чернов, 1964; Милькевич, Мыскова, 1998), что указывает на обширность бассейна седиментации на этапе 2.74—2.71 млрд лет за счет близких по возрасту к процессу осадконакопления бимодальных источников сноса.

5. Развитие shear-зон как в пределах метавулканитов Костомукшского пояса, так и в окружающих гранитоидах, внедрение интрузий субщелочных пород и лампрофиров.

6. Экстенсивное становление на этапе около 2.7 млрд лет трондьемитов на всей территории блока.

Геологические и геохимические характеристики вулканитов, отмеченные в пунктах 1—4, согласуются с моделью (Рыбаков, Куликов, 1985; Лобач-Жученко и др., 2000а) об их образовании по системе рифтов, образованных на восточной окраине Западно-Карельского домена. Образование рифтогенных структур было инициировано подъемом плюма — источника высокотемпературных коматиитовых расплавов. Последующая история развития блока (2.74—2.70 млрд лет), запечатленная в формировании обширного бассейна осадконакопления, в интенсивных деформациях и связанного с ними магматизма, по-видимому, определяется субдукцией океанической плиты со стороны Центральнокарельского домена под Западно-Карельский домен. Одновременно плавится нижняя мафическая часть коры Западно-Карельского домена, имеющая возраст около 3.1 млрд лет, и образуется большой объем трондьемитовых расплавов, а также более верхняя часть коры с образованием гранитных расплавов.

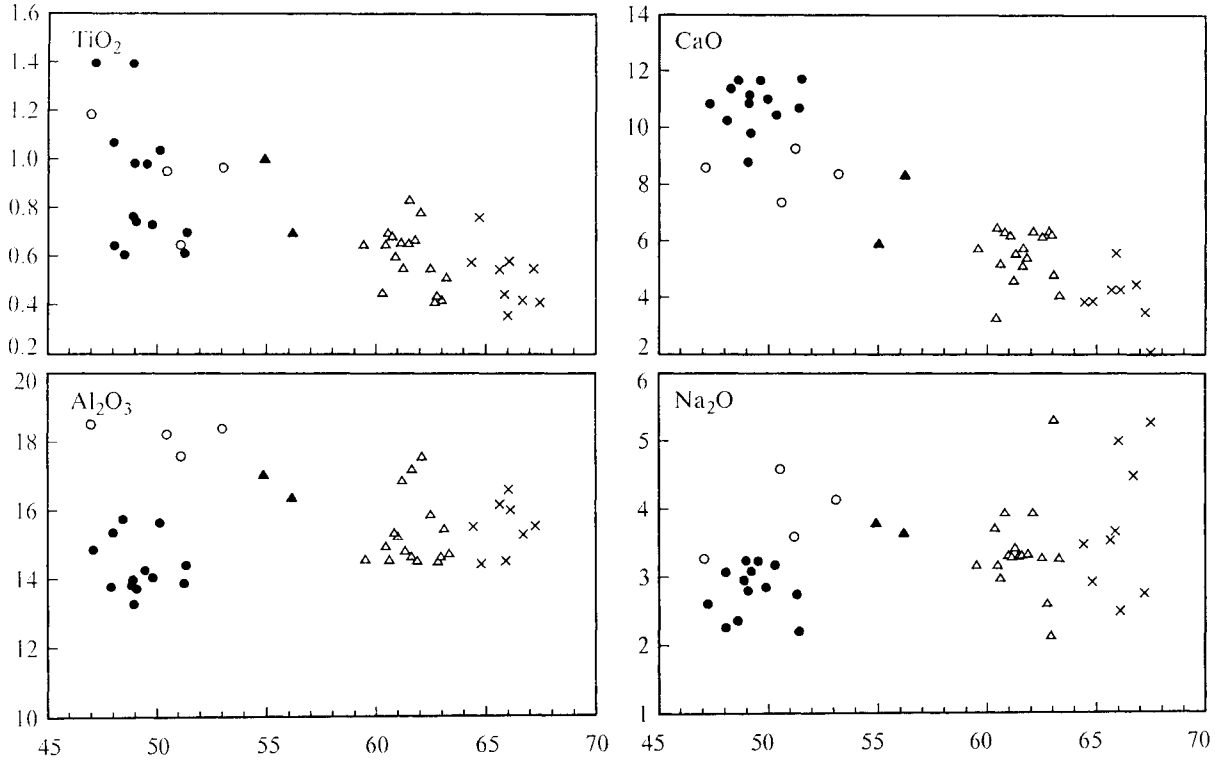
Вокнаволокский блок был выделен Ю. И. Лазаревым и В. Н. Кожевниковым (1973) в самостоятельную структуру, поскольку в его строении значительную часть (~50 % территории) слагают различные по составу гнейсы и амфиболиты, которые испытали гранулитовый метаморфизм. Эти два признака принципиально отличают Вокнаволокский блок от Костомукшского, бимодального по составу и метаморфизованного в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях.

Основные черты строения и проблемы возраста. Наряду с гнейсами практически половина территории блока сложена разновозрастными породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии. Гнейсы и породы ТТГ-серии смяты в крупные складки, имеющие северо-восточное простирание, крутое падение на юго-восток и дважды мигматизированы. По В. Н. Кожевникову (2000), эта складчатость соответствует второму этапу деформаций.

Все породы, за исключением поздней генерации двуполевошпатовых гранитов, интенсивно рассланцованы. Более поздними по отношению к процессу мигматизации гнейсов и частично пород ТТГ-серии являются интрузивные породы, представленные диоритами, тоналитами, породами магнезиальной и субщелочной серий и несколькими генерациями гранитов. Породы субщелочной серии приурочены к shear-зонам северо-восточного направления, которые секут мигматизированные и смятые в складки гнейсы и в целом параллельны осевым поверхностям крупных складок. Гранулитовый метаморфизм проявлен во всех комплексах пород: амфиболитах, гнейсах, породах ТТГ-серии, интрузиях диоритов, породах субщелочной и магнезиальной серий. Последующий диафторез в условиях амфиболитовой фации привел к существенной метаморфической переработке пород, в результате чего гранулитовые ассоциации сохраняются в отдельных обнажениях. Ассоциации и составы минералов, в том числе и гранаты (Другова, Глебовицкий, 1965), указывают на то, что диафторез амфиболитовой фации отвечал условиям силлиманит-андалузитовой фациальной серии (не опубликованные материалы В. С. Байковой). Детальный анализ гранулитовых метаморфических ассоциаций, их положение в пространстве и состав минералов для района оз. В. Куйто даны в работе Л. П. Свириденко (1974). Гранулитовые ассоциации широко распространены и к югу от оз. В. Куйто, вплоть до границы с Костомукшским блоком. Здесь породы ТТГ-серии представлены эндербитами и лейкоэндербитами. Включения основных

пород в эндербитах содержат двупироксеновые минеральные ассоциации.

Отсутствие надежных геохронологических данных не позволяет однозначно решить вопрос о возрасте гнейсов. Л. П. Свириденко (1974), основываясь на факте гранулитового метаморфизма, рассматривает гнейсы как нижнеархейские образования и относит их к инфракомплексу по отношению к метавулканитам Костомукшской структуры. Геологические данные о проявлении гранулитового метаморфизма одновременно с поздними и наиболее хорошо сохранившимися структурами (Лазарев, Кожевников, 1973) и возраст гранулитового метаморфизма, определенный по циркону в Тулосском блоке (табл. 4.5), а также возраст, определенный методом термоионной эмиссии свинца (ТИЭМ) из цирконов эндербитов Вокнаволокского блока и равный 2680 ± 50 млн лет (Шулешко и др., 1987), позволяют рассматривать гранулитовый метаморфизм как кульминацию заключительного процесса в архейской истории Западно-Карельского домена. В то же время остается открытым вопрос о возрасте самой гнейсовой (преимущественно метавулканической) толщи. Так, В. Н. Кожевников (2000), основываясь на направленности метаморфических реакций при гранулитовом метаморфизме базитов, полагает, что во время метаморфизма имела место декомпрессия, которая соответствовала выведению на эрозионный уровень более глубинных уровней коры. Модельный возраст, определенный по Nd, Hyp—Amp—Bt—Pl гнейса (обр. 198г), переслаивающегося с амфиболитами, равен 2.93 млрд лет. Однако определение изотопного состава неодима только для одного образца с учетом влияния гранулитового метаморфизма на фракционирование Sm/Nd-отношения (Whitehouse, 1988) не может служить надежным основанием для исключения возможного более древнего возраста гнейсов, тем более что дайка лампрофира, секущая мигматиты гнейсов на о. Ливо, имеет $\varepsilon_{Nd}(t) = -1.5$, а модельный возраст интрузии диоритов (северный берег оз. В. Куйто), также секущей мигматизированные гнейсы, составляет 3.0 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2000б). Эти данные свидетельствуют либо о выплавлении данных пород из обогащенной мантии (что маловероятно для диоритов, см. ниже), либо о присутствии в нижней коре более древних пород, ассимиляция которых привела к отрицательным значениям $\varepsilon_{Nd}(t)$ и высокому модельному возрасту. Имеющиеся данные о возрасте циркона из гнейсов, полученные методом ТИЭМ, находятся в интервале 2615 ± 10—2760 ± 20 млн лет. Только для одного образца гнейса из обнажения, расположенного примерно в 10 км на северо-запад от пос. Вокнаволок,


TiO2
CaO
Al2O3
Na2O
1.6
1.4
1.2
1.0
0.8
0.6
0.4
0.2
14
12
10
8
6
4
2
20
18
16
14
12
10
6
5
4
3
2
1
45
50
55
60
65
70

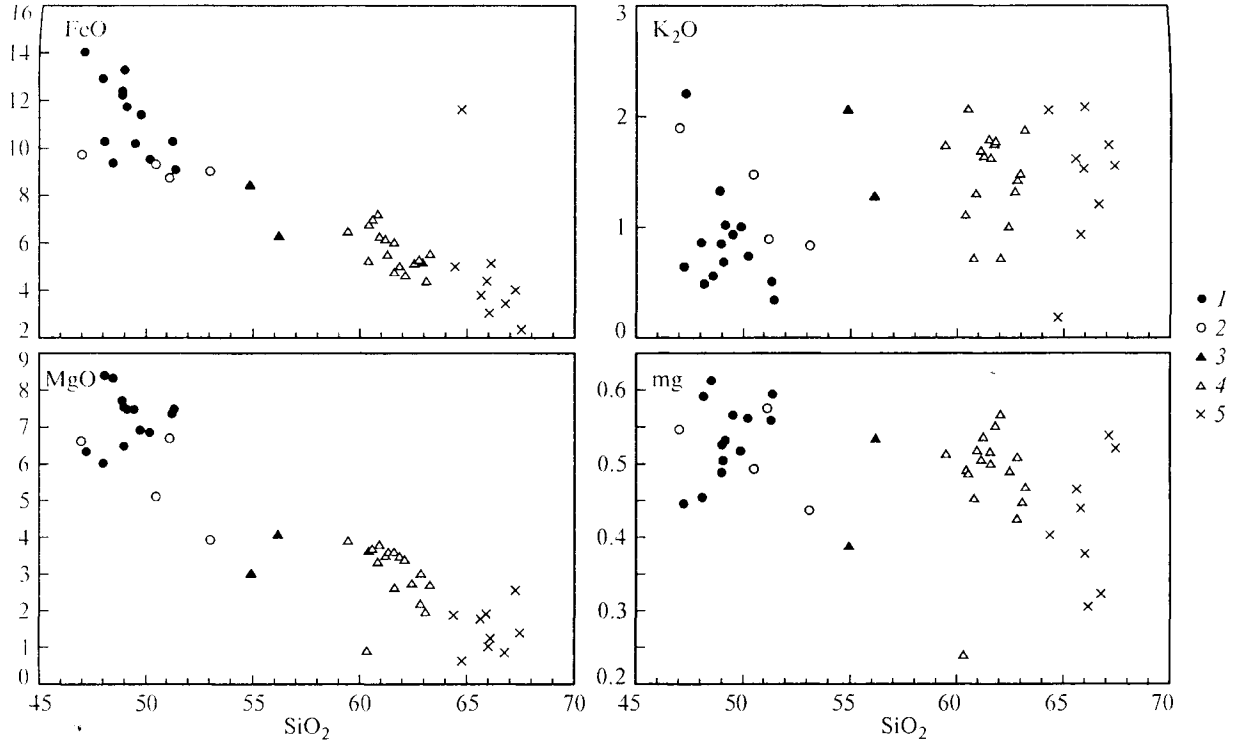


Рис. 4.24. Диаграмма Харкера для двух групп амфиболитов и кристаллических сланцев, а также гнейсов вокнаволокского метаморфического комплекса, демонстрирующая эволюционные тренды TiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO для гнейсов и амфиболитов второй группы, а также отличие последних от амфиболитов первой группы.

Амфиболиты и кристаллические сланцы: *1* — первой, *2* — второй групп; гнейсы состава: *3* — андезито-базальтов, *4* — андезитов, *5* — дацита.

т. е. за пределами зоны интенсивного северо-восточного рассланцевания района оз. В. Куйто, получено значение 2890 ± 40 млн лет.

Вокнаволокский метаморфический комплекс. Метаморфические породы комплекса меняются по составу от основных пород (амфиболиты и двупироксеновые сланцы) до кислых (биотитовые гнейсы). Амфиболиты составляют малую часть комплекса. Вероятно, бóльшая часть их представлена дайковой фацией. Преобладают средние по составу породы (амфиболовые гнейсы). Их примерно в два раза больше, чем биотитовых гнейсов. Основная часть пород Вокнаволокского метаморфического комплекса по своим петрохимическим характеристикам соответствует ортопородам, а геологические взаимоотношения различных по кислотности пород позволяют рассматривать их в качестве метавулканитов. Мощность прослоев значительно варьирует, ее точную оценку невозможно дать в связи с интенсивными деформациями и мигматизацией.

Амфиболиты и двупироксеновые кристаллические сланцы. Выходы отдельных прослоев основных пород достигают 6—7 м, но встречаются и менее мощные. По составу они делятся на две группы. Бóльшая часть амфиболитов (гр. 1) по химическому составу отвечает толеитам и на диаграммах Харкера (рис. 4.24) отделяется по ряду элементов от амфиболитов гр. 2 (табл. 4.8, № 1). Содержания редких и редкоземельных элементов соответствуют таковым в толеитах Костомукшской структуры (табл. 4.7, № 1—2 и рис. 4.25). Амфиболиты гр. 1 существенно отличаются от молодых базальтов как юных, так и развитых островных дуг. При сравнении пород с одинаковой магнезиальностью (mg = 0.50—0.55) базальты юных дуг существенно отличаются меньшими содержаниями Cr, Ni, Co, V и, как правило, бóльшими Al_2O_3 и Sr. Эти же различия имеют место и при сравнении с базальтами развитых и зрелых дуг, которые, кроме того, имеют бóльшие концентрации K_2O, Ba и P (Богатиков, Цветков, 1988). Основные породы гр. 1 близки по составу к MORB.

Группу 2 составляют амфиболиты, которые характеризуются высокими (17.6—19.0 %) содержаниями Al_2O_3, Na_2O (>3.5 %), Sr и Ba (табл. 4.8, № 2). От базитов первой группы они отличаются также меньшими содержаниями MgO, FeO, Cr, Ni, Co, V. По соотношению SiO_2—FeO/MgO амфиболиты гр. 2 относятся к толеитам, на графике с координатами SiO_2—(K_2O + Na_2O) — к субщелочной серии. В целом они весьма близки к базальтам из андезитовой формации Алеутско-Аляскинской островодужной системы (табл. 4.8, № 3).

Гнейсы среднего и кислого состава. Гнейсы образуют непрерывную серию пород с содержанием SiO_2 от 55 до 67 % (рис. 4.24;

Таблица 4.8

Средние составы пород Вокнаволокского блока

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	49.56	50.93	51.40	55.59	61.56	66.00	57.4—60.9	57.4—60.4	62.12
TiO_2	0.91	0.96	0.82	0.87	0.60	0.52	0.5—0.98	0.4—0.94	0.63
Al_2O_3	15.37	18.41	18.42	16.83	15.65	15.87	13.8—18.7	15.4—17.5	15.47
FeO	10.87	9.43	8.41	7.51	5.84	4.75	5.9—10.4	5.9—10.0	4.11
MnO	0.17	0.13	0.17	0.11	0.12	0.10	0.06—0.22	0.13—0.22	0.15
MgO	6.89	5.68	4.81	3.61	3.15	1.50	2.4—4.45	2.3—4.2	1.58
CaO	10.38	8.60	10.22	7.32	5.62	4.10	6.1—8.5	6.2—8.7	7.46
Na_2O	3.12	3.98	3.37	3.78	3.45	3.77	2.2—3.8	2.9—3.7	4.36
K_2O	0.90	1.31	1.26	1.70	1.65	1.46	0.38—1.27	0.97—2.6	1.65
P_2O_5	0.05	—	0.33	0.53	0.2	0.17	0.06—0.48	—	0.25
mg	0.53	0.51	0.51	0.46	0.48	0.38	0.33—0.64	0.29—0.54	0.40
Rb	5	74	—	30	32	39	2—36	18—58	35
Sr	88	518	—	420	428	356	140—233	245—740	405
Y	22	6	—	16	13	9	—	—	14
Zr	49	147	—	135	150	186	40—205	—	145
Nb	< 5	7	—	7	6	7	—	—	9
Pb	6	10	—	11	7	10	—	—	4
Th	4	< 5	—	4	5	6	—	—	6
Ba	< 100	503	—	326	354	390	60—313	285—600	482
Cr	416	29	—	154	64	37	9—247	70—340	34
Ni	130	14	—	87	25	15	1—200	15—50	15
Co	53	< 10	—	31	28	24	12—100	13—28	23
V	235	68	—	14	74	47	14—185	56—220	65
n_1/n_2	13/8	4/1	—	2/1	16/7	9/6	8	7	3/2

Таблица 4.8 (*продолжение*)

Компоненты	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	70.59	56.64	68.48	50.82	62.86	68.04	72.27	71.29	69.02
TiO_2	0.27	0.50	0.40	1.42	0.80	0.75	0.27	0.24	0.23
Al_2O_3	16.02	15.93	15.78	17.79	15.20	14.44	14.84	15.85	15.92
FeO	2.11	6.68	3.08	9.65	5.54	2.92	1.72	1.66	1.17
MnO	0.03	0.12	0.05	0.10	0.09	0.08	0.04	0.02	0.07
MgO	0.58	4.60	1.52	3.45	2.32	0.95	0.77	0.02	0.48
CaO	3.39	7.60	3.74	7.90	3.81	1.51	2.73	0.54	2.48
Na_2O	4.78	4.00	4.24	2.37	3.98	3.05	4.58	2.49	4.12
K_2O	1.38	1.31	1.51	1.67	2.56	5.74	0.93	4.31	4.59
P_2O_5	0.18	0.12	0.16	0.99	0.31	0.21	0.04	—	0.06
mg	0.32	0.55	0.47	0.39	0.42	0.37	0.44	0.02	0.42
Rb	37	27	40	35	73	120	18	—	98
Sr	408	322	314	1192	499	394	394	—	558
Y	8	11	11	20	10	12	5	—	5
Zr	121	81	195	387	404	399	151	—	72
Nb	4	8	6	17	8	12	< 5	—	< 5
Pb	10	10	14	10	12	21	9	—	22
Th	6	5	7	28	20	50	< 5	—	< 5
Ba	418	377	440	1082	1606	2302	432	—	2589
Cr	13	119	37	5	28	24	39	—	16
Ni	12	124	16	22	18	6	9	—	11
Co	< 10	28	16	33	16	20	29	—	< 10
V	39	75	26	144	96	< 30	39	—	< 30
n_1/n_2	15/5	2/2	20/10	1	6/12	1	3/4	22	2

Примечание. Амфиболиты и кристаллические сланцы: 1 — группы 1, 2 — группы 2; 3 — состав базальта андезитовой формации Алеутско-Аляскинской островодужной системы (Богатиков, Цветков, 1988); 4–6 — гнейсы вокнаволокского комплекса: 4 — андезито-базальтового, 5 — андезитового, 6 — дацитового состава. Вариации составов андезитов в современных юных (7) и зрелых (8) дугах (Богатиков, Цветков, 1988). Интрузивные породы: 9 — кварцевый диорит, 10 — тоналиты и тондьемиты низкомагнезиальной серии; 11 — магнезиальные кварцевые диориты; 12 — магнезиальные тоналиты и тондьемиты; 13–15 — субщелочная серия: 13 — лампрофир (обр. 205б), 14 — кварцевый монцодиорит, 15 — субщелочной гранит; 16 — обособления (выплавки) тондьемитов в эндербитах и тоналитах; 17 — граниты (Свириденко, 1974); 18 — гранит, жильная фация.

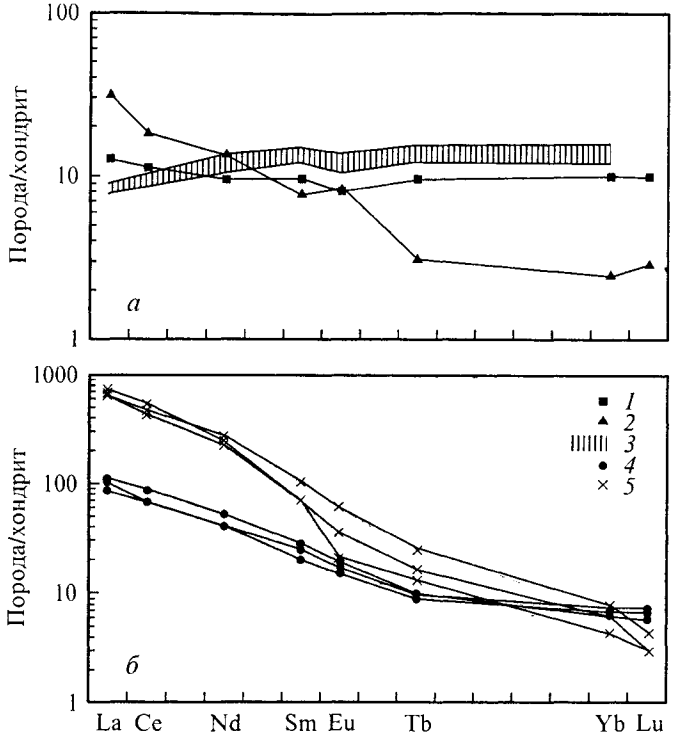


Рис. 4.25. Распределение РЗЭ в породах Вокнаволокского блока (табл. 4.7).

1 — обр. 198б, амфиболит гр. 1, сходный с базальтами Костомукшского пояса (*3*); *2* — обр. 253, магнезиальный диорит Северного массива; *4* — гнейсы известково-щелочной серии вокнаволокского комплекса; *5* — породы субщелочной серии, обогащенные легкими редкоземельными элементами.

табл. 4.8, № 4—6). Гнейсы андезитового состава характеризуются вариациями содержаний глинозема (от 14.7 до 17.7 %) и магнезиальности (mg = 0.43—0.57); mg гнейсов не зависит от содержания SiO_2. Перемежаемость слоев различной меланократовости, глиноземистости и магнезиальности наблюдается в обнажениях мощностью первые десятки метров. Гнейсы андезитового состава вокнаволокского комплекса по сравнению с современными андезитами (табл. 4.8, № 7, 8) характеризуются чуть более низкими содержаниями FeO и CaO; от юных дуг отличаются существенно более высокими содержаниями Sr и Ba, сравнимыми с таковыми зрелых островодужных систем. Последовательное снижение от амфиболитов второй группы до гнейсов дацитового состава содержаний MgO, FeO, TiO_2, Al_2O_3, Cr, Ni, Co, CaO, Sr и величины mg свидетельствует о роли

фракционной кристаллизации в эволюции расплава, при которой определяющими минералами могли быть пироксен, плагиоклаз и магнетит. Изменения в магнезиальности, присутствие метаандезитов и метадацитов, величина mg которых равна или выше mg толеитов зеленокаменных поясов, предполагают участие в образовании андезитовых расплавов различных по магнезиальности источников, в том числе ультраосновного состава.

Интрузивные породы. Интрузивные породы Вокнаволокского блока представлены диоритами, породами ТТГ-серии, кварцевыми диоритами-тоналитами санукитоидной и субщелочной серий, несколькими генерациями плагиомикроклиновых гранитов.

Диориты, кварцевые диориты. Мелкие интрузии диоритов занимают небольшую часть территории. Северная интрузия (~1500 м^2), расположенная на северном берегу оз. В. Куйто, сложена крупнозернистыми порфировидными диоритами. Текстура их определяется присутствием вкрапленников плагиоклаза размером 1—1.5 см. Породы огнейсованы, гнейсовидность ориентирована в направлении СВ 40—70°. Интрузия содержит ксенолиты мезократовых гнейсов, сечется жилами крупнозернистых плагиомикроклиновых гранитов. Диориты сложены плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксенами, биотитом, амфиболом (табл. 4.8, № 10). Породы интрузии характеризуются высокой (mg = 0.61) магнезиальностью, относительно высокой щелочностью (сумма щелочей 5.23 %), низкими содержаниями Rb, Y, Zr, Nb, Ba, P, Hf, Ta и всей группы РЗЭ (рис. 4.25). Они имеют в сравнении с гнейсами соответствующей кислотности только относительно повышенное содержание Sr. По составу близки к диоритам корневых частей вулканических дуг — граниту М-типа (Whalen, 1985). Обедненность диоритов Северной интрузии редкими элементами, высокая магнезиальность (mg = = 0.61), превышающая таковую базальтов зеленокаменных поясов, являются предполагаемым свидетельством того, что источником расплава были ультраосновные породы верхней мантии (по-видимому, мантийного клина). Модельный возраст по неодиму, превышающий возраст интрузии, указывает на обогащенность астеносферной мантии либо на селективную контаминацию более древними породами.

Породы тоналит-трондьемитовой серии включают разновозрастные и разнотипные образования: жильный материал ранних мигматитов, а также более поздние, но, по-видимому, также разновозрастные пластовые интрузии. Значительная структурная переработка пород не позволяет выделить среди них более древние образования, чем гнейсы. Среди пород этой группы преобладают тоналиты (рис. 4.22). По магнезиальности они де-

лятся на две группы: более магнезиальную (mg > 0.40) и менее магнезиальную (mg ⩽ 0.40; табл. 4.8, № 10, 12). Судя по геологическим наблюдениям, тоналиты магнезиальной группы более древние; менее магнезиальные тоналиты и трондьемиты нередко образуют жильную фацию, секущую, в том числе, и магнезиальные тоналиты. Менее магнезиальная группа тоналитов и трондьемитов — более лейкократовая (содержит больше Si, меньше Fe и Mg), по содержанию редких элементов практически не отличается, за исключением элементов группы железа.

В южной части блока тоналиты представлены эндербитами, содержащими Hyp, Di, Pl, Bt, Amp и Qu; они относятся к магнезиальной серии. Эндербиты включают пласты основных пород, рассланцованных и будинированных. Они сложены плагиоклазом, пироксенами и роговой обманкой. Все породы гнейсифицированы в направлении СВ 50° при вертикальном падении. Возможно, что часть эндербитов представляет собой перекристаллизованные гнейсы. Наложенные метаморфические процессы в эндербитах выражены перекристаллизацией (укрупнением зернистости и очищением плагиоклаза от рудной пыли). Этот процесс идет одновременно с рассланцеванием и продолжается после него. На участках, где процесс изменения эндербитов проявлен значительно, гнейсовидные эндербиты сохраняются в виде остроугольных фрагментов среди массивных крупнозернистых пород, состоящих из Qu, Pl, Bt и рудного минерала. По-видимому, процесс перекристаллизации сопровождается частичным плавлением эндербитов в момент снижения давления при подъеме блока. По составу эти участки сходны с некоторыми жилами и отвечают трондьемитам (табл. 4.8, № 16).

Породы субщелочной интрузивной серии приурочены к зоне северо-восточного простирания, идущей вдоль южной части оз. В. Куйто. Они образуют пластовые тела мощностью от первых метров до 10—30 м, вытянутые в северо-восточном направлении. Мигматиты до внедрения интрузий претерпели неоднократные деформации; местами контакты интрузий секут полосчатость мигматитов, в которых наблюдаются многочисленные мелкие складки, шарниры которых погружаются в различных направлениях. Такую ориентировку имеет, в частности, дайка лампрофира. Гнейсовидность, проявленная в интрузиях, также ориентирована преимущественно в направлении СВ 50—70°, падение на ЮВ под углом 75—90°. Породы субщелочной серии секутся редкими жилами трондьемитов и гранитов.

По составу породы этой серии варьируют от монцодиоритов до субщелочных гранитов. Значительно преобладают кварцевые монцодиориты—гранодиориты. Состав пород дан в табл. 4.8,

№ 13—15. Название «субщелочная» — условно, поскольку некоторые образцы этой серии не содержат достаточного количества щелочей и на диаграмме SiO_2—(K_2O + Na_2O) располагаются на границе с полем субщелочных пород. Породы субщелочной серии отличаются от остальных пород блока своей обогащенностью Sr, Y, Zr, P, Ba, легкими редкоземельными элементами (табл. 4.7, № 7—9; табл. 4.8, № 13—15). Наряду с такими сквозными акцессорными минералами, как Zr, Ap, Sph, типичными для гнейсов, тоналитов и трондьемитов, в породах субщелочной серии присутствует молибденит. По своим геохимическим особенностям (за исключением содержания K_2O) породы близки к таковым шошонитовой серии. Иллюстрацией этому может служить отношение Ce/Yb—Ta/Yb, которое у образцов субщелочной серии Вокнаволокского блока на диаграмме Эклунда и др. (Eklund et al., 1998) попадают в поле шошонитовых пород. Наличие пород субщелочной серии свидетельствует о появлении в нижней коре и (или) в верхней мантии обогащенного источника и в общем виде — о достаточно мощной сиалической коре.

Граниты (двуполевошпатовые) не образуют крупных массивов. Преимущественно это небольшие жилы, которые либо располагаются параллельно сланцеватости, либо секут сланцеватость пород и контакты между ними. По составу (табл. 4.8, № 17, 18) они отвечают известково-щелочным гранитам I-типа. Содержат много Sr и Ba, обеднены такими элементами, как Y, Nb, Th, Rb. Относительно небольшое количество Zr при достаточно значимых количествах щелочей указывает на относительно низкотемпературные условия их образования (Whatson, Harrison, 1983).

Анализ геологического строения блока и петрологии слагающих его пород позволяет сделать следующие выводы. Весьма вероятен относительно древний (≥2.9 млрд лет) возраст известково-щелочной вулканической серии и нижних частей сиалической коры блока. Вулканическая серия формировалась до базальтов Костомукшского пояса (т. е. до 2.85 млрд лет) на достаточно зрелой коре. Геохимические особенности диоритов и пород тоналит-трондьемитовой серии, в том числе их высокая магнезиальность, указывают на участие толеитового и бонинитового источников при их плавлении. Развитие пород субщелочной серии отражает активные корово-мантийные процессы плавления, сопровождаемые введением флюидов, обогащен-

ных Ba, Sr, P, легкими РЗЭ. Образование флюидов связывается, как правило, с дегидратацией погружающейся океанической коры в зонах субдукции. Становление пород этого комплекса проходило в пределах shear-зон северо-восточного направления. Гранулитовый метаморфизм и диафторез амфиболитовой фации наложены практически на все комплексы пород. Гранулитовые комплексы не являются, таким образом, представителями нижней коры, имеющей обедненную реститовую природу; гранулитовый метаморфизм является практически изохимическим, сохраняющим специфику дометаморфических составов.

Жилы трондьемитов,секущие эндербиты и гнейсы в южной части блока, которые идентичны трондьемитовой интрузии, разделяющей Вокнаволокский и Костомукшский блоки, соответствует времени диафтореза гранулитов и отражает момент вывода Вокнаволокского блока. Возраст роговой обманки (K-Ar метод), равный 2690 млн лет (Герлинг и др., 1972), также свидетельствует о выводе гранулитов на уровень закрытия K-Ar системы в архейское время.

Тулосский блок

Геологическое строение. Проблемы возраста. Тулосский блок занимает юго-восточную часть Западно-Карельского домена (рис. 4.22). Ранее (Синицын, Корсакова, 1971; Корсакова, 1973) он рассматривался как Колвас-Тулосозерская асимметричная блок-синклиналь.

Восточной границей блока являются фрагменты супракрустальных пород района пос. Лендеры, относящиеся к парагнейсовому поясу Ялонваара—Хатту—Хедозеро—оз. Нюк. На территории Финляндии к Тулосскому блоку в виде постановки вопроса можно отнести юго-восточную часть Центральной Финляндии. Здесь, в районе оз. Койтере, как и в Тулосском блоке, преобладают интрузивные породы гранодиорит-тоналитового состава (Luukkonen, Lukkarinen, 1986; рис. 4.22).

Исследователи, проводившие работы на территории Тулосского блока, пришли к различным выводам в отношении геологического строения и истории развития района. Основные противоречия касаются времени образования комплекса эндербитов-чарнокитов. Л. П. Свириденко (1974, 1980) включает эндербиты в комплекс пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, слагающих купола-выступы архейского фундамента, между которыми развиты мигматизированные по-

роды лопия. М. А. Корсакова (1969, 1973), впервые установившая присутствие пород гранулитовой фации в этом районе, и А. В. Синицын (Синицын, Корсакова, 1971) также относят породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, к древнейшим породам, проводя параллель между ними и породами кольской и беломорской серий. В. М. Шемякин (1976), детально изучавший эндербиты района Тулоса, относит их к позднескладчатым аллохтонным интрузивным образованиям, которые сформировались после региональной мигматизации. В. Н. Кожевников и Е. Ф. Белоусов (1981) связывают процесс эндербитизации с началом инверсионного этапа развития Тулосского блока. Более поздние детальные исследования структур этого района и геохимии слагающих его пород проводились В. Н. Кожевниковым (Щипцов и др., 1987), который выделил инфракомплекс, сложенный диоритами, гранодиоритами и перекрытый базальт-андезитовой известково-щелочной серией, возраст которой превышает 3.37 млрд лет. Древний возраст обоснован определением методом ТИЭМ циркона из диоритов (Чухонин и др., 1985). Метаморфизм комплекса соответствовал высокотемпературной амфиболитовой фации. Гранулитовый метаморфизм, диафторез в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации и внедрение чарнокитов отнесены к позднеархейскому этапу. Детальный структурный анализ позволил объяснить всю совокупность структурных фактов комбинацией двух механизмов деформации — радиального сжатия с формированием мелких купольных структур и последующего латерального сжатия с образованием крупных зон рассланцевания.

В 1977—1986 гг. на территории Тулосского блока проводились исследования Карельской группой ИГГД РАН (Н. А. Арестова, В. С. Байкова, А. Ф. Краснова, И. Н. Крылов, С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев, И. К. Шулешко), результаты которых, с привлечением данных В. Н. Кожевникова (Щипцов и др., 1987) легли в основу характеристики блока.

На сравнительно небольшой площади изученной территории (50 × 25 км) развиты комплексы пород различного происхождения и возраста, среди которых преобладают плутонические породы диорит-тоналит-гранодиоритовой ассоциации. Супракрустальные породы имеют ограниченное распространение, присутствуют в виде небольших реликтовых участков и представлены метабазальтами и базальтовыми коматиитами на севере района вблизи оз. Колвас, а на юге — различными кристаллическими сланцами и гнейсами (Чекулаев и Байкова, 1984), слагающими ядра крупных открытых синклинальных складок с шарнирами, полого погружающимися на юго-восток. Гнейсы

и сланцы слагают также субстрат некоторых мигматитов по берегам оз. Тулос. Существенным отличием Тулосского блока от Вокнаволокского служит очень широкое развитие интрузий, отвечающих по составу кварцевым диоритам, в том числе высокомагнезиальным, принадлежащим к «санукитоидной» серии. На территории проявления гранулитового метаморфизма они представлены эндербитами. Отличием этого блока является и значительное в сравнении с Вокнаволокским блоком проявление субщелочного магматизма. Впервые интрузии сиенитов в этом районе были закартированы М. А. Корсаковой (1969).

Проблема времени формирования пород та же, что и для пород Вокнаволокского блока. Изотопные и геологические данные однозначно указывают на проявление гранулитового метаморфизма на поздних этапах архейской истории района (Байкова и др., 1984; Чекулаев, Байкова, 1984), одновременного с внедрением кварцевых диоритов «санукитоидной» серии. В то же время возраст эндербитов южного берега оз. Тулос имеют более древний возраст — 2800 млрд лет (табл. 4.5).

Геологические наблюдения в «куполе фундамента», расположенного на северо-западе от оз. Тулос, свидетельствуют, что гранулитовый метаморфизм наложен на тоналиты купола и на секущие его дайки базитов, в которых новообразованная линейность, выраженная пироксеном, располагается косо по отношению к контактам. Описаны многочисленные примеры наложенного характера гранулитового метаморфизма, в том числе и на жилы двуполевошпатовых гранитов (Чекулаев и Байкова, 1984; Щипцов и др., 1987). Модельный возраст по неодиму эндербитов «купола» (менее 2.7 млрд лет) делает маловероятным отнесение вещества «купола» к комплексу древнего фундамента. Остается открытым вопрос о возрасте супракрустальных пород, части мигматитов и, возможно, части гранитоидов.

Проведенный нами анализ деформаций показал, что наиболее ранними плоскостными элементами являются гнейсовидность и параллельная ей полосчатость в мигматитах, а также в полосчатых диоритах и тоналитах, слагающих основную часть района, включая участки проявления гранулитового метаморфизма. Полосчатость обусловлена чередованием полос различного состава (от диорита—кварцевого диорита до лейкотрондьемита) мощностью от нескольких сантиметров до 4 м. Гнейсовидность и мигматитовая полосчатость деформированы в сильно сжатые складки с образованием параллельной им гнейсовидности, ориентированной в направлении СЗ 340—350°. Параллельно этой гнейсовидности располагаются тела основных по-

род, бóльшая часть которых может быть интерпретирована как дайки. Вероятно, изначально гнейсовидность и полосчатость местами имели пологое залегание, судя по пологим шарнирам складок.

Последующие деформации близки по времени к метаморфизму гранулитовой фации, который, как было показано выше (Чекулаев и Байкова, 1984), является частью метаморфической зональности от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. Зональность выражена как составом некоторых минералов, так и сменой отдельных минеральных фаз. При прогрессивном увеличении степени метаморфизма увеличивается титанистость биотита, сине-зеленая роговая обманка переходит в бурую, появляются сначала моноклинный, а затем и ромбический пироксен, микроклин сменяется ортоклазом. Метаморфические зоны имеют расплывчатые границы, картирование которых затруднено последующими диафторическими преобразованиями. Границы фациальных зон секут геологические границы. Изучение составов минералов свидетельствует о высокоградиентном характере зонального метаморфизма (Чекулаев и Байкова, 1984). Однако уточнение этих данных (Котова и др., 1995) позволило оценить метаморфизм как процесс с умеренным давлением (5.5—7.5 кбар). Структуры, сформированные близко по времени с гранулитовым метаморфизмом, представлены складками и гнейсовидностью, параллельной осевым плоскостям этих складок, северо-восточного (10—40°) и северо-западного (300—315°) направлений. Наиболее четко северо-западные структуры проявлены в пределах зоны рассланцевания, которая интерпретируется как зона косого сдвига — shear-зона (Лобач-Жученко и др., 2000в). К этой зоне приурочена бóльшая часть интрузий субщелочных пород основного и среднего состава. Главную часть серии представляют лампрофиры, образующие дайки мощностью до нескольких метров, секущие ортогнейсы и мигматиты. Интрузии сложены преимущественно магнезиальными кварцевыми монцонитами, небольшие по размеру, площадью до нескольких квадратных километров. Наиболее крупной и хорошо изученной из них является Тулосский массив кварцевых диоритов, который прорывает деформированные и метаморфизованные гнейсы и кристаллосланцы, содержит их ксенолиты и образует апофизы во вмещающие породы. Метаморфизм гранулитовой фации наложен и на породы массива, которые в этом случае представляют собой чарнокиты. В породах массива наблюдаются оба направления гнейсовидности, причем северо-западное направление отражает процесс бластомилонитизации кварцевых диоритов с образованием минеральной ассоциации

гранулитовой фации. Другой особенностью является пологое (субгоризонтальное) залегание плоскости бластомилонитизации, что также является результатом проявления сдвигово-надвиговой (shear) тектоники. К северо-западным структурам приурочены и интрузии пироксеновых сиенитов (Корсакова, 1973), образующих небольшие (от 1 до 4 км^2) тела, вытянутые в северо-западном направлении.

Дайки лампрофиров, также приуроченные к зоне рассланцевания, располагаются либо параллельно северо-западной сланцеватости, либо по зонам срывов, косо ориентированным по отношению к направлению главного сдвига и имеющим субмеридиональную ориентировку. В них также проявлен гранулитовый метаморфизм, выраженный пологой линейностью по гиперстену, погружающейся на юго-восток под углами 10—30°.

По данным М. А. Корсаковой (1973), к субмеридиональным разломам приурочены небольшие (от 1 до 10 км^2) тела чарнокитов.

Состав главных типов пород. В Тулосском блоке выделяются следующие главные группы пород: амфиболиты и кристаллические сланцы, гнейсы среднего и кислого состава, мигматиты с гнейсами в субстрате, интрузии диоритов, гранодиоритов и тоналитов, дайки лампрофиров и граниты.

Амфиболиты и кристаллические сланцы. Основные породы, превращенные при последующем метаморфизме в амфиболиты и кристаллические сланцы, разделяются на две геологические группы: дайки и прослои (деформированные потоки) вулканитов, которые не всегда различимы, хотя в метавулканитах нередко сохраняются реликты первичных структур и полосчатости, а породы даек более плотные и однородные. По составу дайки отчетливо делятся на две группы: группу нормальных толеитов и субщелочные породы (лампрофиры). Последние будут рассмотрены ниже.

Дайковые и пластовые тела основных пород наблюдались к северу от оз. Тулос, где они находятся в виде ксенолитов среди диоритов, и к югу от оз. Тулос, в полосчатой толще супракрустальных пород, где их первичные геологические черты сохранились лучше. Основные породы секутся жилами плагиогранитов и гранитов, по соотношению SiO_2 и FeO/MgO (Богатиков, Цветков, 1988) относятся к толеитовой серии (табл. 4.9, №№ 1—2). Породы дайковой фации по содержанию как главных, так и редких элементов сходны с таковыми из Вокнаволокского блока (табл. 4.8, № 1) и толеитами Костомукшского пояса (табл. 4.6, № 2). Некоторые основные породы имеют высокие концентрации MgO и предположительно могут быть скоррелированы

Таблица 4.9

Средний состав ортопород Тулосского блока

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	49.57	49.18	55.52	60.90	65.16	62.67	62.48	61.47	50.97	53.88	57.48	73.26
TiO_2	0.80	0.78	0.77	0.64	0.64	0.75	0.59	0.61	0.60	1.01	0.99	0.22
Al_2O_3	14.01	15.81	16.78	16.46	15.09	15.88	16.21	16.14	13.01	13.24	16.16	14.16
FeO_t	11.97	11.13	8.96	7.31	5.87	6.28	4.72	5.50	8.17	8.17	6.16	1.87
MnO	0.22	0.24	0.15	0.12	0.10	0.10	0.09	0.09	0.20	0.16	0.11	0.03
MgO	7.44	6.35	4.25	3.22	2.71	2.47	2.97	2.91	10.60	5.57	3.38	0.48
CaO	10.96	9.76	6.75	4.85	4.42	5.24	4.41	4.78	8.87	6.93	5.07	1.88
Na_2O	2.64	3.14	3.24	3.33	2.85	3.86	3.97	4.08	2.34	3.19	3.80	3.30
K_2O	0.98	1.08	1.45	1.44	1.45	1.39	2.68	2.49	2.21	3.19	4.66	4.45
P_2O_5	0.10	0.28	0.20	0.17	0.04	0.16	0.30	0.33	0.38	0.63	0.77	0.06
mg	0.53	0.50	0.46	0.44	0.45	0.41	0.53	0.48	0.69	0.55	0.49	0.31
Rb	23	22	77	59	85	46	82	80	94	117	161	126
Sr	122	307	421	483	149	244	742	805	404	621	1127	259
Y	23	30	21	20	15	30	17	18	23	45	31	7
Zr	47	117	117	123	136	190	133	142	93	234	360	98
Nb	9	13	5	6	7	10	5	6	7	14	15	5
Pb	14	12	11	14	9	14	22	23	15	17	21	21
Th	4	10	5	5	7	5	12	12	8	7	10	8
Ba	132	284	443	521	225	321	1210	1218	744	1213	1896	951
Cr	372	237	—	—	—	106	98	110	953	223	70	—
Ni	125	79	—	—	—	32	27	31	196	74	21	—
Co	53	46	—	—	—	24	18	22	38	34	—	—
V	227	229	—	—	—	110	94	102	165	143	—	—
n_1/n_2	30/30	4/4	4/4	14/14	4/4	11/11	10/18	12/21	3/3	5/5	7/5	25/18

Примечание. 1–2 — амфиболиты и кристаллические сланцы, по составу отвечающие: 1 — толеитам типа MORB, 2 — островодужным толеитам; гнейсы, по составу отвечающие: 3 — андезито-базальтам, 4 — андезитам, 5 — дацитам; 6 — кварцевые диориты и эндербиты; 7 — тоналиты и эндербиты; 8 — высокомагнезиальные кварцевые монцодиориты, кварцевые диориты и гранодиориты Тулосского массива; 9—11 — субщелочной комплекс: 9—10 — известково-щелочные лампрофиры, 11 — монцодиориты и кварцевые монцодиориты, 12 — граниты (жильный комплекс).

с коматиитами. Часть толеитов (табл. 4.9, № 2) характеризуется большей глиноземистостью, более высокими концентрациями Sr, Ba и может быть сопоставлена, как и в Вокнаволокском блоке, с базальтами, входящими в состав андезитовых формаций зрелых островных дуг.

Гнейсы. Совместно с амфиболитами второй группы гнейсы образуют небольшие открытые синклинальные структуры с пологими шарнирами (рис. 4.26), а также встречаются в виде фрагментов различных размеров среди интрузивных пород. Включения гнейсов или их пересечение всеми типами интрузивных пород свидетельствуют об их более древнем возрасте. Нами, как и В. Н. Кожевниковым (Щипцов и др., 1987), гнейсы среднего и кислого состава относятся к супракрустальным образованиям, представленным различными по составу вулканитами. Состав гнейсов, слагающих известково-щелочную серию, приведен в табл. 4.9, № 3—5. По содержанию SiO_2 наблюдается спектр значений — от 54.5 до 66 %. Все породы характеризуются высокой магнезиальностью (величина mg отдельных образцов достигает 0.62), высокими содержаниями Sr и Ba, низкими Rb и Nb, что позволяет сопоставлять их с островодужными сериями.

Кварцевые диориты и тоналиты. Характерной особенностью Тулосского блока является широкое развитие интрузий диорит-эндербитовоого состава, становление которых имело место незадолго до гранулитового метаморфизма или одновременно с ним. Эти интрузии имеют четко секущие контакты с гнейсами и мигматитами. Часть интрузий относится к «санукитоидной» (магнезиальной) и субщелочной сериям. Интрузии кварцевых диоритов преимущественно развиты вдоль северо-восточного берега оз. Тулос, а также на юго-западе района. Они образуют массивы небольшого и среднего размера. В областях гранулитового метаморфизма интрузии представлены эндербитами, имеют очень выдержанный состав, характеризующийся умеренной щелочностью (3.6—6.0 %), низкой и умеренной магнезиальностью (mg = 0.27—0.47), низкими концентрациями Rb, Sr, Ba, повышенными Cr и Ni (табл. 4.9, № 6). По составу они идентичны кварцевым диоритам комплекса Уасилау (Whalen, 1985), относимых к М-типу гранитов, которые формируются в корневых зонах островных дуг. Интрузии тоналитов и кварцевые диориты по содержанию SiO_2 образуют непрерывный ряд. Это отличает бо́льшую часть тоналитов Тулоса от пород ТТГ-серии Вокнаволокского и Костомукшского блоков.

Магнезиальные кварцевые монцониты образуют небольшие интрузии, приуроченные к зоне рассланцевания (рис. 4.26). Ха-

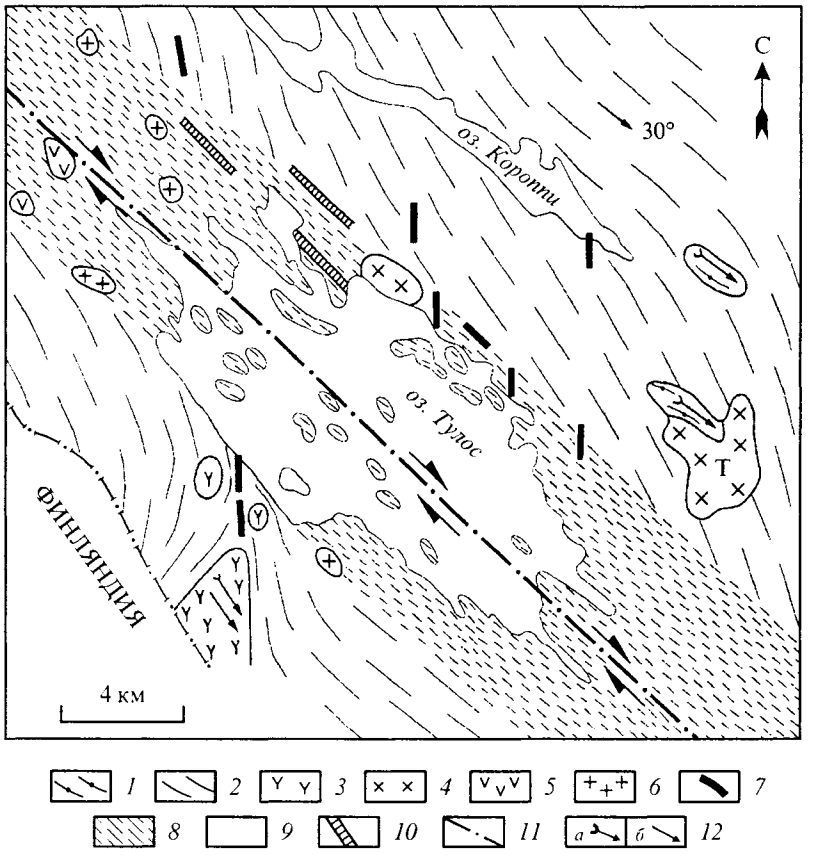


Рис. 4.26. Схема геологического строения района оз. Тулос.

1 — кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсы известково-щелочной серии; *2* — плутонические породы диорит-тоналит-гранодиоритовой и эндербит-чарнокитовой ассоциаций; *3* — интрузии аллохтонных эндербитов; *4* — массивы санукитоидов (Т — Тулосский массив); *5* — кварцевые сиениты; *6* — граниты; *7* — дайки известково-щелочных лампрофиров; *8* — зона рассланцевания; *9* — участки присутствия парагенезисов гранулитовой фации; *10* — дайки протерозойских долеритов; *11* — ориентировка основного направления shear-зоны; *12* — направления погружения шарниров складок (*а*) и минеральной линейности (*б*).

рактеристика их состава дается на примере Тулосского массива (табл. 4.9, № 8). По содержанию SiO_2 породы массива меняются от диорита до гранодиорита с преобладанием кварцевых диоритов. Они характеризуются повышенным содержанием щелочей и на классификационной диаграмме попадают в поле субщелочных кварцевых диоритов—кварцевых монцодиоритов. По-

роды характеризуются повышенной магнезиальностью и хромистостью (mg до 0.51, количество Cr до 180 ppm при 60 % SiO_2) и одновременно высокими содержаниями Sr, Ba и LREE. Архейские породы подобного состава описаны на Канадском щите (Shirey, Hanson, 1984; Stern et al., 1989) и названы «санукитоидами» по аналогии с санукитами — миоценовыми магнезиальными андезитами пояса Сетоучи на юго-западе Японии. О происхождении и условиях образования таких пород будет сказано ниже при характеристике Центральнокарельского домена, к краевым частям которого и приурочено большинство интрузий «санукитоидов».

Лампрофиры. Эти породы образуют небольшие дайки мощностью от одного до нескольких метров. Верхняя возрастная граница лампрофиров определяется наложением на них гранулитового метаморфизма (2645 млн лет). Дайки представлены метагаббро и амфиболитами, которые по содержанию главных и редких элементов соответствуют известково-щелочным лампрофирам, а по присутствию амфибола в качестве основного породообразующего минерала их следует отнести к подгруппе спессартитов (Rock, 1991). Главной особенностью химического состава комплекса являются высокие содержания щелочей, P, Ba, Sr, Y, Nb, Cr (табл. 4.9, № 2). В отличие от части лампрофиров Костомукшского блока (табл. 4.6, № 11) и лампрофировой дайки в Вокнаволокском блоке (табл. 4.8, № 13), лампрофиры Тулосского блока характеризуются повышенной магнезиальностью (табл. 4.9, № 9—10).

Граниты. Бóльшая часть гранитов представлена жильной фацией. Их кристаллизация, включая пегматитовые жилы, предшествовала гранулитовому метаморфизму (Щипцов и др., 1987). Наибольшие вариации в составе гранитов (табл. 4.9, № 12) отмечаются для величины mg (0.17—0.47), что отражает, по-видимому, различные по магнезиальности протолиты гранитных расплавов. За исключением двух образцов, граниты имеют отношение Rb/Sr < 1 (среднее 0.65), низкие концентрации Y, Zr, Th. Содержания главных и редких элементов позволяют относить их к известково-щелочным гранитам I-типа и лейкогранитам.

Изучая геологическое строение Тулосского блока (главным образом района оз. Тулос), делаем вывод, что наиболее характерными особенностями блока являются следующие. 1) Присутствие реликтов супракрустальных (преимущественно вулкани-

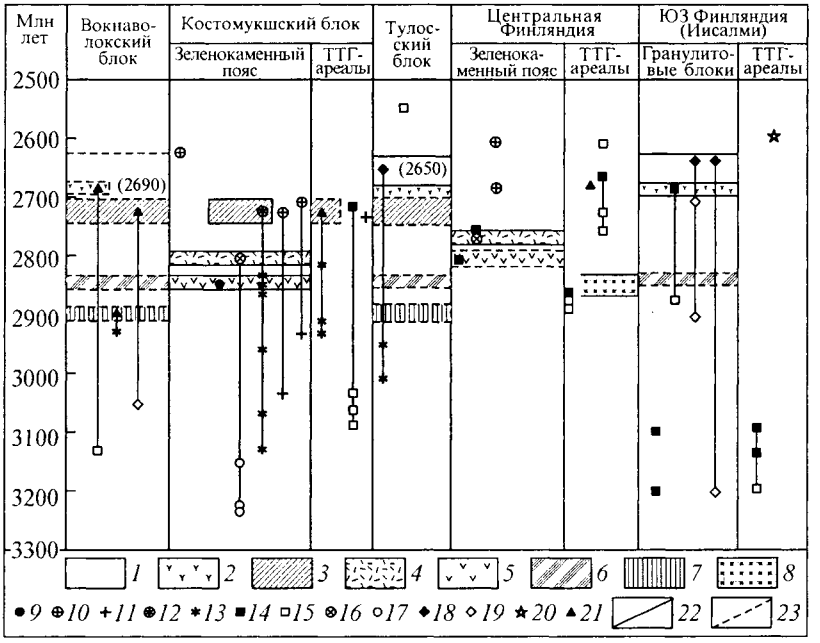


Рис. 4.27. Корреляция эндогенных процессов в различных блоках и районах Западно-Карельского домена.

1 — метаморфизм гранулитовой фации, *2* — диоритовый магматизм, *3* — субщелочной и высокомагнезиальный магматизм, *4* — кислый вулканизм, *5* — вулканизм базальт-коматиитовый, *6* — дайки толеитового состава, *7* — формирование известково-щелочных вулканических серий, *8* — древний этап мигматизации и складчатости в Центральной Финляндии. Возраст коматиитов и толеитов (*9*), гранитов (*10, 11*), субщелочных и высокомагнезиальных пород (*12, 13*), ТТГ (*14, 15*), кислых вулканитов (*16, 17*), гранулитовый метаморфизм и возраст протолита (*18, 19*), *20* — карбонатиты. *10, 12, 14, 16, 18, 20* — возраст породы, определенный U-Pb методом по циркону; *11, 13, 15, 17, 19* — возраст протолита, определенный Sm-Nd методом (T_{DM}); *21* — Sm-Nd изохронный возраст. Границы эндогенных процессов: *22* — датированные, *23* — предполагаемые. Вертикальные линии соединяют точки, относящиеся к одному массиву. В скобках — возраст роговой обманки, определенный K-Ar методом.

ческих) пород, соответствующих по составу известково-щелочной серии. Эти породы аналогичны вокнаволокскому метаморфическому комплексу. 2) Наличие, как и в Вокнаволокском блоке, двух групп амфиболитов, одна из которых, представленная дайковой фацией, аналогична по составу базальтам Костомукшского пояса. Это дает основание предположить, что гнейсы известково-щелочной серии являются более древними, чем мафиты Костомукши. 3) Доминирующее на площади развитие интрузий, отвечающих по составу диоритам, кварцевым диоритам,

гранодиоритам и тоналитам. 4) Определяющее значение для геологии района оз. Тулос — формирование shear-зоны и приуроченных к ней небольших интрузий субщелочных и санукитоидных пород, многочисленных даек известково-щелочных лампрофиров. Все эти породы обогащены флюидами, содержащими крупнокатионные элементы (рис. 4.27). 5) Проявление зонального умереннобарического метаморфизма, достигавшего гранулитовой фации. Метаморфизм наложен на все комплексы пород с последующим быстрым подъемом блока, о чем можно судить по возрасту роговых обманок, определенному K-Ar методом.

Центральная Финляндия

Краткая характеристика геологического строения. Архей Центральной Финляндии протерозойским поясом Кайнуу разделен на две части — западную и восточную. На геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 (Luukkonen, Lukkarinen, 1986) западная часть, сложенная мигматитами и гранитоидами, дана как область нерасчлененного архея (рис. 4.17). Северная часть западной полосы сложена мигматитами с прослоями гнейсов и амфиболитов, содержит тектонические пластины трондьемитов, сечется многочисленными протерозойскими интрузиями гранитов. Центральная часть сложена гранитоидами с возрастом 2500—2700 млн лет (Luukkonen, Lukkarinen, 1986). В южной части среди позднеархейских гранитоидов выделяется «микроконтинент» Иисалми, который отличается от остальной территории присутствием древних тоналито-гнейсов и проявлением гранулитового метаморфизма. По данным Хёлта (Höltta, 1997), район состоит из мелких блоков, имеющих тектонические контакты, которые сложены эндербитами, варьирующими по составу от диорита до тоналита с прослоями мафических гранулитов. Блоки располагаются среди пород ТТГ-серии, не несущей признаков гранулитовой фации (Höltta, 1997, Fig. 1). Значительное участие в строении района принимают протерозойские интрузии. *PT*-условия гранулитового метаморфизма оценены 700 ± ± 50 °C и 8 ± 1 кбар (Paavola, 1984), а в работе П. Хёлта (Höltta, 1997) дана эволюция гранулитового метаморфизма с изменением температуры от 720 до 590 °C и давления — от 7.5 до 5.7 кбар. Мафические гранулиты разделены на две группы, аналогичные таковым в Вокнаволокском и Тулосском блоках: первая группа имеет близкое к хондритовому отношение Ti/Zr (110); вторая группа меняется по составу до андезита и имеет отношение

Ti/Zr много ниже хондритового. Площади развития амфиболитовой фации сложены тоналит-трондьемитовыми породами и мигматитами с прослоями амфиболитов. Возраст меланосомы мигматитов тоналитового состава определен равным 3095 и 3136 млн лет (табл. 4.5). Возраст Hbl этих образцов — 2632 ± ± 80 млн лет (K-Ar метод; Paavola, 1986). Области проявления гранулитового метаморфизма характеризуются значительно более молодыми значениями возраста. Цирконы и монациты из гранулитовых мигматитов блока Йонса имеют возраст, равный 2.63 млрд лет (табл. 4.5), а их модельный возраст (Sm-Nd метод) составляет 2.7—2.9 млрд лет (Huhma et al., 2000). Возраст эндербитов, составляющих значительную часть блока, — около 2680 млн лет. Эндербит, обогащенный легкими РЗЭ (близкий по составу к Тулосскому санукитоидному массиву) имеет T_{DM} = = 2.87 млрд лет (Huhma et al., 1995). За пределами блока Йонса древние значения (3.1—3.2 млрд лет) получены для цирконов из мигматизированных мафических гранулитов; он отражает возраст протолита (Huhma et al., 2000). Такие же значения получены и для модельного возраста T_{DM} (Sm-Nd метод).

Таким образом, в районе Иисалми выделяются три главных эндогенных события: образование древних мигматитов и пород ТТГ-серии (3.1—3.2 млрд лет), активный плутонизм диорит-тоналитового состава (2.87—2.68 млрд лет) и гранулитовый метаморфизм (2.63 млрд лет). В самой южной части развиты архейские щелочные породы, постепенно переходящие в мигматиты и гранитоиды. Расположенный здесь массив карбонатитов имеет возраст 2590 млн лет (табл. 4.5).

Восточная часть Центральной Финляндии изучена более детально. В центральной части этой области располагаются в виде субмеридиональной полосы зеленокаменные пояса Типасъярви, Кухмо и Суомуссалми (рис. 4.17), окруженные мигматитами и гранитоидами («серые гнейсы»). Практически все исследователи бóльшую часть «серых гнейсов» относят к комплексу более древнему, чем супракрустальные породы, слагающие зеленокаменные пояса. Это представление поддерживается геохронологическими данными. Более 80 измерений U-Pb методом возраста цирконов из гранитоидов, выполненные в 60—70-х годах О. Коуво, находятся в интервале 2500—3000 млн лет (Gaal et al., 1976); при этом значения, равные 2800 млн лет, являются преобладающими и относятся к различным районам (рис. 4.17). Возраст цирконов из палеосомы мигматитов в районе Куусамо и Кухмо равен 2858—2853 млн лет (Luukkonen, Lukkarinen, 1986).

Мигматиты и серые гнейсы к северу от Кухмо содержат включения амфиболитов и микротоналитов, а к югу, в сторону

пояса Иломантси, — слюдистые гнейсы, что позволило авторам (Luukkonen, Lukkarinen, 1986) сопоставить их с гнейсами керетьской свиты Беломорья. Мигматиты и гнейсы многократно деформированы и мигматизированы, прорваны массивами двуполевошпатовых гранитов. В мигматитах Лиливаары (Luukkonen, 1985) установлено семь этапов деформаций. С ранним этапом деформаций связано образование гнейсовидности и слабой полосчатости в тоналитовом субстрате мигматитов; во-втором этапе образовались изоклинальные складки. С этим этапом деформаций связан пик условий метаморфизма (граница амфиболитовой и гранулитовой фации), датированный 2843 ± ± 18 млн лет (табл. 4.5). Позднее были интрудированы тоналиты и гранодиориты. Возраст лейкосомы мигматитов, связанной с деформациями D_4, наложенными на эти интрузии, равен 2657 ± 32 млн лет. Жилы гранодиоритов и пегматитов, связанные с этапом D_5, имеют возраст 2670 и 2640 млн лет (Luukkonen, 1985). Эти результаты демонстрируют, что деформации D_2 и метаморфизм серых гнейсов Центральной Финляндии соответствуют времени излияния и кристаллизации базальтов и коматиитов Костомукшского зеленокаменного пояса. Результаты определения модельного возраста (Sm-Nd метод) для гнейсов Кивиярви, имеющих возраст 2.86 ± 0.09 млрд лет (Rb-Sr метод), показали, что образование гнейсов, начиная с выплавления протолита, укладывается в 100 млн лет (ε_{Nd} (2.85) = +0.2 и +0.4; Martin, 1987; Martin et al., 1983a). Более молодые Наавала трондьемиты имеют ε_{Nd} (2.65), варьирующее от −0.2 до +2.0. Близкое значение (+0.4) получено для включения амфиболита (Martin et al., 1983). В то же время имеется указание на существование более древнего корового вещества на этой территории. Галениты месторождения Саарикилья, расположенного в поясе Суомуссалми, содержат древнюю компоненту из корового источника, имеющего возраст 3.6 млрд лет (Vaasjoki, 1981).

Зеленокаменные пояса группы Кухмо имеют тектонические контакты с более древними гранитоидами. Строение и состав зеленокаменных поясов изучались геологами Хански, Тайпале, Луукконеном (Luukkonen, Lukkarinen, 1986), которые выделили подгруппы: нижняя Кухмо (древнее 2750 млн лет) и верхняя Кухмо, возраст которой находится в интервале ~2750—2500 млн лет. В разрезах поясов доминируют вулканогенные породы; среди последних преобладают базальты и коматииты, содержащие маломощные прослои железистых кварцитов. Существенное значение, соизмеримое с кислыми вулканическими породами, имеют парапороды: слюдистые сланцы, серицитовые

Таблица 4.10

Средний состав архейских пород Центральной Финляндии

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	62.94	64.43	69.10	70.13	71.07	71.09	69.67	61.81	67.86
TiO_2	0.74	0.55	0.34	0.38	0.33	0.32	0.31	0.83	0.71
Al_2O_3	15.42	14.86	15.61	15.25	15.01	14.61	15.62	16.40	14.65
FeO_t	6.30	5.17	2.27	2.07	2.16	1.94	2.26	4.90	3.81
MnO	0.11	0.10	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.07
MgO	1.82	2.63	1.24	1.06	0.90	0.89	1.39	1.39	1.45
CaO	4.34	4.52	2.79	1.98	2.68	2.55	1.82	3.72	2.27
Na_2O	3.54	3.52	4.59	4.26	4.62	4.45	5.60	4.38	3.45
K_2O	2.40	2.01	2.06	3.31	1.86	2.24	1.59	2.94	3.73
P_2O_5	0.16	0.12	0.11	0.11	0.09	0.05	0.11	0.46	0.19
mg	0.34	0.48	0.49	0.48	0.43	0.45	0.52	0.34	0.40
Rb	134	103	80	101	72	60	63	68	267
Sr	231	195	505	298	327	270	274	1110	236
Y	23	35	7	7	5	9	6	27	30
Zr	143	158	122	191	133	141	106	429	432
Ni	34	21	5	7	9	9	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Co	19	15	5	6	5	7	»	»	»
Ba	Н. о.	258	Н. о.	Н. о.	Н. о.	557	»	»	»
n	1	2	8	4.00	16	8	2	1	1

Примечание. 1 — кварцевый диорит; 2 — тоналит, обр. Н57, обр. Н533: район Кививаары; 3 — трондьемиты и гранодиориты, р-н Кивиярви; 4 — гранит, там же; 5 — молодые трондьемиты, р-н Наавала и Куусамонкилья; 6 — трондьемиты и лейкотрондьемиты, р-н Кививаары; 7 — трондьемит, в 20 км на запад от пояса Суомуссалми; 8 — субщелочной кварцевый диорит, обр. Н32, р-н Кивиярви; 9 — субщелочной гранит, обр. Н77, там же (Martin, 1987).

кварциты и кварциты. Кислые вулканиты и пирокласты в поясе Кухмо и Типасъярви отнесены к верхней подгруппе, а в поясе Суомуссалми эти породы входят в состав нижней подгруппы и с них начинается разрез. Вулканиты среднего состава отмечены только в районе Сивикко в поясе Кухмо, где они имеют подчиненное развитие.

Состав гранитоидов. Детальная характеристика состава пород ТТГ-серии дана в работах Мартэна (Martin, 1987; Martin et al., 1983b). Основной компонентой как в более древних гнейсах Кивиярви, так и среди интрузий Наавала являются трондьемиты. Меньшим распространением пользуются кварцевые диориты и тоналиты. Для пород ТТГ-серии обеих возрастных групп характерны очень высокая магнезиальность, варьирую-

щая для частных анализов от 0.64 до 0.40, низкая глиноземистость (<16 %), значительные, но в целом низкие содержания Sr (табл. 4.10, № 2, 3, 5—7). Гнейсы Кивиярви характеризуются высокофракционированным распределением РЗЭ: отношение $(La/Yb)_N$ меняется от 54 до 82; они имеют незначительную отрицательную аномалию Eu. Следует отметить, что образцы гнейсов Кивиярви, для которых выполнены определения РЗЭ, соответствуют по соотношению SiO_2—сумма щелочей и на диаграмме Ab—An—Or гранитам. Низкие (0.13—0.14) отношения Sm/Nd этих образцов (Martin, 1987) также обычны для коровых гранитов, а не для пород ТТГ-серии. К северо-востоку от г. Кухмо обнажения сложены породами, относящимися к субщелочной серии. Образец H32 (Martin, 1987) соответствует субщелочному кварцевому диориту с низкой магнезиальностью, имеющему высокие содержания Sr и Zr (табл. 4.10, № 8). Образец H77 (Martin, 1987) соответствует магнезиальному субщелочному граниту с высокими содержаниями Rb и Zr, отношением Rb/Sr > 1 (табл. 4.10, № 9).

Плутоны Наавала типа, сложенные в основном трондьемитами, более молодые, чем ТТГ-гнейсы районов Кивиярви и Куусамонкилья, характеризуются дифференцированным распределением РЗЭ и вариациями, более чем в 3 раза, суммы редких земель. Три образца из пяти измеренных имеют четкую положительную аномалию Eu (Martin, 1987).

В районе Кививаара, расположенном непосредственно на юго-западной границе Тулосского блока, развиты трондьемиты и лейкократовые трондьемиты (табл. 4.10, № 1); в непосредственной близости к границе обнажены кварцевые диориты (табл. 4.10, № 1), идентичные по составу кварцевым диоритам Тулосского блока.

Породы ТТГ-серии, расположенные к западу от зеленокаменного пояса Суомусалми, насколько об этом можно судить по двум анализам (табл. 4.10, № 7), идентичны таковым восточного обрамления поясов.

Наиболее молодыми являются небольшие, но многочисленные интрузии поздне- и посторогенных пород, сложенных порфировидными, богатыми калием гранитами. Они развиты преимущественно к востоку от зеленокаменных поясов Типасъярви, Кухмо, Суомуссалми. Представителем этой группы гранитов служит массив Арола. Возраст массива определен равным 2678 и 2596 млн лет (табл. 4.5).

Таким образом, в Восточной Финляндии выделяются две разновозрастные, но сходные по составу ТТГ-серии интрузии (породы обеих отличаются высокой магнезиальностью, превы-

шающей таковую пород ТТГ-серии на территории Карелии), интрузии кварцевых диоритов и пегматитов, имеющих низкую железистость и вмещающих комплекс железистых субщелочных пород, и интрузии поздне- и постскладчатых гранитов. Эта ассоциация гранитоидов и вулканических пород сходна с таковой Костомукшского блока, но развита значительно шире и граничит на востоке не только с Костомукшским, но с Тулосским и Вокнаволокским блоками (рис. 4.17).

С последними имеет сходство блок Иисалми, где так же, как в Тулосском блоке, широко развиты породы диорит-эндербитового состава и проявлен умеренно барический гранулитовый метаморфизм на этапе около 2.65 млрд лет.

Состав и петрология вулканитов зеленокаменных поясов Суомуссалми, Кухмо, Типасъярви. Состав и петрология вулканитов зеленокаменных поясов Восточной Финляндии были рассмотрены ранее (Jahn et al., 1980; Gruau et al., 1990); данные из этих публикаций заимствованы для анализа вулканизма в настоящей монографии.

Коматииты зеленокаменных поясов представляют собой мелкозернистые вулканиты с массивной и спинифекс-текстурой. В разрезах всех поясов присутствует весь спектр составов коматиитов: перидотитовые коматииты с содержаниями MgO = = 22—27 %, mg = 0.80—0.77 в спинфекс-структурных разностях и MgO = 32—33 %, mg = 0.80 в массивных разновидностях (табл. 4.10, № 10) и пироксенитовые коматииты — коматиитовые базальты с содержаниями MgO = 9.5—19.8 %, mg = 0.76—0.67 (табл. 4.10, № 11). Коматииты относятся к не деплетированному глиноземом типу с отношением CaO/Al_2O_3 = 0.72—0.87 (в образце из Суомуссалми — до 1.01), Al_2O_3/TiO_2 = 16—17 и Ti/Zr = 110, соответствующим хондритовому. Содержания Ni в перидотитовых коматиитах варьируют от 800 до 1500 ppm, Cr — от 2350 до 3200 ppm, в пироксенитовых коматиитах содержания Ni — 200—650 ppm, Cr — 600—2200 ppm. Перидотитовые коматииты по содержанию и характеру распределения РЗЭ разделяются на две группы: коматииты поясов Кухмто и Типасъярви, обедненные ЛРЗЭ с $(La/Sm)_N$ = 0.3—0.6, $(Gd/Yb)_N$ ~ ~ 1.0, а также коматииты Суомуссалми и Типасъярви с плоской моделью распределения РЗЭ или слабо обогащенные ЛРЗЭ с $(La/Sm)_N$ ~ 1, $(Gd/Yb)_N$ = 1.0—1.32. Концентрации РЗЭ в 1.5—2 раза выше, чем в мантии. Среди пироксенитовых коматиитов по характеру распределения РЗЭ выделяются три группы образцов: две соответствуют группам, выделенным в перидотитовых коматиитах, и отличаются от них более высокими концентрациями РЗЭ. Коматииты третьей группы, встреченные в поя-

се Типасъярви, обеднены тяжелыми РЗЭ $(La/Sm)_N = 0.7—0.95$, $(Gd/Yb)_N = 1.7—1.37$.

Базальты. Эти породы представляют собой однородные мелкозернистые образования, среди которых выделяются массивные и подушечные разности. По химическому составу они делятся на три группы (табл. 4.10, № 12—14). Нормативный состав базальтов первой и второй групп отвечает оливиновым и реже кварцевым толеитам, они являются умеренно глиноземистыми и низко калиевыми породами. На диаграмме $MgO—TiO_2$ базальты первой группы относятся к образованиям коматиитовой серии, а второй — к толеитовой серии. Базальты первой группы отличаются от второй более высокой магнезиальностью, более низкими концентрациями TiO_2, Zr, Y и более высокими Cr и Ni. Отношение Ti/Zr в базальтах первой группы равно 100—110, второй — 75. По характеру распределения РЗЭ среди базальтов первой группы выделяются образцы, обедненные ЛРЗЭ с $(La/Sm) = 0.62$, $(Gd/Yb)_N \sim 1.0$, и образцы с плоским недифференцированным распределением РЗЭ, $(La/Sm)_N \sim 1.0—0.9$, $(La/Yb)_N \sim 1.0$, с концентрациями их в 7—20 раз выше чем в хондритах. Базальты второй группы обогащены ЛРЗЭ $(La/Sm)_N \sim$ $\sim 1.5—2$, $(La/Yb)_N \sim 2—4$. К третьей группе относятся субщелочные базальты с высокой магнезиальностью ($mg = 0.60$), относительно высокими концентрациями суммы щелочей (до 6 %), Rb и высокими содержаниями Zr, P_2O_5 и РЗЭ. Для них характерна фракционированная модель РЗЭ с $(La/Sm)_N \sim 4$, $(Gd/Yb)_N \sim 4$.

Кислые вулканиты присутствуют в поясе Суомуссалми в небольшом количестве в составе единой верхней стратиграфической единицы с щелочными базальтами (Jahn et al., 1980). Андезиты, дациты и риолиты имеют достаточно высокую магнезиальность ($mg = 0.50—0.48$). Андезиты являются породами средне-высококалиевыми, а риолиты и дациты средне- и низкокалиевые. Для кислых вулканитов характерно фракционированное распределение РЗЭ ($(La/Yb)_N \sim 20—30$), которое совпадает с распределением в щелочных базальтах, но концентрации РЗЭ в дацитах и риолитах ниже, чем в базальтах.

Разнообразие моделей распределения РЗЭ в коматиитах и базальтах поясов Восточной Финляндии рассматривается, как результат разноглубинного плавления мантийного источника (с гранатом и без граната в рестите), в различной степени деплетированного или обогащенного ЛРЗЭ (Jahn et al., 1980). Наличие столь разнообразных базитов в разрезе не противоречит плюмовой модели; при этом в головной части плюма присутствует вещество деплетированной и (или) обогащенной мантии,

через которую проходит плюм (Campbell, Griffiths, 1992). Для обогащенных базальтов второй группы нельзя также исключить возможность контаминации исходных расплавов коровым веществом.

Температура ликвидуса перидотитовых коматиитов, рассчитанная по Нисбету и др., составляет около 1550—1570 °С (Nisbet et al., 1993), что полностью соответствует расчетам для коматиитов Костомукши и выводу о плюмовой природе источника исходных расплавов коматиитов.

Образование щелочных базальтов и андезитов верхней части стратиграфического разреза В. Джан с коллегами (Jahn et al., 1980) рассматривает как результат 3 %-ного плавления манийного источника с гранатом в рестите, тогда как для риолитов и дацитов предполагается 5 %-ное плавление гранатового эклогита. Однако кислые вулканиты со столь высокой магнезиальностью сложно получить при плавлении базальтовых составов. Кроме того, подобие распределения РЗЭ в щелочных базальтах и кислых породах вряд ли носит случайный характер. Более вероятным представляется плавление метасоматизированного мантийного субстрата и последующей жидкостной дифференциации исходного расплава на основной и кислый. Такому выводу соответствует распределение РЗЭ между основным и кислым расплавом при жидкостной дифференциации в экспериментальных работах Уотсона (Watson, 1976).

Общее геодинамичечкое положение поясов более всего соответствует модели континентального рифта.

Корреляция эндогенных процессов на территории Западно-Карельского домена

Анализ геологического строения и состава пород, слагающих Западно-Карельский домен, показывает, что наряду с некоторыми аспектами геологии, по которым можно сделать предварительные выводы, остается много сложных вопросов, не имеющих надежной или однозначной интерпретации.

Проблема границ Западно-Карельского домена. Как отмечалось выше, в связи с отсутствием геологических и изотопных данных северная граница домена проведена условно. Отсутствует также и западная граница домена в связи с недостаточной информацией о западной части Центральной Финляндии. Восточная граница домена проходит между террейнами, различающимися возрастом протолита кислых магматических пород и тем самым возрастом нижних частей коры. К востоку от границы

гранитоиды не имеют коровой предыстории, в то время как гранитоиды, расположенные к западу от границы, образовались при участии значительно более древней компоненты коры (или из нее). В то же время на современном эрозионном срезе граница идет вдоль западной границы парагнейсовых поясов (рис. 4.17) Хатту—Нюк, которые по возрасту и частично по составу идентичны парапородам гимольской серии Костомукшского блока. Можно предполагать 2.74—2.72 млрд лет назад существование бассейна, располагавшегося на территории как Западно-Карельского, так и Центральнокарельского доменов. Интенсивные сдвиговые субмеридионально ориентированные деформации, которые задокументированы на юге, в районе Иломантси (Sjorenen-Ward, 1993), а также на севере, в районе оз. Среднего Куйто (Кожевников, 2000), по-видимому, составляют часть субмеридиональной широкой полосы сдвиговых деформаций, которые ответственны за ориентировку парагнейсовых поясов, их линзовидную форму, а также за тектонические контакты между интрузивными и супракрустальными породами. В восточной части Костомукшского блока (рис. 4.18) реликты амфиболитов и сланцев, для которых характерен изометрический рисунок в центральной части блока, приобретают также субмеридиональную ориентировку.

Shear-зоны внутри домена имеют различную ориентировку — меридиональную и субмеридиональную в Костомукшском блоке, северо-западную — в Тулосском и северо-восточную — в Вокнаволокском, отражая сложную систему сдвиговых деформаций этого этапа. Таким образом, граница между доменами существовала приблизительно до 2740 млн лет; она была перекрыта на этапе формирования пород гимольской серии и вновь обозначена благодаря более поздним тектоническим процессам.

Гетерогенность строения домена и проблемы геодинамической модели. Изложенные выше данные продемонстрировали блоковое строение домена. В то же время устанавливается сходство отдельных районов и блоков по различным признакам, отражающим различные геодинамические условия их образования, для разных возрастных уровней (рис. 4.27). Выделяется прежде всего микроконтинент Иисалми, состоящий из мелких блоков, часть из которых сходна по возрасту (3.2—3.4 млрд лет) и по составу с Водлозерским сиалическим ядром. Наличие в пределах микроконтинента блоков, различающихся возрастом пород, в том числе и протолитов, дало основание рассматривать его формирование в результате тектонической аккреции, предшествующей гранулитовому метаморфизму (Höltta, 1997).

Вокнаволокский и Тулосский блоки обнаруживают сходство на этапе образования известково-щелочных, островодужных вулканических серий предположительно древнее 2.85 млрд лет.

Магматизм диорит-гранодиоритового состава, сходный с магматизмом корневых зон островных дуг, происходивший в интервале времени 2.75—2.68 млрд лет, делает сходными на этом этапе районы оз. Тулос, юго-востока Центральной Финляндии и блока Иисалми, где плутониты этого состава доминируют на современном эрозионном срезе (рис. 4.17, 4.22).

Большие площади распространения лейкократовых пород ТТГ-серии: гнейсов, тоналитов, трондьемитов, мигматитов (рис. 4.17, 4.22) делают сходными Костомукшский блок, центр Центральной Финляндии и частично Вокнаволокский блок. Первые два района также сходны присутствием зеленокаменных поясов. Но между ними имеются и существенные отличия. В Центральной Финляндии преобладает генерация ТТГ (~2.85 млрд лет), и при этом они не имеют коровой предыстории, т. е. данный сегмент домена был сформирован менее чем за 100 млн лет.

Породы ТТГ-серии, окружающие Костомукшский зеленокаменный пояс, в основном более молодые (прорывают метаосадки гимольской серии), но имеют значительную коровую предысторию (300—400 млн лет). Из этого следует, что Центральная Финляндия и Костомукшский блок на этапе 2.85—2.80 млрд лет различались строением, составом коры и геологическими процессами, отраженными на современном эрозионном срезе.

Образование на этапе 2720—2700 млн лет shear-зон и связанный с ними субщелочной и высокомагнезиальный магматизм проявлены в полосе, параллельной восточной границе домена, в Тулосском, Костомукшском и Вокнаволокском блоках, различавшихся геологической историей на предыдущих этапах развития (рис. 4.27). С развитием shear-зон связаны надвиги, отмеченные в Тулосском (Байкова, Чекулаев, 1984) и Костомукшском (Puchtel et al., 1997; Кожевников, 2000) блоках. В Костомукшском поясе залегание мафической пластины на гимольских сланцах в значительной степени связано с этим тектоническим процессом. Несколько ранее (>2750 млн лет) на территории Центральной Финляндии начинают формироваться по системе рифтов зеленокаменные пояса, вулканизм которых продолжался и позднее, одновременно со становлением интрузий трондьемитов и гранитов, в Костомукшском и меньше в Вокнаволокском блоках, а также молодая генерация трондьемитов Центральной Финляндии, что свидетельствует о сходных условиях для плавления в коре и верхней мантии под обеими районами на этом этапе.

И наконец, гранулитовый метаморфизм (2650—2630 млн лет) проявлен только в трех блоках: Вокнаволокском, Тулосском и Иисалми (рис. 4.27). Данные о возрасте роговых обманок (K-Ar), а также об эволюции *PT*-параметров гранулитового метаморфизма, имеющиеся для блока Иисалми (Hölttа, 1997), позволяют заключить, что воздымание и выведение всех трех блоков на уровень закрытия K-Ar системы роговых обманок имели место в процессе гранулитового метаморфизма и непосредственно вслед за ним.

Из приведенной корреляции одновозрастных эндогенных процессов в различных блоках (рис. 4.27) и их характеристики следует, что простая модель одноактной тектонической аккреции не может объяснить наблюдаемой гетерогенности строения домена. Возможно, что аккреция имела место на некоторых временных уровнях. Возможно, также, что некоторые блоки, например Тулосский, юго-восток Центральной Финляндии и блок Иисалми на этапе 2.7—2.65 млрд лет, наоборот, представляли единую структуру, расчлененную позднее. Имеющихся в настоящее время геологических, геохронологических и изотопных данных недостаточно для восстановления полной картины геологической эволюции Западно-Карельского домена.

Центральнокарельский домен

Обоснование домена и его границ

Центральнокарельский домен (рис. 4.1) ограничен на западе и востоке более древними Водлозерским и Западно-Карельским доменами, а на юге — зоной свекофеннид. Западная граница домена проходит приблизительно по западному краю пояса Ялонваара—Иломантси—Хедозеро—оз. Нюк. Восточная граница протягивается по западному краю Хаутаваарского и Семченского поясов, вдоль западной границы Южно-Сегозерского гнейсо-гранитного ареала, поворачивает на восток, огибая с юга Выгозерский ареал, и дальше вдоль западной границы системы Южно-Выгозерского и Каменноозерского зеленокаменных поясов. На севере домен граничит с Беломорским складчатым поясом. Домен выделен преимущественно на основании геологических и геохронологических данных и в меньшей степени изотопных определений. Особенностью Центральнокарельского домена является его гетерогенное строение, выраженное как геологическими, так и геофизическими характеристиками, прежде всего характером магнитного поля. Согласно этим харак-

теристикам, домен может быть разделен на три блока: Южный (Суоярвско-Нюкозерский), Ондозерско-Выгозерский и Северо-Карельский. Границы между ними условны.

Суоярвско-Нюкозерский блок

Блок характеризуется повышенным магнитным полем и наличием многочисленных линейных магнитных аномалий субмеридионального направления (Лобач-Жученко и др., 1986б; Чекулаев, 1996), что хорошо согласуется с геологическим строением. Он сложен преимущественно гранитоидами, среди которых присутствуют многочисленные включения метаморфических пород, представленных амфиболитами, биотит-амфиболовыми, биотитовыми гнейсами и сланцами (Геология и петрология..., 1969), которые иногда сохраняют признаки магматических пород; по составу и геологическому положению они сопоставимы с супракрустальными породами верхнелопийских парагнейсовых поясов, приуроченных преимущественно к западной границе блока. Среди супракрустальных пород, слагающих эти пояса, преобладают метаосадки, вулканокластические и вулканогенные породы среднего и кислого состава, а метабазиты и коматииты присутствуют в виде редких маломощных горизонтов. Наиболее крупными из них являются Ялонваарский, Иломантси, Хедозерско-Нюкозерский, которые обрамляют Центральнокарельский домен на западе и образуют как бы единую прерывистую структуру субмеридионального направления, а также Западно-Сегозерский пояс — северную часть Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Вулканизм архейских..., 1981). Расположенный в центре блока небольшой Гимольско-Суккозерский пояс имеет продолжение на юг в виде цепочки довольно крупных включений, отмечающихся почти до озер Салонъярви и Суоярви. Блок прослеживается в субмеридиональном направлении от зоны свекофеннид на юге примерно до широты оз. Топозеро на севере, где он ограничен Пяозерско-Тикшеозерским поднятием (Кратц, 1963; Коншин, 1994), представленным Таваярвинским комплексом гранитоидов. Протерозойские образования имеют в пределах блока ограниченное распространение и представлены ятулийскими грабен-синклиналями меридионального простирания и дайками диабазов, протягивающимися в северо-западном направлении.

Парагнейсовые пояса. Все пояса данного блока имеют линейную форму и ориентированы в меридиональном направлении. Исключение представляет небольшая Бергаульская струк-

тура северо-западного простирания, которая и по составу резко отличается от других структур (о чем будет сказано ниже). Супракрустальные породы неоднократно и интенсивно деформированы, все контакты тектонизированы, а плоско-параллельные текстуры имеют близкое к вертикальному падение. В связи с этим для них затруднено построение реальных стратиграфических разрезов. Строение поясов блока в целом однотипно: нижние части разрезов представлены вулканическими и вулканокластическими породами андезитового состава, которые вверх по разрезу сменяются мощными толщами кислых вулканитов, туфов того же состава с углеродистыми сланцами и хемогенными кварцитами. Верхние части разрезов сложены филлитовидными породами — терригенными осадками и граувакками. Строение и состав парагнейсовых поясов западного обрамления блока лучше всего изучены на примере сланцевого пояса Хатту в Восточной Финляндии.

Сланцевый пояс Хатту представляет восточную часть архейского зеленокаменного пояса Иломантси в Восточной Финляндии (Sorjonen-Ward, 1993) и является одним из наиболее хорошо сохранившихся поясов. Он вытянут в меридиональном направлении более чем на 50 км при ширине до 30 км и имеет продолжение на юг в виде Ялонваарской структуры, а на севере — Хедозерско-Нюкозерского пояса. Все плоско-параллельные текстуры и осевые плоскости складок в породах пояса также ориентированы в меридиональном направлении. Среди супракрустальных пород преобладают метаосадки и вулканокластические породы среднего и кислого состава с подчиненными коматиитами и базальтами. Метаморфизм достигал высокотемпературной зеленосланцевой—низкотемпературной амфиболитовой фации. Максимальная измеренная температура по гранат-биотитовому термометру составила 550 ± 50 °С (Sorjonen-Ward, 1993). Супракрустальные породы прорваны интрузиями гранитоидов, имеющими интрузивные или тектонические контакты. Изотопные геохронологические данные указывают, что отложение пород, их деформация и внедрение гранитоидов были близки во времени и протекали в интервале 2760—2725 млн лет (табл. 4.11). Они, а также данные анализа изотопных Sm-Nd определений (Лобач-Жученко и др., 2000б) показывают, что никакие гранитоиды вблизи пояса не могут представлять основание супракрустальных пород. Исключение представляют гранодиориты массива Келсимя в западной части пояса, которые имеют отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$, указывающие на наличие в нижней части коры более древнего источника, и, вероятно, фиксируют границу блока с Западно-Карельским доменом. В це-

лом супракрустальные породы отнесены к двум сериям. Нижняя серия Илайа представлена базальтами и крупнозернистыми габбро, переходящими в обломочные породы среднего состава, конгломераты и граувакки. Верхняя мощная серия Хатту представлена разнообразными породами. Преобладают грубо- и тонкослоистые турбидитовые полевошпатовые граувакки и вулканокластические осадки с горизонтами полимиктовых конгло-

Таблица 4.11

Изотопный возраст пород Центральнокарельского домена

Возраст, млн лет	Порода, район	Литературный источник	Примечание
	Суоярвско-Нюкозерский блок		
3027 ± 43	Ксеногенный циркон, дайка порфира, пояс Хатту	1	
2773 ± 13	Тоналит, район оз. Суоярви	2	
2761 ± 11	Граувакка, пояс Хатту	1	
2757 ± 4	Гранодиорит Силвеваара, там же	3	
2756 ± 6	Дайка порфира, » »	1	
2749 ± 5	Порфироид, гимольская серия, Гимолы	4	
2748 ± 6	Гранодиорит Тасанваара, пояс Хатту	1	$\varepsilon_{Nd(t)} = +0.4 - -(+2.3)$
2747 ± 10	Гранодиорит Куйттила, там же	1	
2745 ± 11	Гранодиорит Куйттила, » »	1	$\varepsilon_{Nd(t)} = +0.9$
2744 ± 9	Граувакка, » »	1	
2744 ± 3	Кварцевый диорит, » »	1	
2737 ± 10	Гранодиорит, Панозерский массив	5	$\varepsilon_{Nd(t)} = +3.3$
2734 ± 3	Граувакка, пояс Хатту	1	
2733 ± 10	Дайка порфира, пояс Хатту	1	
2733	Гранодиорит Погоста, там же	1	
2727 ± 14	Галька порфира, » »	1	
2724 ± 5	Гранодиорит Погоста, » »	1	
	Ондозерско-Выгозерский блок		
2807 ± 1.5	Гранит, Лобашский массив	6	
2805 ± 14	Лептит, Парандовско-Пебозерский пояс	4	
2793 ± 24	Гнейсо-гранит, оз. Воронье	7	
2790 ± 19	Андезит, охтинская свита, Лехта	7	
2780	Диорит, оз. Ондозеро	8	
2720 ± 8	Дацит, тунгудская свита, Лехта	4	$\varepsilon_{Nd(t)} = +1.3 - -(+2.1)$
2720	Гранит, оз. Ондозеро	8	
2687+11/−31	Тоналит, гора Айда Вара, там же	5	

Таблица 4.11 (*продолжение*)

Возраст, млн лет	Порода, район	Литературный источник	Примечание
	Северо-Карельский блок		
2877 ± 45	Андезит, Керетская структура	9	$\varepsilon_{Nd(t)} = +2.8$
2829 ± 30	Метадацит, там же	10	
2826 ± 18	Гранодиорит, Хизоваарская структура	11	
2820 ± 31	Метаандезито-дацит, Керетская структура	12	
2803 ± 35	Дайка дацита, Хизоваарская структура	13	$\varepsilon_{Nd(t)} = +3.3, +0.7$
2803 ± 13	Диорит, Керетская структура	9	$\varepsilon_{Nd(t)} = +0.5$
2800 ± 10	Трондьемит, Хизоваарская структура	11	
2785 ± 22	Тоналит, Керетская структура		
2780 ± 10	Андезит, Хизоваарская структура	11	
2780 ± 10	Дацит, там же	11	
2741 ± 14	Метатуф, Керетская структура	12	
2730 ± 15	Эндербит, оз. Нотозеро	14	$\varepsilon_{Nd(t)} = +1.8$
2724 ± 8	Кварцевый диорит, Таваярви	15	
2723 ± 5	Чарнокит, оз. Нотозеро	16	$\varepsilon_{Nd(t)} = +1.5$
2720 ± 25	Трондьемит, Керетская структура	9	
2720 ± 9	Трондьемит, там же	12	
2714 ± 7	Эндербит, оз. Нотозеро	14	
2705 ± 7	Дайка дацита, Хизоваарская структура	17	
2694 ± 14	Габбро, оз. Нотозеро	14	
2693 ± 11	Эндербит, там же	14	
2680 ± 31	Гранит, » »	14	
2660 ± 10	Пажминский гранит, » »	14	

Примечание: 1 — Vaasjoki et al., 1993; 2 — Макеев, 1981; 3 — Sorjonen-Ward, Claoue-Long, 1993; 4 — Левченков и др., 2000; 5 — Чекулаев и др., 1994; 6 — Беляцкий и др., 2000; 7 — Матреничев и др., 2000; 8 — Бибикова и др., 1986; 9 — Бибикова и др., 1999; 10 — Slabunov et al., 1997; 11 — Самсонов и др., 2000; 12 — Бибикова и др., 1995; 13 — Кожевников, 1992; 14 — Лобач-Жученко и др., 1995а; 15 — Бибикова и др., 1997б; 16 — Ризванова и др., 1994; 17 — Schipansky et al., 1998. Последние данные возраста определены по монациту.

мератов, магнетитовых кварцитов, слюдистых и актинолитовых сланцев, пелитовых осадков, базальтов и ультрамафитов.

Характерной особенностью пояса Хатту является присутствие среди супракрустальных пород и в обрамлении пояса интрузий, сложенных тоналитами и гранодиоритами (Sorjonen-Ward, 1993), относящимися к группе высокомагнезиальных гранитоидов (санукитоидов). Интрузии занимают значительный

объем пояса, имеют овальную форму и варьируют по размеру от 10 до 120 км^2. Это массивы Погоста, Тасанваара, Куйттила, Вилвеваара и др. К ним пространственно приурочены проявления и небольшие месторождения золота.

Ялонваарский пояс является южным продолжением пояса Иломантси. Он расположен на самом юге Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области и перекрыт в южной части протерозойскими кварцитами. В строении пояса участвуют вулканогенно-осадочные образования ялонваарской свиты лопия, варьирующие по составу от риодацитов до андезибазальтов с преобладанием вулканитов среднего состава. Предполагается, что фундаментом супракрустальных пород являются гранитогнейсы мигматит-гранитовой формации (Свириденко, 1974), однако непосредственные контакты этих пород не наблюдаются, так что, возможно, и здесь, как и в случае пояса Хатту, обоснованное присутствие пород фундамента не подтверждается. Условно выделяются две толщи супракрустальных пород. Бóльшая часть разреза нижней толщи представлена лавобрекчиями и агломератовыми туфами основного—среднего состава. Верхняя толща сложена в основном лавами дацитового и риолитового состава, в разной степени преобразованными в кварц-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы. В целом супракрустальные породы образуют антиформу, опрокинутую на северо-восток под углом 60—80° и осложненную мелкой изоклинальной складчатостью северо-западного простирания. Породы пояса метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (Иващенко, Лавров, 1994), прорваны многофазной интрузией гранитоидов (Ялонваарский массив) площадью 12—15 км^2 и широко проявленным дайковым комплексом. Детальные исследования В. И. Иващенко и О. Б. Лаврова магматических пород позволили им объединить вулканиты пояса и гранитоиды интрузии в единую вулкано-плутоническую ассоциацию, рассматривать ее развитие в совокупности с сопряженными рудогенерирующими процессами.

Хедозерско-Нюкозерский пояс является северным продолжением пояса Иломантси и протягивается в виде узкой полосы от оз. Хедозеро на юге до оз. Нюк на севере. Наиболее детально изучены отдельные участки пояса в районе оз. Большозеро (Стенарь, 1964) и в районе между озерами Челмозеро и Нюк (Белоусов и др., 1975; Зеленокаменные пояса..., 1988; Чекулаев, 1996). Супракрустальные породы представлены преимущественно метаосадками и метавулканитами среднего и кислого состава. В целом разрез толщи представляется следующим образом (с запада на восток). Нижние части разреза сложены разнозерни-

стыми полосчатыми биотитовыми гнейсами. Мощность нижней пачки около 800 м. В средней части разреза преобладают слюдистые кварцево-полевошпатовые сланцы с отдельными прослоями магнетитовых кварцитов. Видимая мощность сланцевой пачки около 1000 м. Восточная часть разреза сложена лептитами и лептитовидными породами мощностью около 400 м. Мощность всего разреза не менее 2200 м. Геохронологических данных для этого района нет, но сходство геологии и состава пород с образованиями пояса Хатту предполагает их позднелопийский возраст (2.7—2.8 млрд лет). Породы неоднократно метаморфизованы и деформированы. Особенностью района оз. Нюк является наличие метаморфической зональности — от зеленосланцевой фации (ассоциации мусковит—биотит и гранат—хлорит—мусковит—биотит) на северном берегу оз. Челмозеро до границы амфиболитовой и гранулитовой фаций на берегу и островах оз. Нюк, где появляются гиперстен в богатых CaO породах и ассоциация биотит—гранат в породах, бедных CaO (Зеленокаменные пояса..., 1988), и где они претерпели ультраметаморфизм. Границы зон располагаются вкрест простирания пород и пояса в целом. Зональный метаморфизм сопровождал деформации, в результате которых породы приобрели меридиональное простирание и крутое падение всех плоскостных элементов. На западе супракрустальные породы прорваны Нюкозерской интрузией гранодиоритов, которая сечет метаморфическую зональность и разделяет два крупных этапа структурно-метаморфических преобразований, а ранее рассматривалась в качестве фундамента метаморфических пород (Белоусов и др., 1975). На все породы, включая интрузию, наложен метаморфизм амфиболитовой фации. Единичные находки дистена в ассоциации со ставролитом и жедритом (Свириденко, 1974), наличие ассоциаций граната с роговой обманкой, распределение Mg между амфиболом и биотитом, состав гранатов свидетельствуют, что метаморфизм этого этапа протекал в условиях повышенного давления (серия Б2 по В. А. Глебовицкому, 1973). Деформации этого этапа выражены складками северо-западного направления, а также повторяющейся субмеридиональной сланцеватостью. Такое повторение деформаций одинакового поля напряжения характерно для всех структур блока.

Гимольско-Суккозерский пояс уступает по размерам Хедозерско-Нюкозерскому. Пояс представлен линейной меридиональной структурой относительно небольшого размера, а также отдельными фрагментами метаморфизованных супракрустальных пород, прослеживающимися на юг от оз. Гимольского до оз. Салонъярви. Детально охарактеризованные разрезы супракрусталь-

ных образований пояса стали стратотипическими (гимольская серия лопия). Серия в данной структуре расчленяется на четыре единицы: нижнюю толщу конгломератов, различных сланцев, основных вулканитов и туфобрекчий; костомукшскую свиту, сложенную переслаивающимися железистыми кварцитами и кварц-слюдистыми сланцами; межозерскую свиту лептитовых гнейсов и туфосланцев; кадиозерскую свиту переслаивающихся туфогенных и графитистых сланцев, а также железистых кварцитов. Большой интерес в разрезе супракрустальных пород представляют полимиктовые конгломераты района оз. Суккозеро. Обломочный материал составляет до 70—80 % объема пород и представлен преимущественно (75—95·%) гранитоидами, в основном биотит-плагиоклазовыми, иногда с амфиболом гранодиоритами, аналогичными таковым, окружающим пояс. Как и в районе оз. Остер, в гальке отсутствуют микроклинсодержащие гранитоиды. Кроме гранитоидов конгломераты содержат гальку биотитовых и биотит-амфиболовых сланцев с реликтовой порфировой структурой, а также магнетитовых кварцитов, сходных с супракрустальными породами, слагающими Гимольско-Суккозерский пояс. Конгломераты секутся жилами высокомагниевых гранодиоритов, аналогичных по составу архейским интрузивным породам поясов Хатту и Хедозерско-Нюкозерского. Сказанное свидетельствует в пользу представлений Л. Я. Харитонова (1966), считавшего, что конгломераты венчают разрез гимольской серии. Присутствующие в данном районе сумийские конгломераты существенно отличаются от гимольских. Они содержат преимущественно гальку метадиабазов с отчетливой офитовой структурой или миндалекаменной текстурой. При этом галька менее деформирована, часто угловата, а сланцеватость в обломках ориентирована по-разному. Анализ метаморфизма пород гимольской серии показал, что ранний этап метаморфизма протекал в условиях низкого, а поздний — в условиях умеренного давления. Метаморфизм умеренного давления отмечается и в гальке сумийских конгломератов (Зеленокаменные пояса..., 1988). Для порфироидов кадиозерской свиты определен U-Pb методом по цирконам возраст 2749 ± ± 5 млн лет (Левченков и др., 2000). На северо-востоке архейские породы перекрываются сумийско-сариолийскими вулканогенно-осадочными образованиями, на которых так же несогласно залегают породы ятулия, слагающие северную часть крупной Янгозерской синклинали.

Окружающие гранитоиды представлены ТТГ-ассоциацией с преобладанием пород гранодиоритового состава. По аналогии с районом оз. Суоярви (см. ниже) они являются в основном

продуктом последовательного преобразования существенно плагиоклазовых пород в результате ультраметаморфизма и К-метасоматоза. Часть гранодиоритов слагает интрузивные тела среди гранитоидов. Соотношения их с супракрустальными породами не установлены, однако оба комплекса пород имеют одинаковую историю структурных преобразований. Общая субмеридиональная ориентировка плоскостных элементов отражает наиболее поздний этап такой переработки, а самые ранние структуры имеют субширотное—северо-западное простирание.

Западно-Сегозерский пояс представляет северную часть Ведлозерско-Сегозерского пояса (Вулканизм архейских..., 1981) и прослеживается от района бывшего рудника Бергаул на юге, вдоль западного берега оз. Сегозеро, до района оз. Маслозеро на севере. Этот район хорошо изучен (Глебова-Кульбах и др., 1963; Харитонов, 1966 и др.). Его строение определяется развитием здесь довольно мощной толщи супракрустальных пород лопия, представленных терригенно-вулканогенным комплексом метапесчаников, глинистых сланцев и кислых метавулканитов, в целом сходных по составу с породами пояса Ялонваара—Иломантси—оз. Нюк. Породы сильно деформированы и имеют субмеридиональное простирание, осложненное куполовидной структурой, ядро которой заполняет Панозерская многофазная интрузия (рис. 4.28), имеющая возраст 2737 ± 10 млн лет (Чекулаев и др., 1994) и определяющая верхнюю возрастную границу супракрустальных пород.

В отличие от всех описанных выше структур Бергаульская структура, расположенная в южной части Западно-Сегозерского пояса, сложена преимущественно подушечными и миндалекаменными метабазальтами, которые лишь в самой верхней части разреза (на участке бывшего рудника Бергаул) переслаиваются с метавулканитами среднего и кислого состава, а также с метаосадками. Другим отличием этой структуры является сравнительно пологое залегание плоскостных элементов, которые деформированы в серию крупных, опрокинутых на юго-запад складок с субгоризонтальными шарнирами северо-западного направления и осевыми плоскостями, падающими на северо-восток под средними углами (30—40°). Эта общая структура осложнена складками северо-восточного направления с шарнирами и линейностью, погружающимися на северо-восток. Линейность проявлена и в гранитах Бергаульского массива, прорывающих супракрустальные породы с образованием эруптивных брекчий.

Состав супракрустальных пород. Средние составы супракрустальных пород Суоярвско-Нюкозерского блока приведены в табл. 4.12 по группам пород, отличающихся по содержанию

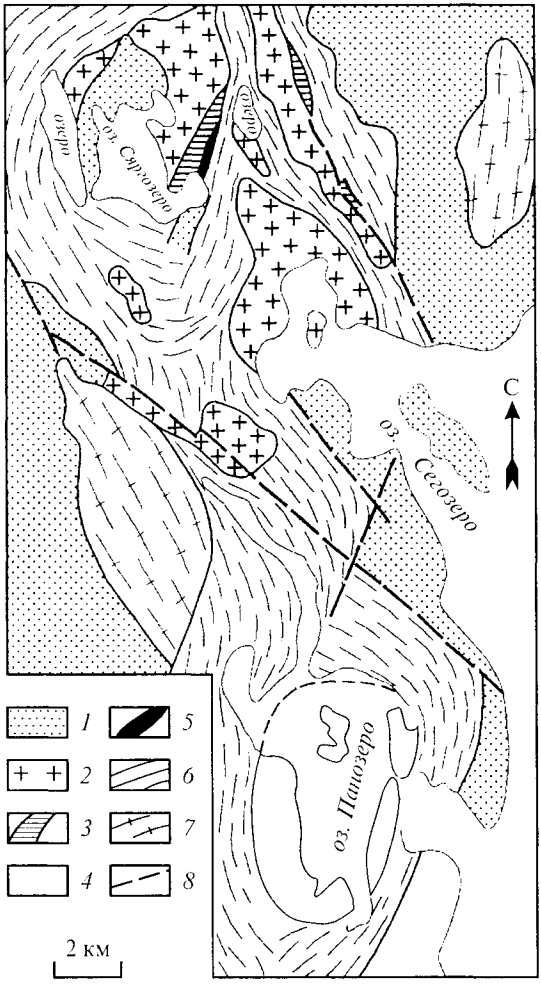


Рис. 4.28. Схематическая геологическая карта района западного берега оз. Сегозеро (на основе данных Г. О. Глебовой-Кульбах и др., 1963, и В. В. Иваникова, 1997а).

1 — супракрустальные породы протерозоя; *2* — гранитоиды усть-воломского комплекса, *3* — сиениты, *4* — санукитоиды (Панозерский массив), *5* — интрузивные породы ультраосновного состава, *6* — супракрустальные породы Западно-Сегозерского зеленокаменного пояса, *7* — гнейсо-граниты обрамления пояса, *8* — разломы.

SiO_2 как для метавулканитов, так и для метаосадков наиболее крупных и изученных поясов. Интенсивное рассланцевание и метаморфизм, приводившие зачастую к стиранию текстурных признаков, преобладание среди осадков граувакк, значительное количество в разрезах вулканокластических пород делают особенности химического состава главным критерием установления природы исходных пород.

Наиболее хорошо состав супракрустальных пород изучен в пределах сланцевого пояса Хатту (табл. 4.12, № 1—9). Вулканиты пояса представлены подчиненными коматиитами, толеитовыми и известково-щелочными базальтами, а также преобладающими андезитами и дацитами (№ 1—5). Для их образования предложена (O'Brien et al., 1993) модель фракционирования толеитовых расплавов. Некоторые члены известково-щелочной группы имеют составы, которые могли представлять родительские магмы андезитов и дацитов. Толеитовые базальты пояса Хатту имеют распределение РЗЭ (рис. 4.29), аналогичное таковому в метабазальтах второй группы западного края Водлозерского домена (Семченский и Остерский зеленокаменные пояса). Магнезиальные метабазальты пояса Хатту имеют сильно фракционированное распределение РЗЭ, не имеющее аналогов среди архейских вулканитов Карелии. Особенностью вулканитов пояса является уменьшение содержания РЗЭ, особенно легких, от основных пород к кислым, что противоречит модели фракционирования, а предполагает либо разные источники, либо иной механизм образования. Возможно, таким механизмом могла быть жидкостная дифференциация. Анализ составов с использованием дискриминационных диаграмм предполагает, что базальты пояса Хатту являются производными островных или континентальных дуг (O'Brien et al., 1993). Андезиты и дациты имеют отрицательные аномалии Nb и Ti (рис. 4.30, *а*), характерные и для магм, связанных с образованием дуг. Метаграувакки пояса также имеют в основном андезитовый до дацитового состав (табл. 4.12, № 6—9), но некоторые отражают большое количество базальтового обломочного или туфогенного материала. Метаграувакки с содержанием $SiO_2 < 65$ % перекрываются по составу с вулканитами, тогда как большая группа пород с $SiO_2 > 65$ % не имеет интрузивных или вулканических эквивалентов в содержаниях TiO_2, FeO, MgO или Cr, Ni, V. В то же время отсутствуют осадки, которые имели бы содержания несовместимых редких элементов, включая РЗЭ, отличные от таковых в вулканитах или интрузивных породах.

Вулканиты расположенного южнее Ялонваарского пояса (табл. 4.12, № 17—19) несколько отличаются по составу от вул-

Таблица 4.12

Средние составы супракрустальных пород Суоярвско-Нюкозерского блока

Компоненты	Пояс Хатту (Иломантси)									Нюкозерский пояс			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	42.10	50.60	51.25	61.40	64.70	55.48	61.36	66.16	69.24	52.32	55.34	60.36	67.76
TiO_2	0.44	0.97	0.86	0.71	0.54	0.76	0.73	0.59	0.58	0.93	0.65	0.71	0.47
Al_2O_3	6.25	14.05	11.25	15.80	16.20	15.53	16.69	15.18	14.14	13.09	16.25	16.55	15.78
FeO	9.41	11.52	8.91	6.70	3.95	9.24	6.89	5.32	5.02	10.71	10.99	7.16	3.89
MnO	0.19	0.20	0.22	0.08	0.08	0.16	0.09	0.11	0.05	0.19	0.23	0.11	0.06
MgO	23.50	7.10	12.15	3.78	1.23	5.86	3.54	2.43	2.45	7.69	4.52	3.34	1.87
CaO	7.18	9.66	7.74	2.90	4.06	4.35	2.47	2.29	1.44	8.86	3.91	3.94	2.45
Na_2O	0.15	2.84	2.48	2.73	4.10	2.31	2.74	2.96	2.65	2.55	1.96	3.14	2.7
K_2O	0.02	0.29	0.29	1.85	2.20	2.2	2.35	2.42	1.98	1.36	2.33	2.19	2.38
P_2O_5	0.15	0.09	0.32	0.14	0.17	0.19	0.15	0.12	0.1	0.36	0.12	0.16	0.12
П.п.п.	6.66	0.96	2.39	2.31	1.16	2.28	1.99	1.62	1.84	1.8	2.6	2.14	
mg	0.82	0.52	0.71	0.5	0.36	0.53	0.48	0.45	0.47	0.56	0.42	0.45	0.46
Rb	22	27	78	100	100	112	107	110	86				
Sr	68	214	432	235	890	488	351	409	313				
Y	8	20	11	10	10	16	13	14	13				
Zr	9	35	128	100	120	118	120	116	111				
Nb	2	10		10	10	18	15	12	15				
Pb	1	1	3	12	12	10	13	25	10				
Th	1.2	0.4		4.2	8.7	7	5	6	5				
Ba	31	80	225	460	978	708	654	746	540				
Cr	2360	260	717	250	30	429	247	179	212				

Ni	1030	130	358	102	21	173	95	65	73				
Co	64	48	41	28	11	37	29	21	23				
V	120	270		160	66	198	171	113	103				
n_1	8	18	14	62	23	6	31	38	11	3	7	13	15
n_2	8	18	14	62	23	6	31	38	11				

Таблица 4.12 (*продолжение*)

Компоненты	Гимольско-Суккозерский пояс			Ялонваарский пояс			Суоярвский ареал		Бергаульский пояс
	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO_2	54.46	61.28	54.90	52.90	57.96	64.66	49.60	61.18	47.60
TiO_2	00.82	0.56	0.74	0.73	0.63	0.46	1.02	0.73	0.94
Al_2O_3	16.31	14.51	16.34	14.86	15.42	15.38	15.21	15.99	12.66
FeO	08.99	7.92	7.40	5.46	6.63	3.40	10.78	5.50	12.31
MnO	0.16	0.16	0.22	0.17	0.11	1.06	0.19	0.11	0.20
MgO	5.41	3.52	4.82	6.92	6.45	3.01	6.49	3.32	7.92
CaO	9.32	4.93	7.09	8.06	3.93	2.90	10.47	4.64	13.24
Na_2O	2.61	3.25	4.00	2.95	3.12	3.54	3.06	4.44	2.57
K_2O	0.26	1.86	1.74	1.50	3.12	3.10	1.32	3.68	0.28
P_2O_5	0.13	0.20	0.42	0.02	0.26	0.16	0.08	0.31	0.05
П.п.п.	1.33	1.64	1.73	Н/о	Н/о	Н/о	0.20	1.25	0.93
mg	0.52	0.44	0.54	0.69	0.63	0.61	0.52	0.52	0.53

Таблица 4.12 (*продолжение*)

Компоненты	Гимольско-Суккозерский пояс			Ялонваарский пояс			Суоярвский ареал		Бергаульский пояс
	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Rb	4	180	53	100			18	144	29.00
Sr	162	471	627	199			147	326	130.00
Y	23	15	20	20			22	22	22.00
Zr	123	191	188	94			55	112	53
Nb	12	14	14	7			< 5	9	4
Pb	8	25	38	9			15	14	13
Th	8	8	14	4			< 5	< 5	< 5
Ba	< 100	944	777	549			< 100	499	< 100
Cr	331	156	488	217			314	291	288
Ni	94	59	69	55			108	116	116
Co	43	20	28	36			51	39	50
V	188	113	140	204			309	172	299
n_1	2	4	1	9	9	8	7	7	3
n_2	2	4	1	9			8	3	14

Примечание. 1—5 — вулканиты пояса Хатту: 1 — ультраосновного состава, 2 — толеитовые базальты, 3 — известково-щелочные базальты, 4 — андезиты, 5 — дациты; 6—9 — метаграувакки пояса Хатту с содержанием SiO_2: 6 — <57 %, 7 — 57—64, 8 — 64—68, 9 — >68 %; 10—13 — породы Нюкозерского пояса: 10 — амфиболиты, 11 — гнейсы с содержанием SiO_2 <57 %, 12 — гнейсы с 57—64 % SiO_2, 13 — гнейсы с SiO_2 >64 %; 14—16 — породы Гимольско-Суккозерского пояса: 14 — амфиболиты, 15 — биотитовые сланцы, 16 — биотитовый сланец из гальки конгломерата; 17—19 — вулканиты Ялонваарского пояса: 17 — андезито-базальты, 18 — андезиты, 19 — дациты; 20, 21 — метаморфические породы в Суоярвском гнейсо-гранитном ареале: 20 — амфиболиты, 21 — гнейсы; 22 — амфиболиты Бергаульской зеленокаменной структуры. Для расчета средних составов наряду с оригинальными использованы данные: для пояса Хатту (Geological Development..., 1993); для Ялонваарского пояса (Иващенко, Лавров, 1994).

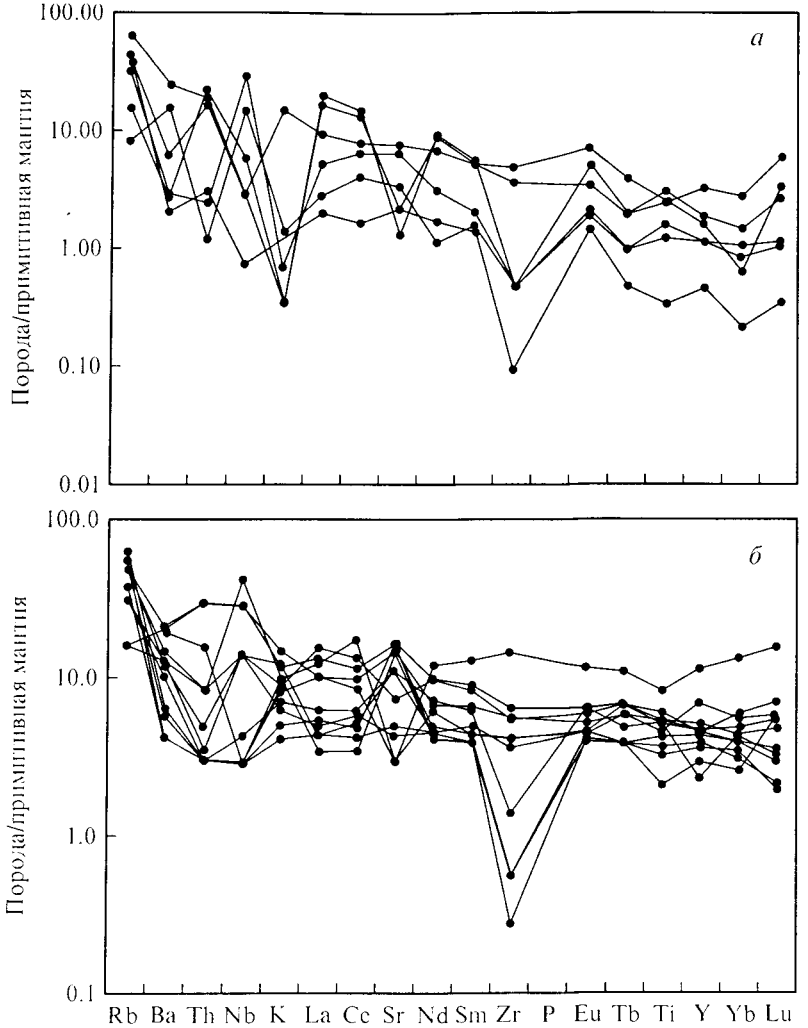


Рис. 4.29. Спайдер-диаграммы для ультраосновных (*а*) и основных (*б*) пород пояса Хатту (Geological Development..., 1993).

канитов пояса Хатту. Основная часть разреза представлена андезибазальтами, которые по ряду параметров, в частности по высокой магнезиальности (mg ~ 0.70), близки к магнезиальным вулканитам пояса Хатту, отличаясь от них более высокими содержаниями Al_2O_3 и щелочей. Вулканиты среднего и кислого состава в Ялонваарском поясе также значительно более магнезиальные (№ 18, 19), более щелочные, и их составы попадают

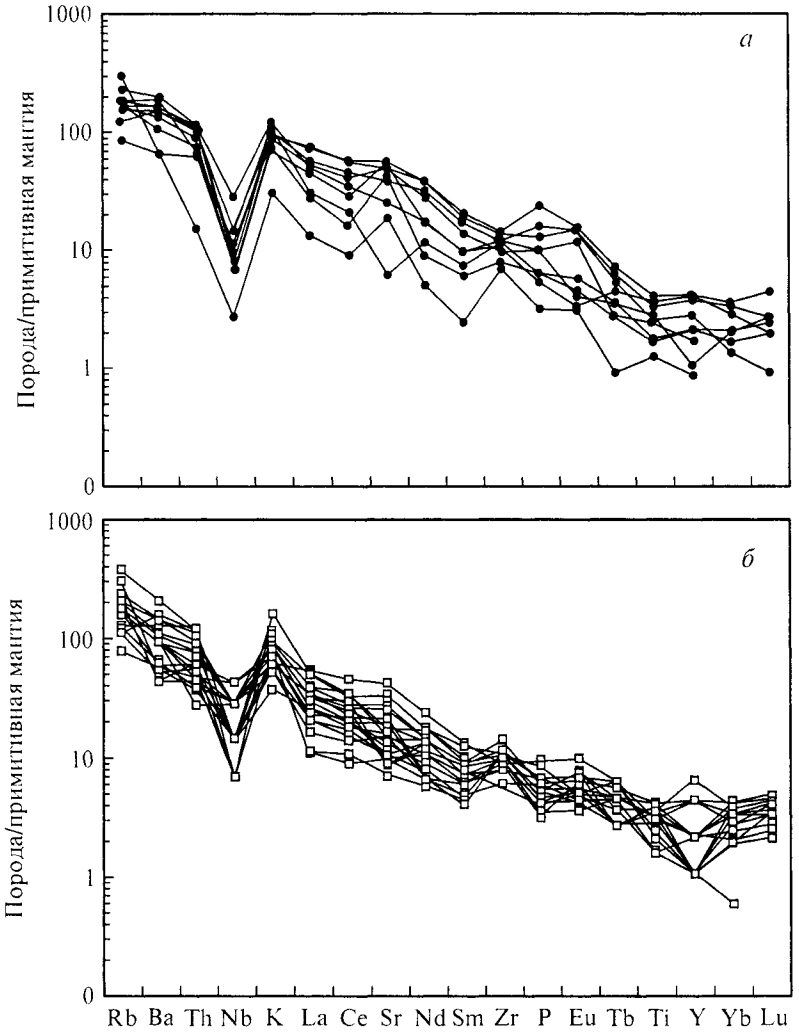


Рис. 4.30. Спайдер-диаграммы для вулканитов среднего и кислого состава (*а*) и граувакк (*б*) пояса Хатту (Geological Development..., 1993).

в поле известково-щелочной серии на диаграмме А. Миаширо $FeO/MgO—SiO_2$.

Супракрустальные породы Хедозерско-Нюкозерского пояса, изученные на участке оз. Челмозеро—оз. Нюк, сильно рассланцованы и метаморфизованы до условий амфиболитовой фации, и их характеристика основана на данных по реконструкции первичного состава (Предовский, 1980) и на основе петрохи-

мической классификации (Неелов, 1980). С учетом этих данных, а также таких особенностей пород, как тонкая полосчатость, присутствие турмалина, высокое содержание бора, большинство пород пояса (исключая лептиты) могут быть отнесены к породам нормального осадочного ряда с преобладанием пород со значительной примесью глинистого вещества. Средние составы супракрустальных пород пояса приведены в табл. 4.12, № 10—13. Как видно из таблицы, по содержаниям главных элементов эти породы сходны с метаграувакками пояса Хатту; правда, здесь практически отсутствуют породы с содержанием SiO_2 больше 68 %. Амфиболиты района оз. Нюк сходны по составу с толеитовыми базальтами пояса Хатту. Сходный состав имеют также амфиболиты Гимольско-Суккозерского пояса и амфиболиты включений в гранитоидах Суоярвского гнейсо-гранитного ареала (№ 14 и 20 в табл. 4.12). В то же время средний состав гнейсов и сланцев включений в гранитоидах (№ 21 в табл. 4.12) в целом близок к среднему составу метаморфических пород Гимольско-Суккозерского и Ялонваарского поясов, но породы последнего более магнезиальные, а с гнейсами Суоярвского района их объединяет повышенная щелочность.

Метабазальты Бергаульской структуры отличаются от всех других метабазитов блока низкими содержаниями SiO_2, Al_2O_3 и высокими содержаниями FeO, особенно CaO. По составу они приближаются к метабазальтам второй группы зеленокаменных поясов западного края Водлозерского домена (табл. 4.2). Важно отметить, что для гранитов Бергаульского массива, прорывающих эти метабазальты, недавно определен модельный возраст T_{DM}(Nd), равный 3273 млн лет, что может указывать на наличие здесь более древней коры. В сочетании с особенностями геологии и состава пород Бергаульской структуры можно предположить, что она фиксирует западный край древнего Водлозерского домена.

Таким образом, набор и состав супракрустальных пород, слагающих пояса Суоярвско-Нюкозерского блока, предполагают их образование в обстановках океанических и окраинно-континентальных дуг (O'Brien et al., 1993; Иващенко, Лавров, 1994; Кожевников, 2000). Это согласуется с Nd-изотопными данными для супракрустальных пород пояса Хатту, согласно которым все значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ являются положительными (рис. 4.31), а модельный неодимовый возраст (T_{DM}) незначительно превышает возраст, полученный U-Pb методом по цирконам, что означает незначительный перерыв во времени между формированием пород и их источника, а также отсутствие сиалического фундамента.

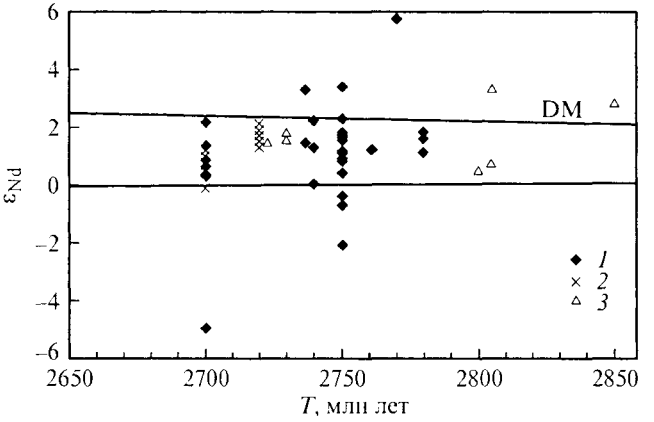


Рис. 4.31. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(t)$—T. (Линия эволюции деплетированной мантии — по: Goldstein, Jacobsen, 1988).

Породы блоков: *1* — Суоярвско-Нюкозерского, *2* — Ондозерско-Выгозерского, *3* — Северо-Карельского. Наряду с новыми использованы опубликованные данные (Geological Development..., 1993; Лобач-Жученко и др., 2000; Левченков и др., 2000).

Геология плутонических пород. Бóльшая часть Суоярвско-Нюкозерского блока сложена плутоническими гранитоидными породами, образующими Западно-Карельский гнейсо-гранитный ареал (Лобач-Жученко и др., 1986). Строение плутонических пород изучено на примере района оз. Суоярви (Геология и петрология..., 1969), простирающегося от Хаутаваарского зеленокаменного пояса на востоке до пояса Ялонваара— Иломантси на западе. Район на 95 % сложен гранитоидами, тра- диционно рассматривавшимися в качестве фундамента супракрустальных пород лопия. Проведенные исследования показали (Геология и петрология..., 1969), что среди гранитоидов присутствуют многочисленные, разного размера включения метаморфических пород. Они представлены амфиболитами, биотит-амфиболовыми и биотитовыми гнейсами и сланцами, иногда сохраняющими признаки вулканических пород, редко железистыми кварцитами. По составу они сопоставимы с вулканогенными и осадочными породами поясов, описанных выше (табл. 4.12). Соотношения гранитоидов и метаморфических пород не всегда устанавливаются однозначно. Несомненно, что гранитоиды моложе большинства метаморфических пород и содержат их в виде реликтов, ксенолитов или субстрата мигматитов, но часть амфиболитов и гнейсов, образующих цепочки включений, могут представлять собой обрывки даек, прорывающих гранитоиды.

Гранитоиды варьируют по составу от тоналитов до лейкогранитов и образуют сложный комплекс гранит-мигматитов. Все многообразие гранитоидов тем не менее ограничивается наличием двух серий или ассоциаций пород, различающихся по составу и времени образования. Более ранней является тоналит-трондьемитовая плутоническая ассоциация. Общность геологического положения и состава пород позволяет отнести их образование к единому этапу. Возраст ассоциации, определенный U-Pb методом по цирконам из однородного тоналита, составляет 2773 ± 13 млн лет (Макеев, 1981). Вторую серию образуют гранодиориты, граниты и лейкограниты, которые в основном отличаются от пород ТТ-серии присутствием микроклина, обычно связанного с К-метасоматозом ТТ-пород. Многообразие пород этой серии по структуре и минеральному составу обусловлено прежде всего разнообразием породообразующих процессов в условиях регионального ультраметаморфизма — метасоматоза, собирательной перекристаллизации, селективного плавления (Геология и петрология..., 1969). Одним из характерных процессов при этом является перекристаллизация пород с преобразованием минеральной ассоциации плагиоклаз + биотит в ассоциацию микроклин + амфибол + магнетит. Это привело к значительному повышению магнитной восприимчивости пород и обусловило повышенное магнитное поле Суоярвско-Нюкозерского блока. В то же время часть гранодиоритов по ряду геохимических характеристик, и прежде всего повышенной магнезиальности, соответствуют интрузивным породам внутри парагнейсовых поясов, о чем будет сказано ниже.

Выделенные две серии гранитоидов различаются и по характеру проявления деформаций. В породах ТТ-ассоциации и приуроченных к ним выходах метаморфических пород преобладают единая сквозная полосчатость и гнейсовидность субмеридионального простирания с близким к вертикальному падением. Микроклинсодержащие гранитоиды часто обладают массивной текстурой, а проявленная в них гнейсовидность имеет преимущественно субширотное—северо-западное простирание либо формирует специфические кольцеобразные или дугообразные структуры, секущие по отношению к структурам ТТ-пород. Судя по геологическим и геофизическим данным (Лобач-Жученко и др., 1986), область развития этих гранитоидов тянется на север по крайней мере до широты оз. Топозеро. В центральной части области развития данных гранитоидов, к западу от Гимольско-Суккозерского пояса в районе дер. Соймигора развиты однородные граниты, образующие тело площадью не менее 15 км^2 и отличающиеся по составу, которые рассматриваются нами

как Сойминский массив. Границы массива и его соотношение с окружающими гранитоидами не ясны из-за плохой обнаженности и интенсивно проявленных процессов ультраметаморфизма.

Интрузивные породы внутри парагнейсовых поясов. Интрузивный магматизм внутри парагнейсовых поясов представлен главным образом гипабиссальными интрузиями редких для архея высокомагнезиальных, часто субщелочных пород, меняющихся по составу от габбро до лейкогранитов, а также трещинными интрузиями пироксенитов-сиенитов. Все эти породы были объединены В. В. Иваниковым (1997а) в габбро-монцонит-сиенит-гранитную формацию. Интрузии магнезиальных пород представлены массивами Ялонваарским (Ялонваарский пояс), Куйттила, Силвеваара, Тасанваара (пояс Хатту), Нюкозерским (Хедозерско-Нюкозерский пояс), Панозерским и Аминдомаойским (Западно-Сегозерский пояс). Массивы таких же пород — Хаутаваарский и Чалкинский — приурочены к западной границе Хаутаваарского зеленокаменного пояса (рис. 4.27), относящегося к краевой части Водлозерского домена. К этой же группе, вероятно, следует отнести и Бергаульский массив гранитов. Таким образом, массивы магнезиальных гранитоидов являются преобладающими в пределах поясов и присутствуют во всех из них, исключая Гимольско-Суккозерский, где такие гранитоиды обнаружены в виде жил, секущих полимиктовые конгломераты, т. е. приурочены к краевым частям блока. Массивы этой группы, как правило, имеют овальную форму, площадь от 5 до 30 км^2 и часто со всех сторон обрамляются супракрустальными породами. Они образуют секущие жилы во вмещающих породах и содержат их ксенолиты в краевых частях. Полосчатость и сланцеватость вмещающих пород обычно параллельны контактам. Так же ориентирована гнейсовидность в эндоконтактовых зонах интрузий. Такие соотношения позволили многим исследователям (Глебова-Кульбах и др., 1963; Sorjonen-Ward, 1993, и др.) рассматривать эти интрузии как синскладчатые. Кроме того, необходимо подчеркнуть, что для многих массивов поясов Хатту и Западно-Сегозерского, так же как и для подобных пород и связанных с ними лампрофиров в Западно-Карельском домене, отмечается их приуроченность к сдвиговым зонам — shear-зоны (Sorjonen-Ward, 1993; Лобач-Жученко и др., 2000в; Кожевников, 2000). Возраст интрузий в разобщенных поясах очень близок (табл. 4.11). Так, возраст массивов пояса Хатту определен U-Pb методом по цирконам в интервале 2745—2757 (массивы Куйттила, Тасанваара, Силвеваара) и 2724—2733 млн лет (массив Погоста). Возраст карельских массивов: Панозерский —

2737 ± 10 млн лет (Чекулаев и др., 1994), Чалкинский — 2745 ± ± 5 (там же), Хаутаваарский — около 2720 млн лет (Бибикова и др., 1964). Массивы часто имеют гетерогенное строение, обусловленное их многофазным образованием, которое устанавливается для массивов Ялонваарского (Иващенко, Лавров, 1994) и Панозерского (Иваников, 1997а).

Наиболее отчетливо это проявлено в Панозерском массиве, прорывающем породы Западно-Сегозерского пояса. Восточная приконтактовая часть массива представлена пироксенитами (рис. 4.28), которые к западу, т. е. в сторону от контакта, сменяются субщелочными габбро, а те — монцодиоритами, содержащими ксенолиты пироксенитов и габбро. В свою очередь, монцодиориты присутствуют в виде ксенолитов в кварцевых сиенитах, слагающих подавляющую часть Панозерского массива. Вблизи контактов породы массива секутся дайками лампрофиров небольшой мощности. В пределах Западно-Сегозерского пояса расположена также Сяргозерская интрузия сиенитов (рис. 4.28), представляющая собой удлиненное, выклинивающееся к северо-востоку тело с прямыми контактами, прослеживающееся на 2.5 км при ширине не более 0.8 км и секущее супракрустальные породы лопия (Глебова-Кульбах и др., 1963; Иваников, 1997а). Кроме того, в этом поясе присутствуют Усть-Воломский массив кварцевых сиенитов, секущий не только супракрустальные породы пояса, но и сиениты Сяргозерского массива, и Бергаульский массив гранитов, секущий породы Бергаульской структуры. В. В. Иваников (1997а) относит породы этих массивов к единой формации, однако принципиальные различия в составе (см. ниже) не позволяют отнести их к одной группе. Характерной особенностью интрузивного магматизма Западно-Сегозерского пояса является проявление на заключительных его стадиях даек и жил лампрофиров, которые присутствуют во всех без исключения интрузиях, прорывающих пояс, независимо от их состава, что, вероятно, свидетельствует о сопряженности всех интрузивных пород.

Полифазное строение имеет и Хаутаваарский массив, который располагается внутри одноименного зеленокаменного пояса, вблизи его границы с гнейсо-гранитами Суоярвского ареала. Массив хорошо изучен (Глебова-Кульбах, 1960; Глебова-Кульбах и др., 1963; Иваников, 1997а, 1997б). Его размеры около 8×4 км. Массив имеет овальную форму и вытянут в субмеридиональном направлении. Он прорывает вулканогенно-осадочные породы пояса, содержит многочисленные ксенолиты метаморфизованных и деформированных вмещающих пород. Массив сложен породами, сформированными в две фазы. Первая

фаза представлена монцонитами и монцодиоритами, которые приурочены к краевой южной части интрузии. Вторая фаза, занимающая остальную часть массива, представлена субщелочными гранитами и кварцевыми сиенитами.

Чалкинский массив гранодиоритов—субщелочных кварцевых сиенитов (Классификация и номенклатура..., 1981) располагается непосредственно на границе Хаутаваарского пояса, в его северной части, и расположенного к западу Суоярвского гнейсо-гранитного ареала (Геология и петрология..., 1969). Размеры и форма массива не устанавливаются, так как четко определяется лишь восточный контакт массива с вулканогенно-осадочными породами пояса. Гранодиориты массива секут уже деформированные, метаморфизованные вмещающие породы и сами деформированы вместе с ними. Другие контакты Чалкинского массива стерты интенсивными процессами последующего ультраметаморфизма, захватившего весь Суоярвский ареал.

Ялонваарская интрузия имеет сложное строение, обусловленное последовательным формированием трех интрузивных фаз (Иващенко, Лавров, 1994), которые представлены: 1 — диоритами и гранодиоритами; 2 — гранитами; 3 — лейкократовыми порфировидными гранитами, дацитами, риолитами. В связи с плохой обнаженностью геологические соотношения устанавливаются только для дайково-жильных фаций пород интрузии. С поздними фазами интрузии генетически связано комплексное порфировое оруденение, которое в целом является золотоносным.

Для гранитоидных интрузий пояса Хатту не отмечается полифациального строения, хотя для них, прежде всего для массива Куйттила, устанавливается гетерогенность состава, выраженная приуроченностью более кислых пород к центральной части массива. Пространственно к массиву и связанным с ним дайкам порфировых пород приурочено большинство оруденений и небольших месторождений золота в пределах пояса Иломантси. Нюкозерский массив магнезиальных гранодиоритов не обнаруживает признаков гетерогенного строения, что, возможно, связано с его явно недостаточной изученностью. Массив прорывает супракрустальные породы Хедозерско-Нюкозерского парагнейсового пояса, содержит ксенолиты метаморфизованных и деформированных вмещающих пород. Близкие по составу породы встречены к востоку от Нюкозерского массива, к северу и востоку от пос. Ледмозеро, что свидетельствует о более широком распространении магнезиальных гранитоидов в северной части Суоярвско-Нюкозерского блока.

К восточной границе этой части блока приурочен Западно-Хижъярвинский массив — самый крупный массив сиенитов в пределах фенно-карельской части щита. Массив расположен в 15 км к северо-западу от пос. Пертозеро и детально изучен (Иваников, 1997а, 1997б). Он имеет форму овала, вытянутого в северо-западном направлении на 7 км при ширине не более 3 км. Массив располагается на границе гнейсо-гранитов ТТГ-ассоциации и фрагмента архейских (лопийских) вулканитов, сложен сиенитами, различающимися в основном по зернистости и меняющимися по составу от равнозернистых до гигантозернистых порфировидных. В эндоконтактовой зоне массива установлены участки расслоенного строения, выраженного чередованием сиенитов и пироксенитов. Структура пород и соотношение с вмещающими породами предполагают поздне- или посткинематический характер интрузии.

Таким образом, для геологии плутонических пород внутри парагнейсовых поясов Суоярвско-Нюкозерского домена необходимо выделить следующие главные особенности: 1) близость во времени формирования; 2) гетерогенное строение; 3) связь их с надвиговыми или сдвиговыми (shear) зонами. Важное значение имеет тот факт, что со многими массивами магнезиальных гранитоидов (Ялонваарский, Куйттила, Хаутаваарский) установлена пространственная, а в ряде случаев и генетическая связь золотой минерализации.

Состав плутонических пород. Состав плутонических пород, слагающих основную часть Суоярвско-Нюкозерского блока, лучше всего изучен в его южной части, в районе оз. Суоярви (Геология и петрология..., 1969). Плутонические породы района представлены гранитоидами, которые по составу можно разделить на две серии или ассоциации: тоналит-трондьемитовую (ТТ) и гранодиорит-гранитную. Породы ТТ-ассоциации приурочены в основном к парагнейсовым поясам или крупным включениям супракрустальных пород. Средний состав ТТ-пород приведен в табл. 4.13 (№ 1); из нее видно, что преобладающую роль играют породы трондьемитового состава, которые, как и большинство ТТ-пород архея, относительно магнезиальны и обеднены LIL и HFS-элементами, но отличаются повышенным содержанием Sr. Трондьемиты подобного состава могли образоваться при плавлении достаточно магнезиальных пород типа бонинитов (Lobach-Zhuchenko et al., 2000b).

Породы гранодиорит-гранитной серии варьируют по составу до лейкогранита (табл. 4.13, № 2—5). Все породы серии обогащены щелочами, и на классификационной диаграмме (Классификация и номенклатура..., 1981) средние составы располага-

Таблица 4.13

Средние составы плутонических пород Суоярвско-Нюкозерского блока

Компоненты	Породы Суоярвского гнейсо-гранитного ареала							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	69.9	64.17	66.04	70.4	73.84	73.78	63.98	72.56
TiO_2	0.34	0.63	0.51	0.38	0.13	0.22	0.54	0.22
Al_2O_3	15.39	15.47	15.9	14.7	14.34	14.05	15.6	13.79
FeO	2.64	4.87	3.8	2.89	1.42	1.99	5.72	2.26
MnO	0.05	0.07	0.04	0.02	0.02	0.02	0.12	0.02
MgO	1.11	2.89	1.83	1.03	0.54	1.01	2.76	0.52
CaO	2.79	3.66	3.09	1.96	0.94	2.22	3.66	1.21
Na_2O	4.77	4.06	4.37	3.8	3.79	3.91	3.73	3.39
K_2O	2.3	3.08	3.23	4.2	5.08	1.68	2.11	4.9
P_2O_5	0.05	H/o	0.17	—	—	0.06	—	0.04
mg	0.43	0.51	0.46	0.39	0.39	0.47	0.46	0.29
Rb	38	—	94	—	—	55	90	201
Sr	621	—	526	—	—	163	521	142
Y	< 5	—	14	—	—	11	15	6
Zr	110	—	138	—	—	97	231	131
Nb	< 5	—	9	—	—	14	13	7
Pb	< 5	—	16	—	—	13	24	24
Th	< 5	—	7	—	—	7	21	30
Ba	453	—	836	—	—	293	693	734
Cr	64	—	67	—	—	< 10	144	—
Ni	22	—	25	—	—	< 5	41	—

Co	< 10	—	8	—	—	12	26	—
V	< 30	—	86	—	—	< 30	95	—
n_1	16	8	14	6	30	3	3	21
n_2	13	—	11	—	—	3	3	21

Таблица 4.13 (*продолжение*)

Компоненты	Породы интрузий, прорывающих парагнейсовые и зеленокаменные пояса									
	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	43.81	50.28	54.6	60.02	65.94	61.88	70.32	74.52	56.71	68.3
TiO_2	1.68	1.03	0.77	0.54	0.38	0.54	0.28	0.13	0.73	0.42
Al_2O_3	9.67	14.69	15.61	16.63	15.63	15.07	13.91	13.2	15.89	14.34
FeO	14.52	10.3	7.98	5.18	3.55	5.09	2.55	1.42	7.01	2.39
MnO	0.38	0.23	0.19	0.13	0.04	0.08	0.03	0.03	—	0.05
MgO	11	6.66	4.98	3.35	1.79	3.71	1.36	0.6	4.11	1.53
CaO	12.61	8.36	6.03	4.01	2.34	4.48	1.54	1.28	5.99	1.83
Na_2O	0.85	3.65	4.79	5.34	5.03	3.93	4.04	4.46	3.55	3.87
K_2O	3.04	2.9	3.44	3.24	3.85	3.3	4.43	3.06	4.01	5.06
P_2O_5	1.2	0.77	0.53	0.29	0.18	0.29	0.09	0.04	0.41	0.17
mg	0.57	0.54	0.51	0.53	0.45	0.56	—	—	0.51	0.51
Rb	78	97	106	113	89	126	97	—	123	241
Sr	890	1610	1590	1260	896	490	292	—	770	406
Y	45	37	28	24	12	27	21	—	26	24
Zr	140	201	237	202	128	189	128	—	179	270

Таблица 4.13 (*продолжение*)

Компоненты	Породы интрузий, прорывающих парагнейсовые и зеленокаменные пояса									
	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Nb	10	10	11	10	7	11	10	—	11	18
Pb	H/o	14	23	23	21	8	12	—	—	37
Th	8	7	7	9	20	5	7	—	10	33
Ba	1140	1810	1510	1360	1293	1068	1252	—	—	2210
Cr	220	176	130	125	112	218	128	—	—	28
Ni	200	73	90	52	39	65	20	—	—	18
Co	43	30	21	17	17	20	9	—	—	8
V	470	300	220	150	91	124	73	—	—	80
n_1	6	8	8	16	8	17	13	14	2	5
n_2	6	8	8	12	6	7	15	—	2	5

Таблица 4.13 (*продолжение*)

Компоненты	Породы интрузий, прорывающих парагнейсовые и зеленокаменные пояса						
	19	20	21	22	23	24	25
SiO_2	62.13	63	65.5	70.2	63.5	67.3	65.61
TiO_2	0.65	0.47	0.42	0.21	0.45	0.33	0.5
Al_2O_3	16.3	16.63	15.74	15.6	16	15.8	15.54
FeO	5.06	4.24	3.84	1.71	4.45	2.57	4.14
MnO	0.07	0.08	0.07	0.04	0.08	0.05	0.07
MgO	2.93	2.5	2.24	0.88	2	1.38	2.4

CaO	4.82	3.53	3.06	1.95	3.9	3.1	3.67
Na_2O	4.38	4.49	4.26	4.87	3.58	5.53	3.84
K_2O	2.48	2.81	2.8	2.99	3	2.3	2.83
P_2O_5	—	0.16	0.14	0.07	0.14	0.13	0.14
mg	0.51	0.51	0.51	0.49	—	—	0.51
Rb	71	121	118	138	133	97	89
Sr	552	752	738	781	727	976	688
Y	20	15	12	8	10	9	13
Zr	179	96	89	43	109	87	130
Nb	9	13	12	10	13	9	7
Pb	29	15	18	25	24	10	18
Th	18	5.7	6.8	3.6	8	5	5
Ba	1100	969	928	1000	1011	705	903
Cr	157	90	80	28	35	31	H/o
Ni	61	32	31	13	13	19	»
Co	—	15	13	8	12	—	»
V	—	87	82	35	94	—	»
n_1	5	7	31	12	9	4	4
n_2	2	7	31	12	9	4	3

Таблица 4.13 (*продолжение*)

Компоненты	Породы интрузий, прорывающих парагнейсовые и зеленокаменные пояса								
	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO_2	55.41	65.1	60.75	63.97	49.5	57.91	63.78	68.16	70.69
TiO_2	0.72	0.4	0.85	0.66	1.26	0.92	0.52	0.31	0.22
Al_2O_3	15.21	15.84	15.02	16.93	6.54	14.94	16.59	16.1	15.84
FeO	8.09	3.07	5.76	3.95	13.1	6.98	3.34	2.6	1.84
MnO	0.15	0.07	0.13	0.06	0.45	0.16	0.09	0.04	0.02
MgO	7.09	2.46	2.23	1.12	11.8	3.25	1.03	0.78	1.09
CaO	5.83	3.21	4.65	2.65	13.5	5.23	2.84	1.97	1.74
Na_2O	3.66	4.15	5.45	7.66	0.9	5.27	6.34	5.67	4.82
K_2O	2.48	3.26	4	1.44	1.33	3.5	4.21	2.99	3.26
P_2O_5	0.35	0.15	0.44	0.21	1.13	0.52	0.16	0.12	0.06
mg	0.62	0.59	0.4	0.33	0.64	0.46	0.36	0.34	0.51
Rb	84	100	74	33	83	70	108	72	83
Sr	670	657	1680	1160	1190	2420	1390	1210	956
Y	25	13	34	31	42	31	23	12	7
Zr	102	134	95	201	190	206	374	139	108
Nb	Н/о	20	19	16	9	16	19	7	4
Pb	»	24	Н/о	Н/о	Н/о	Н/о	Н/о	Н/о	22
Th	4	7	10	6	6	7	11	8	6
Ba	770	1197	Н/о	1620	830	1930	1520	1250	1583

Cr	Н/о	105	40	Н/о	80	49	11	24	63
Ni	120	37	24	< 5	—	45	18	18	23
Co	Н/о	34	19	< 10	60	19	6	6	< 10
V	190	65	160	90	270	170	100	60	< 30
n_1	7	1	2	5	3	4	3	9	7
n_2	7	1	2	5	3	4	3	9	20

Примечание. 1—5 — гранитоиды района оз. Суоярви: 1 — тоналиты-трондьемиты, 2 — магнезиальные гранодиориты, 3 — гранодиориты, 4 — граниты, 5 — лейкограниты; 6—8 — гранитоиды района оз. Гимольского: 6 — тоналиты-трондьемиты, 7 — гранодиориты, 8 — граниты Сойминского массива; 9—13 — породы Панозерского массива: 9 — пироксениты (<48 % SiO_2), 10 — субщелочные габбро (48—52 % SiO_2), 11 — сиениты (52—57 % SiO_2, 12 — кварцевые монцониты (57 — 64 % SiO_2), 13 — кварцевые сиениты (>64 % SiO_2); 14—16 — породы Ялонваарского массива: 14 — кварцевые монцодиориты, 15 — субщелочные граниты, 16 — лейкограниты; 17, 18 — породы Хаутаваарского массива: 17 — монцониты, 18 — кварцевые сиениты; 19 — кварцевые диориты Чалкинского массива; 20—22 — породы массива Куйттила: 20 — субщелочные кварцевые диориты (<64 % SiO_2), 21 — гранодиориты 64—68 % SiO_2), 22 — граниты (>68 % SiO_2); 23—25 — гранодиориты массивов: 23 — Тасанваара, 24 — Вилуваара, 25 — Нюкозерского; 26 — монцодиориты Аминдомаойского массива; 27 — гранодиорит из жилы, секущей конгломераты Гимольско-Суккозерского пояса; 28, 29 — породы Сяргозерского массива: 28 — сиениты, 29 — кварцевые монцониты; 30—32 — породы Западно-Хижъярвинского массива: 30 — пироксениты, 31 — сиениты, 32 — кварцевые сиениты; 33 — кварцевые сиениты Усть-Воломского массива; 34 — граниты Бергаульского массива. При расчете средних составов наряду с оригинальными использованы данные: для Панозерского, Хаутаваарского, Аминдомаойского, Западно-Хижъярвинского, Сяргозерского, Усть-Воломского массивов — В. В. Иваникова; для массивов Куйттила, Тасанваара, Вилуваара — (Geological Development..., 1993); для Ялонваарского массива — оригинальные данные В. И. Ивашенко.

ются на границе нормальных и субщелочных пород; при этом гранодиориты являются более магнезиальными, чем граниты. К сожалению, для более кислых пород нет данных по содержаниям редких элементов. Для гранодиоритов характерны повышенные содержания Sr и Ba. Повышенное содержание Sr вообще является отличительной чертой гранитоидов блока, а возможно, и всего домена. В целом по составу породы обеих серий относятся к гранитам I-типа, характерным для островодужных обстановок. Среди гранодиоритов выделяется группа пород с повышенной магнезиальностью (содержание mg в среднем равно 0.51). Скорее всего, они представляют реликты интрузий магнезиальных гранитоидов, которые хорошо сохраняются внутри поясов, но «растворяются» в ареале, представляющем область обширного регионального ультраметаморфизма.

Граниты Сойминского массива (табл. 4.13, № 8) по составу отличаются от всех остальных гранитоидов блока и приближаются к высокорубидиевым гранитам Водлозерского домена (Кубовский и Охтомозерский массивы, граниты комплекса Гейне-Оя в районе оз. Остер). Благодаря высокому содержанию Rb граниты массива на диаграмме Дж. Пирса и других (Pearce et al., 1984) попадают в поле синколлизионных гранитов, однако представляется более вероятным, что они, как и их аналоги (Коваленко, 2000), представляют позднюю лейкократовую фазу гранитного магматизма I-типа.

Состав интрузий, прорывающих супракрустальные породы поясов, является характерной особенностью Суоярвско-Нюкозерского блока. Почти повсеместно эти интрузии представлены высокомагнезиальными гранитоидами, отнесенными к специфической для архея группе санукитоидов (Чекулаев, 1999) по их аналогии с санукитами — миоценовыми высокомагнезиальными андезитами из пояса Сетоучи на юго-западе Японии. Термин «санукитоиды» был использован для архейских гранитоидов Канадского щита (Shirey, Hanson, 1984; Stern, Hanson, 1991), состав которых имеет признаки одновременно и мантийного, и корового происхождения. Большинство пород серии являются высокомагнезиальными (mg > 0.50) и высокохромистыми, что не может быть результатом фракционирования или плавления базальтов, а требует в качестве источника породы перидотитового состава. Одновременно все породы серии обогащены щелочами, часто являясь субщелочными, а также Ba, Sr и легкими РЗЭ, высокие содержания которых требуют обогащения ими мантийного источника. Наиболее ярким представителем санукитоидов на Балтийском щите является Панозерская интрузия, прорывающая супракрустальные породы За-

падно-Сегозерского пояса. Интрузия, имеющая многофазное строение, сложена породами от ультраосновных (пироксенитов) со средним содержанием SiO_2 44 % (табл. 4.13, № 9) до кварцевых сиенитов с содержанием SiO_2 ~66 % (№ 13). При таких вариациях в содержании SiO_2 породы характеризуются близкими и высокими содержаниями K_2O, Sr, Ba, Zr, а количества P_2O_5 и легких РЗЭ (рис. 4.32, см. вкл.), наоборот, уменьшаются в сторону более кислых разностей.

Такие же особенности состава имеют гранитоиды Ялонваарского массива (табл. 4.14, № 14—16), хотя в лейкогранитах последней интрузивной фазы особенности санукитоидов не выражены. К серии санукитоидов следует отнести и интрузии тоналитов-гранодиоритов, прорывающие супракрустальные породы пояса Хатту, и прежде всего массив Куйттила, наиболее хорошо геохимически охарактеризованный (50 анализов). По сравнению с более кислой составляющей (кварцевыми сиенитами) Панозерского массива, гранодиориты — преобладающие породы массива Куйттила (табл. 4.13, № 21) содержат меньше щелочей, Zr, Ba, Cr, но больше Rb (рис. 4.32, *б*). Массивы Тасанваара и Вилуваара пояса Хатту имеют более однородный состав (табл. 4.13, № 23, 24), причем кварцевые диориты массива Тасанваара близки по составу наиболее меланократовым породам массива Куйттила, а кварцевые сиениты массива Вилуваара — гранодиоритам Куйттила. Гранодиориты Нюкозерского массива (№ 25) аналогичны по составу гранодиоритам Куйттила. К санукитоидной серии относится и Аминдомаойский массив, прорывающий супракрустальные породы северной части Западно-Сегозерского пояса. Монцодиориты массива близки по составу лишь сиенитам Панозерского массива, но являются более магнезиальными (№ 26) и, судя по содержанию Ni, высокохромистыми, содержат при этом меньше таких характерных элементов, как Sr и Ba. В пределах Гимольско-Суккозерского пояса проявление такого магматизма фиксируется лишь наличием жил, прорывающих полимиктовые конгломераты (№ 27).

Представителями санукитоидной серии являются Чалкинский и Хаутаваарский массивы, прорывающие супракрустальные породы Хаутаваарского зеленокаменного пояса. Чалкинский массив сложен довольно однородными кварцевыми монцодиоритами (№ 19), сходными по составу с породами первой магматической фазы Ялонваарского массива, отличаясь от них лишь несколько меньшей магнезиальностью и меньшим (но достаточно высоким) содержанием Cr. Хаутаваарский массив образован монцонитами — первая магматическая фаза (№ 17) и преобладающими кварцевыми сиенитами — вторая фаза (№ 18).

Таблица 4.14

Средние составы вулканических пород Ондозерско-Выгозерского блока

Компоненты	Участок Айда-Вара			Уросозерская зеленокаменная структура							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	49.66	52	66.00	45.11	49.34	50.51	49.12	58.07	72.24	57.78	74.03
TiO_2	1.05	1.43	0.46	0.15	0.44	0.78	1.47	0.84	0.36	0.72	0.28
Al_2O_3	14.91	17.7	16.7	8.92	18.19	14.51	15.28	18.90	16.15	19.34	13.60
FeO	10.81	9.17	4.02	9.60	8.17	10.95	12.75	6.23	2.20	6.06	2.29
MnO	0.23	0.19	0.06	0.15	0.17	0.23	0.29	0.14	0.05	0.10	0.07
MgO	6.07	4.01	1.09	30.70	8.16	8.50	5.82	2.94	1.31	3.79	1.18
CaO	12.18	7.6	2.78	4.87	12.03	11.49	10.62	7.42	2.83	5.35	2.46
Na_2O	2.87	4.25	4.55	0.30	2.82	2.70	4.11	4.44	3.76	4.37	2.94
K_2O	0.5	1.53	3.04	0.09	0.34	0.17	0.28	0.61	1.01	2.30	3.12
P_2O_5	0.11	0.25	0.27	0.01	0.06	0.08	0.10	0.15	0.12	0.15	0.04
П.п.п.	1.71	1.38	0.68	—	—	—	—	—	—	—	—
mg	0.54	0.44	0.33	0.84	0.64	0.58	0.45	0.45	0.50	0.53	0.51
Rb	5	48	89	—	15	4	19	24	37	90	95
Sr	137	289	593	—	136	125	156	187	135	173	52
Y	20	27	19	—	10	16	22	21	5	18	29
Zr	78	147	277	—	28	52	80	119	153	139	231
Nb	—	—	8	—	1	2	7	5	6	8	13
Pb	—	—	—	—	10	5	12	14	12	16	16
Th	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	—	—	1339	—	81	52	143	—	—	—	—
Cr	247	97	—	—	590	366	159	—	—	—	—

Ni	100	55	—	—	113	111	66	—	—	—	—
Co	48	29	—	—	49	53	58	—	—	—	—
V	249	190	—	—	208	306	449	—	—	—	—
n_1	3	13	5	4	6	10	4	5	4	3	2
n_2	3	13	5		6	10	4	5	4	3	2

Таблица 4.14 (*продолжение*)

Компоненты	Парандовско-Пебозерский пояс							
	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	39.90	50.33	50.65	56.52	57.50	60.2	51.73	55.63
TiO_2	0.34	0.72	1.71	0.72	1.54	0.68	1.20	1.00
Al_2O_3	10.58	11.32	13.89	17.39	13.14	16.1	13.48	14.06
FeO	15.60	11.76	12.77	6.10	9.01	4.67	12.35	10.17
MnO	0.28	0.20	0.18	0.06	0.13	0.07	0.16	0.17
MgO	23.66	12.71	6.70	6.00	3.51	3.5	4.83	4.33
CaO	9.87	10.61	10.78	7.65	12.01	6.61	7.75	6.36
Na_2O	0.38	1.45	2.50	5.09	2.33	4.51	4.25	4.96
K_2O	0.03	0.75	0.37	0.23	0.39	0.67	1.15	1.01
P_2O_5	0.08	0.14	0.44	0.23	0.44	0.22	0.19	0.25
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	1.8	1.43
mg	0.73	0.65	0.49	0.64	0.35	0.55	0.41	0.43
Rb	—	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	27	23
Sr	—	224	272	285	525	192	608	236
Y	—	11	11	< 10	< 10	15	14	15

Таблица 4.14 (*продолжение*)

Компоненты	Парандовско-Пебозерский пояс							
	12	13	14	15	16	17	18	19
Zr	—	54	104	90	107	143	128	119
Nb	—	—	—	—	—	—	8	5
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—
Th	—	—	—	—	—	—	4	3
Ba	—	—	—	—	—	—	515	237
Cr	—	1105	227	52	87	22	45	93
Ni	—	276	99	56	67	39	—	—
Co	—	60	65	23	36	17	58	50
V	—	204	240	95	185	84	195	167
n_1		10	7	3	6	4	4	7
n_2		10	7	3	6	3	4	7

Примечание. 1—3 — метвулканиты участка Айда-Вара: 1 — толеитовый базальт, 2 — субщелочной базальт, 3 — дацит; 4—11 — вулканиты Уросозерской структуры: 4 — ультрамафиты линз, 5—7 — базальты (5 — высокоглиноземистый, 6 — толеитовый, 7 — субщелочной); 8—9 — кислые вулканиты натрового ряда: 8 — андезит, 9 — риодацит; 10—11 — кислые вулканиты калиевого ряда: 10 — андезит, 11 — риолит; 12—19 — вулканиты Парандовско-Пебозерского зеленокаменного пояса: 13—17 — охтинская свита: 12 — перидотитовый коматиит, 13 — базальтовый коматиит, 14 — толеитовый базальт, 15 — магнезиальный андезито-базальт, 16 — железистый андезито-базальт, 17 — андезит; 18, 19 — тунгудская свита: 18 — базальт, 19 — андезито-базальт. При расчете средних составов пород Парандовско-Пебозерского пояса использованы оригинальные данные В. А. Матреничева.

Породы обеих фаз характеризуются высокой магнезиальностью (mg > 0.50), но кварцевые сиениты второй фазы, включающие аномально высокое количество Ba(>2000 г/т), содержат по сравнению с другими санукитоидами блока меньше Sr и Cr, но больше K_2O, Rb, Zr (рис. 4.32, *в*), т. е. существенно отличаются от остальных санукитоидов, что в сочетании с высокими содержаниями Y, Nb, Th приближает их к поздне- или постскладчатым коровым гранитам А-типа Водлозерского домена. Однако высокая магнезиальность и несомненная связь с монцодиоритами предполагают для них мантийный источник.

Наряду с санукитоидами супракрустальные породы блока прорваны интрузиями иного состава. Прежде всего это сиенитовые массивы — Западно-Хижъярвинский и Сяргозерский (табл. 4.13, № 30—32 и 28, 29 соответственно). Сиениты и кварцевые монцониты, слагающие массивы, имеют ряд характеристик состава, сходных с санукитоидами. Как и санукитоиды, они содержат значительные количества Na_2O, K_2O, P_2O_5, Sr, Rb, легких РЗЭ. Однако существенным и принципиальным отличием этих пород являются их более низкие магнезиальность (mg < 0.50) и хромистость (<50 г/т Cr) при тех же содержаниях SiO_2. Менее существенными отличиями являются более высокие содержания Zr и Nb в сиенитах, а также более низкое содержание в них Rb, а отсюда — очень низкие (<0.10) Rb/Sr-отношения, что отличает их от большинства фанерозойских сиенитов. Другой отличительной чертой является более фракционированное распределение РЗЭ (рис. 4.33, *а*) благодаря еще более высоким содержаниям легких и более низким содержаниям тяжелых РЗЭ. В результате отношение $(Ce/Yb)_N$ в сиенитах равно 30—55, а в санукитоидах обычно не превышает 20. Такие отличия в составе предполагают для сиенитов другой, по мнению В. В. Иваникова (1997б), основной (эклогитовый), источник.

В пределах Западно-Сегозерского пояса расположены также кварцевые сиениты Усть-Воломского массива (табл. 4.13, № 33), в целом сходные по составу с щелочными породами Сяргозерского массива (28, 29; рис. 4.33, *б*) и как бы продолжающие серию слагающих его пород в сторону более кислых разностей. Это не противоречит и геологическим данным, а именно их пространственной сопряженности и последовательности формирования: кварцевые сиениты прорывают щелочные породы Сяргозерского массива. Что касается гранитов Бергаульского массива (№ 34), то они ближе по составу к санукитоидной, чем к щелочной, серии. В пользу этого свидетельствуют повышенные магнезиальность и содержание Cr в этих породах. Можно

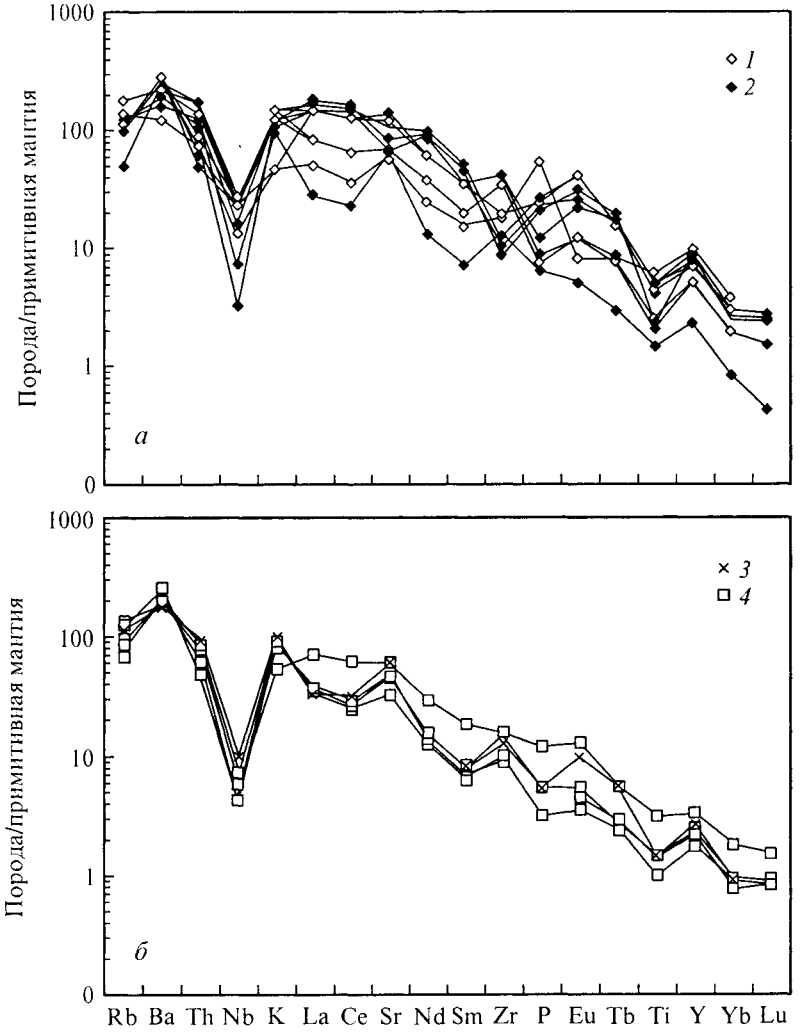


Рис. 4.33. Спайдер-диаграммы для интрузий: *а* — сиенитов Западно-Хижъярвинской (*1*) и Сяргозерской (*2*); *б* — гранодиоритов Усть-Воломской (*3*) и гранитов Бергаульской (*4*). Использованы данные В. В. Иваникова (1997б).

предположить, что эти граниты являются наиболее лейкократовой фазой Панозерского массива.

Таким образом, геологическое строение и состав пород Суоярвско-Нюкозерского блока показывают, что южная и северо-западная части Центральнокарельского домена отличаются от расположенных к востоку и западу Водлозерского и Западно-Карельского доменов. Пояса, обрамляющие этот блок, являются преимущественно парагнейсовыми, так как в отличие от зеленокаменных поясов других доменов в их строении преобладают метаосадочные породы, а также вулканиты и вулканокластические породы среднего и кислого состава, а базальты и коматииты играют незначительную роль или вообще отсутствуют в разрезах. Столь же существенны отличия в геологии и составе плутонических пород. Плутонические породы, слагающие всю центральную часть блока (Суоярвский гнейсо-гранитный ареал), содержат многочисленные включения супракрустальных пород, а частично и возникли в результате их ультраметаморфизма (Геология и петрология..., 1969). Интрузивные породы в пределах поясов представлены преимущественно специфической группой магнезиальных гранитоидов — санукитоидов. Большинство пород этой части домена имеют возраст в интервале 2.72—2.75 млрд лет, т. е. моложе большей части пород, слагающих два других домена. Кроме того, изотопный состав Nd показывает, что модельный возраст пород Суоярвско-Нюкозерского блока, рассчитанный на деплетированную мантию, не превышает 2.95, а в основном меньше 2.85 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2000б). Это указывает, с одной стороны, на более молодой возраст коры этой части Центральнокарельского домена, а с другой — на близость во времени процессов вулканизма, осадконакопления, метаморфизма и интрузивного магматизма, что достигается в условиях островных дуг.

Ондозерско-Выгозерский блок

Обоснование выделения и границы. Данный блок описывается в качестве самостоятельного фрагмента архейской коры Балтийского щита, так как по геологическому строению отличается от других его частей. Это подтверждается и анализом геофизических, прежде всего магнитных, данных. Блок характеризуется общим низким магнитным полем, на фоне которого выделяются локальные линейные магнитные аномалии — выгозерский тип ареалов (Лобач-Жученко и др., 1986), гораздо менее интенсивные, чем в Суоярвско-Нюкозерском блоке, и ориентированные

в субширотном—северо-западном направлении. Такие магнитные характеристики имеют собственно Ондозерский гнейсо-гранитный ареал, расположенный непосредственно к востоку Выгозерский ареал, а также небольшие гнейсо-гранитные ареалы овальной формы, располагающиеся между протерозойскими структурами и прослеживающиеся к северо-западу от Ондозерского ареала примерно до широты южной оконечности оз. Топозеро. Они условно объединены в один блок по сходству магнитных характеристик и геологического строения. Такое сходство и строение имеет описанный выше район Южного Беломорья. На востоке блок ограничен системой Каменноозерского и Южно-Выгозерского зеленокаменных поясов краевой части Водлозерского домена, на западе — границей выклинивающегося Суоярвско-Нюкозерского блока, фиксируемой небольшими фрагментами архейских супракрустальных пород к северу от оз. Нюк и сопряженными с ними ятулийскими структурами. На севере и северо-востоке границей блока является восточный край системы крупных раннепротерозойских структур Лехтинской и Шобинской, а также сопряженных с ними позднеархейских структур южной части Парандовско-Тикшеозерского зеленокаменного пояса. Представляется, что эту южную часть пояса следует рассматривать в качестве самостоятельного Парандовско-Пебозерского пояса, так как по геологии и составу не только супракрустальных, но и окружающих плутонических пород, а также прорывающих пояс интрузивных пород они существенно отличаются от Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов, которая рассматривается в составе Северо-Карельского блока Центральнокарельского домена.

Строение зеленокаменных поясов. Парандовско-Пебозерский пояс (рис. 4.34) — единственный крупный зеленокаменный пояс в пределах блока — привлекал внимание исследователей в основном своими интрузивными комплексами, с которыми связаны медно-полиметаллические и молибденовые с золотом оруденения, тогда как супракрустальные породы, особенности их состава, остаются слабо изученными современными методами по сравнению с породами Тикшеозерского пояса. В верхней части разреза (парандовская и пебозерская серии лопия) преобладают вулканические и вулканокластические породы базальтового, андезитового и дацитового, реже риолитового состава. Значительная часть объема (от 10 до 40 %) разрезов составляют терригенные осадки и метаграувакки, в незначительном количестве присутствуют углеродистые и карбонатные сланцы. Коматиитов в этой части разреза не обнаружено. Из супракрустальных пород

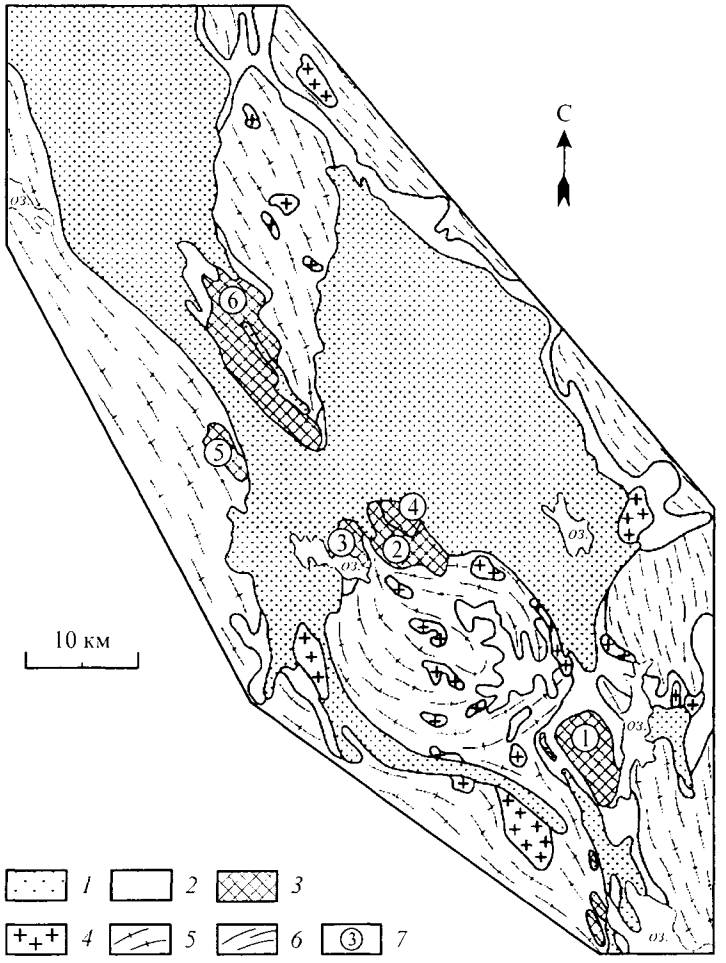


Рис. 4.34. Схематическая геологическая карта Парандовско-Пебозерского зеленокаменного пояса по В. В. Иваникову и др. (1995), с упрощениями.

1 — супракрустальные породы протерозоя (сумий, сариолий, ятулий); *2* — архейские супракрустальные породы; *3* — интрузии тоналитов, гранодиоритов, гранитов; *4* — анатектит-граниты; *5* — гнейсо-граниты Ондозерского ареала; *6* — гнейсо-граниты и амфиболиты Южного Беломорья; *7* — массивы (цифры в кружках): Кочкомский (1), Косьмюсозерский (2), Нигалмский (3), Ватулминский (4), Каменноозерский (5), Шобинский (6).

датированы только кислые вулканиты авнереченской свиты, завершающие разрез. Их возраст, полученный U-Pb методом по циркону, равен 2805 ± 14 млн лет (Левченков и др., 2000). Верхняя часть разреза сложена базальтами и андезитами тунгудско-надвоицкой серии, архейский возраст которой устанавливается благодаря прорыванию пород серии гранит-порфирами, аналогичными по составу гранитам шобинского комплекса с возрастом 2807 ± 1.5 млн лет (U-Pb метод по циркону; Беляцкий и др., 2000).

Супракрустальные породы Парандовско-Пебозерского пояса прорваны интрузиями тунгудского, шобинского, надвоицкого и кочкомского комплексов. Эти комплексы, объединяемые в рамках габбро-диорит-гранодиоритовой серии (Иваников и др., 1995), характерной для Парандовско-Пебозерского пояса, и представляющие их массивы образуют магматический пояс северо-западного простирания протяженностью около 200 км, пространственно связанный с вулканитами тунгудско-надвоицкой серии, причем на уровне современного среза интрузивные породы преобладают над супракрустальными (рис. 4.34). Возраст массива гранит-порфиров Лобаш, относящегося к шобинскому комплексу (2807 ± 1.5 млн лет), практически совпадает с возрастом кислых вулканитов авнереченской свиты. Большинство массивов представляют собой многофазные трещинные интрузии, сформированные на небольших глубинах. Размеры массивов варьируют от нескольких до 140 км^2; они обычно имеют удлиненную форму, вытянуты в северо-западном направлении, являются как круто, так и полого залегающими. По составу породы массивов варьируют от габбро и диоритов до гранодиоритов, гранитов и гранит-порфиров, которые либо образуют отдельные интрузии, либо связаны фациальными переходами, обусловленными дифференциацией. Крутопадающие массивы обычно имеют многофазное строение и сложены преимущественно гранодиоритами и адамеллитами. В этих массивах наблюдается зональность, выраженная постепенным изменением состава от периферии к центру. Они имеют кососекущие, эруптивные контакты. Примером многофазной интрузии служит крупный Шобинский плутон, представленный породами трех фаз внедрения. К ранней фазе относятся кварцевые диориты, присутствующие в виде ксенолитов среди гранодиоритов и гранитов второй фазы — главной фазы внедрения. Третья фаза представлена лейкогранитами и гранит-порфирами Пяяваарского и Лобашского штоков, сопровождаемых дайками кварцевых порфиров и аплитов. Явления дифференциации наблюдаются главным образом в полого залегающих телах, например в Косьмюс-

озерском массиве тунгудского комплекса. Массив представляет собой пластинообразное тело, где снизу вверх залегают следующие породы (Иваников и др., 1995): 1) пироксениты, габбро-пироксениты, горнблендиты; 2) меланократовые биотитовые габброиды и монцогаббро; 3) лейкократовые габбро-диориты, габбро-лабрадориты и диориты; 4) кварцевые диориты.

Таким образом, интрузивные породы в Парандовско-Пебозерском поясе по строению очень сходны с гранитоидными массивами внутри поясов Суоярвско-Нюкозерского блока, но отличаются от них некоторыми принципиальными особенностями состава (см. ниже). С этими комплексами также связаны месторождения и перспективные проявления молибденовых с золотом руд.

Строение гнейсо-гранитных ареалов. Гнейсо-гранитные ареалы вытянуты в субмеридиональном—северо-западном направлении и отделены друг от друга узкими линейными зеленокаменными структурами, в строении которых, как правило, наряду с архейскими участвуют протерозойские образования. Ареалы сложены в основном гранитоидами, среди которых метаморфические породы встречаются в виде редких уплощенных линз, иногда достигающих значительных размеров. Характерным и наиболее хорошо изученным в пределах блока является Ондозерский гнейсо-гранитный ареал, который вытянут в северо-западном направлении почти на 100 км при ширине около 60 км. Он сложен преимущественно гранитоидами с преобладанием нормальных плагиомикроклиновых гранитов, что, вероятно, и обусловливает отрицательные гравитационное и магнитное поля. Локальные максимумы полей связывались с наличием более древних тоналитов. Подобная интерпретация обусловила интерес к Ондозерскому ареалу как к объекту, благоприятному для выявления и изучения древнейших пород. Детальные исследования, проведенные здесь В. В. Щипцовым и Н. И. Скорняковой (Щипцов и др., 1987), позволили этим исследователям на основе структурного анализа построить и обосновать шкалу последовательности эндогенных событий с выделением древних (древнее 3 млрд лет) комплексов диоритов-гранодиоритов, сохранившихся в виде реликтовых участков. Однако древний возраст пород не удалось подтвердить изотопными методами. Возраст по цирконам (U-Pb) для диоритов оказался равным 2780, а для палингенных гранитов — 2720 млн лет (Бибикова и др., 1986). Возраст, не превышающий 2800 млн лет, был получен нами для различных пород ареала методом ТИЭМ по цирконам. Не подтвердили наличие здесь более древней коры и единичные определения изотопного состава Nd. Значения модельного воз-

раста T_{DM}(Nd) гранитов ареала не превышают 2.9 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2000б).

Результаты проведенных нами исследований (Чекулаев, 1996) в основном подтвердили последовательность геологических событий, установленную В. В. Щипцовым и Н. И. Скорняковой, но не подтвердилось наличие здесь двух циклов эндогенных процессов, т. е. геологическая история представляется более короткой. Среди преобладающих гранитоидов метаморфизованные супракрустальные породы, или ортопороды основного состава, присутствуют в крайне ограниченном количестве, что отличает Ондозерско-Выгозерский блок от Суоярвско-Нюкозерского. Соответственно в большинстве обнажений в лучшем случае наблюдается несколько систем гнейсовидности, соотношения между которыми устанавливаются далеко не всегда. Общее упрощенное чередование геологических процессов представляется следующим: 1) образование комплекса супракрустальных пород и близких к ним по возрасту тоналитов; 2) образование ультраметаморфического комплекса пород тоналит-трондьемитового состава и близкой к нему по времени гнейсовидности северо-западного и северо-восточного направления; 3) интенсивная высокотемпературная бластомилонитизация в плоскостях СЗ 290—310° с падением на северо-восток под углами 10—60°, синхронные с ней К-метасоматоз и перекристаллизация, одновременное возникновение открытых складок с шарнирами и параллельной им линейностью, полого погружающимися на северо-восток (10—40°); 4) секущие дайки габбро-диабазов. В целом Ондозерский ареал обнажен не очень хорошо, поэтому характеристика слагающих его пород, и прежде всего супракрустальных, дается на основании детальных исследований на отдельных, достаточно обнаженных участках.

Одним из таких участков является *участок Айда-Вара* (рис. 4.35), расположенный к югу от истока р. Онды. Здесь на площади около 300 × 300 м сохранился фрагмент толщи архейских метавулканитов, сильно метаморфизованных, сложно деформированных и прорванных интрузивными породами разного состава. Метавулканиты представлены пироксенсодержащими амфиболитами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми сланцами, которые мигматизированы плагиогранитоидами с образованием послойных мигматитов и агматитов. Они секутся жилами трондьемитов с темным плагиоклазом, а также телами кварцевых монцонитов и габбро-амфиболитов. Структурный анализ показал (Чекулаев, 1996), что фрагмент вулканитов на данном участке имеет форму полого залегающей пластины мощностью несколько десятков метров. Основанием пластины слу-

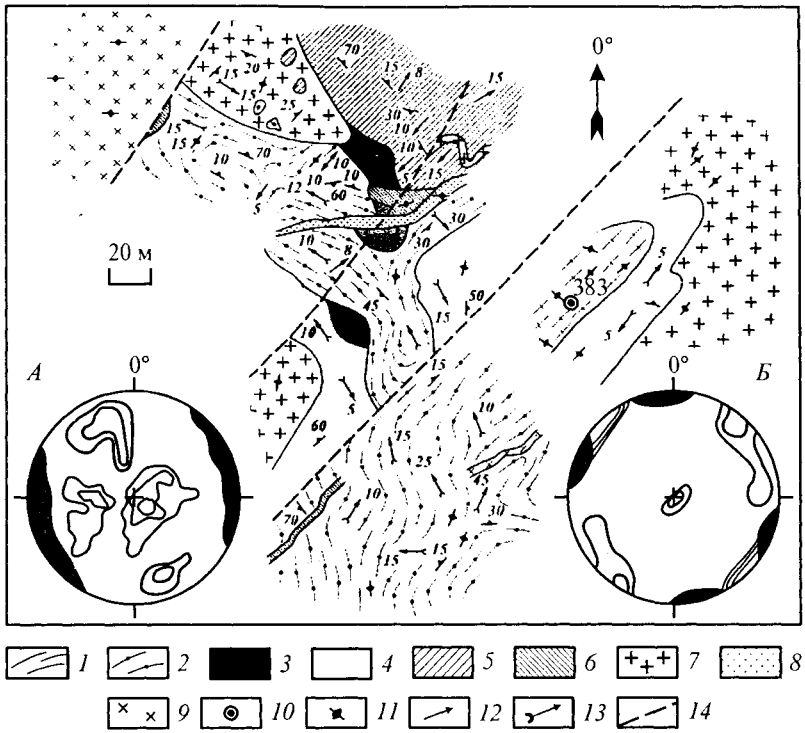


Рис. 4.35. Геологическая карта участка Айда-Вара (Ондозерский ареал).

1 — гнейсо-тоналиты и трондьемиты, *2* — амфиболовые и пироксен-амфиболовые сланцы, *3* — биотитовые гнейсы, *4* — плагиогранит-мигматиты, *5* — габбро-амфиболиты, *6* — гранодиориты, *7* — трондьемиты, *8* — мелкозернистые кварцевые монцониты, *9* — граниты, *10* — место взятия пробы для определения возраста; *11* — гнейсовидность и сланцеватость, *12* — линейность, *13* — шарниры складок, *14* — разломы. Структурные диаграммы (нижняя полусфера): *А* — ориентировка полюсов ранней сланцеватости S_1 (чистое поле, 75 замеров, контуры соответствуют 2—3.5—7 %); шарниров складок F_2 (бледный фон, 34 замера, контуры 4—7 %); полюсов сланцеватости S_2 (густой фон, 36 замеров, контуры 4—7—14.7 — 30 %). *Б* — ориентировка полюсов сланцеватости S_3 и осевых плоскостей F_3 (чистое поле, 65 замеров, контуры 5—8.8—16 %); шарниров складок F_3 и линейности L_3 (бледный фон, 50 замеров, контуры 5—11 %); полюсов сланцеватости S_4 (густой фон, 52 замера, контуры 7—17 %).

жат гнейсо-тоналиты, которые рассматривались как наиболее древние породы участка, однако возраст циркона из тоналитов, полученный U-Pb изохронным методом по циркону, оказался равным 2687 + 106/−31 млн лет (Чекулаев и др., 1994), т. е. близким к возрасту, полученному нами для самых разных пород участка Айда-Вара и за его пределами методом ТИЭМ по цирконам разных фракций, и не превышающим 2.8 млрд лет.

На основе структурного анализа установлена последовательность геологических событий в пределах участка. Наиболее древними являются метавулканиты основного и среднего состава и гнейсо-тоналиты, соотношения между которыми не видно, но скорее всего оно тектоническое. Они подверглись метаморфизму высокотемпературной амфиболитовой фации (Котова и др., 1995). Синхронно с этим метаморфизмом в породах развилась субгоризонтальная сланцеватость S_1, параллельная осевым плоскостям сжатых лежачих складок, изгибающих полосчатость S_0. В гнейсо-тоналитах наиболее ранняя фиксируемая гнейсовидность имеет субмеридиональную ориентировку и крутое падение. Метаморфизованные и деформированные вулканиты секутся телом не менее 80 × 80 м однородных крупнозернистых, иногда массивных габбро-амфиболитов, хотя разрыв во времени между этими породами, возможно, и невелик, так как по составу габбро-амфиболиты совершенно аналогичны метабазальтам (см. ниже) и не исключено, что эти породы могут относиться к единой вулкано-плутонической ассоциации. Габбро-амфиболиты и метавулканиты секутся системой жил трондьемитов с темным плагиоклазом, представляющих жильный материал мигматитов, а в гнейсо-тоналитах образующих полосы, параллельные гнейсовидности. Все структуры сминаются в открытые симметричные складки F_2 с простиранием ОП 300—330°. Они хорошо фиксируются в метавулканитах и имеют здесь пологие ундулирующие шарниры северо-западного и юго-восточного погружения. В гнейсо-тоналитах в это время возникает субмеридиональная гнейсовидность S_2. Следующим проявлением эндогенных процессов является образование более молодых тоналит-трондьемитов и близких к ним по времени маломощных даек лампрофиров, превращенных в биотитовые сланцы в связи с зонами рассланцевания северо-западного направления (35—60°) и сланцеватости S_3. Параллельно этим зонам образуется более поздняя система складок F_4, зон скалывания и перекристаллизации, с образованием пологой линейности L_4 северо-восточного погружения в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Близко во времени с этим метаморфизмом проявляется К-метасоматоз и образуются плагиомикроклиновые граниты, широко развитые в пределах ареала, а также пологие, согласно секущие тела кварцевых монцонитов. Эти структуры широко проявлены в пределах Ондозерского ареала в местах наличия среди гранитоидов линз метаморфических пород. Завершаются геологические события на данном участке образованием субширотных зон более низкотемпературных бластомилонитов, характерных для всего ареала и на-

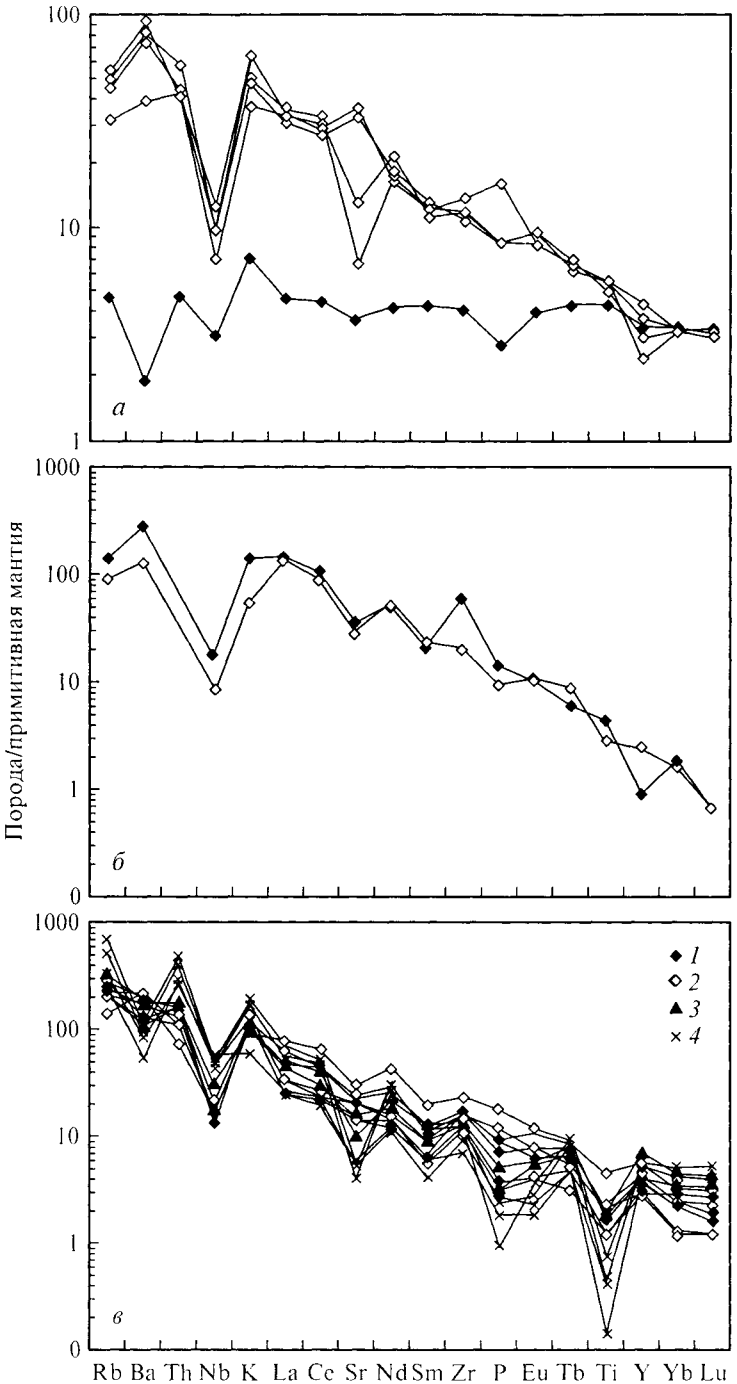
ложенных на молодые, вероятно протерозойские, дайки габбро-диабазов.

Близка по строению к участку Айда-Вара, но значительно более крупная по размерам *Уросозерская зеленокаменная структура*. Она расположена в центральной части домена, вблизи трассы Медвежьегорск—Сегежа. Структура имеет в плане изометричную форму и занимает площадь 10 × 10 км. Практически это обрывок структуры, зажатый между гранитоидами. Породы структуры представлены базальтами, андезито-дацитами, риолитами, терригенными образованиями, а также небольшими бескорневыми телами ультрамафитов и прорваны мелкими интрузиями габбро-диабазов, диоритов и гранитоидов. Все породы структуры интенсивно, сложно деформированы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. По данным Н. Е. Король (2000), метаморфизм амфиболитовой фации пород структуры происходил в два этапа — при давлении 4—5 и 6—6.5 кбар соответственно. Завершали метаморфические события диафторез эпидот-амфиболитовой—зеленосланцевой фации и метасоматоз, наиболее интенсивно проявленный в северо-восточной части структуры. Возраст кислых вулканитов определен ^{207}Pb-^{206}Pb методом по циркону и равен 2700 млн лет, возраст процесса метасоматоза — 2514 млн лет (Левченков и др., 1989).

Состав пород Ондозерско-Выгозерского блока. *Состав и петрология вулканитов.* Вулканогенные породы блока представлены в пределах участка Айда-Вара (табл. 4.14, № 1—3), Уросозерской структуры (№ 4—11) и Парандовско-Пебозерского зеленокаменного пояса (№ 12—19).

Коматииты присутствуют среди образований нижней охтинской свиты Парандовско-Пебозерского зеленокаменного пояса. Они представлены перидотитовыми коматиитами (MgO = = 23.7 %, mg = 0.73) и коматиитовыми базальтами (MgO = = 12.7 %, mg = 0.65). Коматииты относятся к недеплетированному глиноземом типу с отношением $CaO/Al_2O_3 = 0.93$, $Al_2O_3/TiO_2 = 30$. Содержание Ni в коматиитовых базальтах равно 275 г/т, Cr — 1100 г/т. В Уросозерской структуре ультраомафиты линзовидных тел представлены серпентинитами и серпентин-тремолит-жлоритовыми сланцами. Судя по высоким содержаниям MgO (30—36 %) и mg (0.84—0.86), они являются кумулятивными образованиями.

Метабазальты представляют собой амфиболиты, часто без реликтов первичных текстур. По химизму (табл. 4.14, № 1, 2, 5—7, 14, 18) все они являются толеитовыми базальтами. По отношению глинозема к сумме щелочей базальты разделяются на три группы: высокоглиноземистые, нормальные и субще-


Порода/примитивная мантия
100
10
1
а
1000
100
10
1
0
б
1000
100
10
1
0
в
1
2
3
4
Rb Ba Th Nb K La Ce Sr Nd Sm Zr P Eu Tb Ti Y Yb Lu

лочные толеиты. Базальты первой группы обнаружены в Уросозерской структуре (№ 5). Кроме высокого глинозема для них характерна высокая магнезиальность (mg = 0.64), по соотношению $MgO—TiO_2$ они лежат на границе вулканитов коматиитовой и марионит-бонинитовой серий. Для них характерны: низкие содержания TiO_2 и Zr, отношение Ti/Zr ~ 95—100 несколько ниже мантийного, высокие содержания Cr (590 г/т). Базальты второй группы присутствуют на участке Айда-Вара и в Уросозерской структуре (№ 1, 6). Для них характерна mg = 0.58—0.54; по соотношению $MgO—TiO_2$ они лежат в поле коматиитовой серии, Ti/Zr = 100—110, близко к мантийному, содержание Cr — 250—370 г/т. Базальты второй группы характеризуются плоским распределением РЗЭ (рис. 4.36) при слабом обеднении тяжелыми РЗЭ (La/Sm = 1.1, Tb/Yb = 1.3) и наличием отрицательной ниобиевой аномалии $(Nb/La)_N = 0.68$, что характерно для контаминированных и островодужных образований. Базальты третьей группы присутствуют во всех трех структурах, в Парандовско-Пебозерском поясе субщелочные базальты присутствуют как в нижней охтинской, так и в верхней тунгудской серии. Эти базальты отличаются низкой магнезиальностью (mg = 0.49—0.41), по соотношению $MgO—TiO_2$ они лежат в поле толеитовой серии, характеризуются высокими содержаниями Sr, TiO_2 и Zr; Ti/Zr-отношение в базальтах третьей группы варьирует от 60 до 100. Наиболее высокие концентрации Sr (600 г/т), Ba (500 г/т) и наиболее низкое Ti/Zr-отношение (56) — в субщелочных базальтах тунгудской серии (табл. 4.14, № 18).

Средние и кислые вулканиты структур Ондозерско-Выгозерского блока по отношению SiO_2 к сумме шелочей разделяются на две серии: нормальную низко-, среднекалиевую (№ 8, 9, 15, 16, 17,19) и субщелочную высококалиевую (№ 3, 10, 11). Вулканиты обеих серий представляют широкий спектр составов — от андезито-базальтов до риодцаитов и риолитов. Существенные различия отношений K_2O/Na_2O в вулканитах двух серий (0.15—0.26 и 0.53—1.06) свидетельствуют о различиях в условиях их образования. Среди андезитов натрового ряда выделяются вы-

Рис. 4.36. Спайдер-диаграмма для пород Ондозерско-Выгозерского блока.

а — вулканиты Уросозерской структуры (*1*) и тунгудской серии Парандовско-Пебозерского пояса (*2*); *б* — кварцевые монцониты (*1*) и тоналиты (*2*) участка Айда-Вара; *в* — интрузивные гранитоиды массивов Кочкомского (*1*), Тунгудского (*2*), Шобинского (*3*), Лобашского (*4*). Для пород тунгудской серии использованы данные В. А. Матреничева, для интрузивных гранитоидов — В. А. Богачева.

соко- и низкомагнезиальные вулканиты. Для пород натрового ряда возможно образование в условиях океанических островных дуг, для калиевых — более вероятно образование в условиях окраинно-плитных вулканических дуг. При этом, судя по трендам изменения концентраций Y, фракционирование расплавов кислых пород натриевого ряда происходило в более глубинных условиях с участием граната.

Таким образом, мы можем предположить, что разрезы зеленокаменных поясов (или структур) блока представляют собой сочетание островодужных образований различной степени зрелости и в меньшей степени океанических вулканитов.

Состав плутонических пород. *Плутонические породы ареалов.* Наиболее изученным является Ондозерский ареал (Щипцов и др., 1987; Чекулаев, 1996), сложенный преимущественно гранитоидами двух серий. Одна из них представлена породами тоналит-трондьемитовой ассоциации, образующими участки разного размера и неопределенной формы среди плагиомикроклиновых гранитов, представляющих другую серию. Породы ТТ-ассоциации, среди которых преобладают трондьемиты, характеризуются теми же признаками состава, что и большинство архейских тоналит-трондьемитов Балтийского щита. Они существенно обеднены почти всеми LIL- и HFS-элементами (табл. 4.15, № 1, 2; рис. 4.36, *б*). В то же время их отличает от большинства подобных пород повышенная железистость (mg < < 0.40) и повышенное содержание Sr. Такой состав — преобладание трондьемитов и их высокая железистость — делает этот блок сходным с районом Южного Беломорья, описанным выше, и предполагает для этих пород такое же происхождение, связанное с плавлением субдуцирующих океанических базальтов. Граниты Ондозерского ареала по содержанию большинства редких элементов (табл. 4.15, № 3) сходны с трондьемитами, но отличаются более высокими содержаниями K_2O, Rb, Ba, что может быть результатом K-метасоматоза последних.

Аналогичные по составу железистые трондьемиты секут в виде жил метавулканиты на участке Айда-Вара. Кроме того, их секут небольшие тела, представленные породами, не характерными для зеленокаменных структур. Во-первых, это габбро-амфиболиты (табл. 4.15, № 4), аналогичные по составу метатолеитам, а во-вторых — железистые кварцевые сиениты, характеризующиеся (табл. 4.15, № 5; рис. 4.36, *б*), как и все гранитоиды ареала, высоким содержанием Sr, а также очень высокими содержаниями Ba (до 2000 г/т) и особенно Zr (в среднем более 600 г/т), что в пределах Карелии отмечалось лишь для некоторых поздне-, постскладчатых гранитов А-типа.

Интрузии, связанные с зеленокаменным поясом. Одной из отличительных особенностей Ондозерско-Выгозерского блока является большое количество интрузий, в том числе достаточно крупных, связанных с развитием Парандовско-Пебозерского зеленокаменного пояса. Интрузии объединены в четыре магматических комплекса (Иваников и др., 1995): надвоицкий, кочкомский, тунгудский и шобинский. По составу они относятся к одной габбро-диорит-гранодиорит-гранитной серии. Состав интрузий, несмотря на часто недостаточную обнаженность, изучен хорошо благодаря установленной связи с ними медно-полиметаллического и молибденового с золотом оруденения, включая крупнейшее в Карелии Лобашское месторождение. В пределах серии состав пород варьирует от диоритов—кварцевых диоритов до лейкогранитов. Содержания главных элементов в гранитоидах определяют их принадлежность к известково-щелочной калиево-натриевой плутонической серии (№ 7—17). Породы обладают умеренными щелочностью, глиноземистостью и железистостью. На петрохимических диаграммах фигуративные точки составов располагаются вблизи трендов известково-щелочных плутонических ассоциаций типа кордильерских батолитов (Иваников и др., 1995).

Содержания редких элементов в гранитоидах (Rb, Sr, Ba, Nb, Y, Ga и РЗЭ) близки к таковым орогенических гранитов I-типа. На дискриминационной диаграмме Дж. Пирса и др. (1984) точки тоналитов, гранодиоритов и гранитов располагаются в поле островодужных гранитов. Лишь составы лейкократовых гранитов и гранит-порфиров Лобашской интрузии и относящихся к ней даек попадают в поля синколлизионных, или анорогенных (А-тип), гранитов благодаря повышенным содержаниям Rb, Y и Nb (рис. 4.36, *в*). Однако по своим петрохимическим характеристикам лобашские граниты относятся к той же единой серии пород. По соотношениям Na_2O, K_2O, CaO и Al_2O_3, FeO и MgO, сумме Ce + Zr + Nb + Y граниты Лобашской интрузии несомненно являются лейкократовыми производными орогенных гранитов I-типа и в этом отношении сходны с гранитами комплекса Гейне-оя района оз. Остер (северо-западный край Водлозерского домена). Отличительной геохимической особенностью интрузивных пород габбро-диорит-гранодиоритовой серии является ее специализация в отношении Mo, U, W, Bi, Ag, Au. Надкларковые концентрации этих элементов проявлены уже в гранодиоритах и постепенно возрастают при переходе к гранитам и лейкогранитам.

Таким образом, геологические, геохимические и геохронологические данные для плутонических и супракрустальных

Таблица 4.15

Средние составы плутонических пород Ондозерско-Выгозерского блока

Компоненты	Ондозерский ареал			Участок Айда-Вара		
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	66.25	69.73	70.85	49.36	64.52	54.64
TiO_2	0.42	0.32	0.23	1.08	0.98	0.91
Al_2O_3	17.62	16.12	14.86	15.2	16.56	18.73
FeO	2.7	2.57	2.18	11.5	3.93	7.75
MnO	0.04	0.04	0.03	0.18	0.05	0.12
MgO	1.02	0.62	0.63	6.99	1.13	2.42
CaO	3.58	3.24	2.01	10.4	2.54	4.74
Na_2O	4.62	4.99	3.75	3.15	4.37	5.3
K_2O	1.49	1.4	4.2	0.82	4.01	2.67
P_2O_5	—	—	—	0.07	—	1.04
П.п.п.	—	—	—	1.16	—	1.34
mg	—	—	0.34	0.52	0.34	0.36
Rb	56	46	103	7	85	108
Sr	632	545	461	119	681	1005
Y	12	9	10	23	10	36
Zr	156	157	113	61	620	338
Nb	6	5	3	—	15	12
Pb	18	15	23	—	22	—
Th	8	< 5	11	—	15	—
Ba	645	616	1618	—	1917	1051
Cr	—	—	—	275	—	—

Ni	—	—	—	96	—	—
Co	—	—	—	42	—	—
V	—	—	—	285	—	—
n_1	12	24	25	3	4	6
n_2	12	24	25	3	4	6

Таблица 4.15 (*продолжение*)

Компоненты	Интрузии Парандовско-Пебозерского зеленокаменного пояса										
	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	68.26	72.46	54.57	63.02	70.59	66.43	67.02	72.28	75.62	74.49	70.59
TiO_2	0.49	0.22	1.06	0.72	0.34	0.48	0.38	0.23	0.07	0.09	0.34
Al_2O_3	15.33	15.03	17.73	16.17	15.03	16.32	15.64	14.14	13.42	13.27	13.89
FeO	3.23	1.78	8.53	5.66	2.6	3.64	3.93	2.3	1.41	1.43	1
MnO	0.05	0.02	—	—	0.04	0.07	—	0.06	0.02	—	0.02
MgO	0.98	0.27	3.79	2.71	0.82	1.46	1.3	0.88	0.31	0.47	0.14
CaO	2.3	1.3	6.61	4.84	1.56	3.61	2.75	1.49	1.1	0.9	1.09
Na_2O	3.99	4.1	3.43	3.61	4.5	4.72	3.6	3.3	4.77	4.65	5.46
K_2O	3.55	3.84	1.78	1.69	3.4	2	3.47	4.26	1.63	3.45	0.98
P_2O_5	0.22	0.05	0.35	0.23	0.15	0.18	0.1	0.03	0.03	0.05	0.03
П.п.п.	1.49	0.86	1.19	1.43	0.97	0.88	1.62	1.38	1.35	1.13	0.93
mg	0.35	0.21	0.44	0.46	0.36	0.42	0.37	0.41	0.28	0.37	0.2
Rb	120	189	80	59	130	70	158	185	149	230	83
Sr	404	216	611	488	388	565	310	180	156	128	99

Таблица 4.15 (*продолжение*)

Компоненты	Интрузии Парандовско-Пебозерского зеленокаменного пояса										
	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Y	17	10	24	19	17	15	18	13	22	20	17
Zr	188	103	217	182	180	161	140	110	102	119	84
Nb	13	9	11	10	13	9	11	7	36	37	11
Pb	20	14	12	11	16	23	—	13	16	—	
Th	14	7	9	9	16	9	15	29	19	24	21
Ba	1040	540	939	899	1190	850	1220	1140	595	490	270
Cr	31	37	61	43	52	—	—	17	15	—	9
Ni	17	21	31	35	21	18	—	14	13	—	29
Co	6	3	28	20	7	—	—	8	3	—	11
V	63	39	158	120	75	268	—	70	15	—	16
n_1	11	12	5	3	9	6	10	7	7	17	8
n_2	11	12	5	3	9	6	10	7	7	17	8

Примечание. 1—3 — плутонические породы Ондозерского ареала: 1 — тоналиты, 2 — трондьемиты, 3 — граниты; интрузивные породы участка Айда-Вара: 4 — габбро-амфиболиты, 5 — кварцевые сиениты, 6 — лампрофиры; 7—10 — интрузивные породы тунгудского комплекса: 7 — гранодиориты Нигалмского массива, 8 — граниты Ватулминского массива, 9 — диориты и 10 — кварцевые диориты Косьмюозерского массива; 11 — граниты Кочкомского массива; 12—17 — гранитоиды шобинского комплекса: 12 — гранодиориты Каменноозерского массива, 13 — гранодиориты и 14 — граниты Шобинского массива, 15 — лейкограниты и 16 — гранит-порфиры Лобашской интрузии; 17 — плагиопорфиры даек, связанных с Лобашской интрузией. При расчете средних составов интрузий Парандовско-Пебозерского пояса использованы данные В. В. Иваникова и др. (1995).

пород Ондозерско-Выгозерского блока позволяют прийти к следующим основным выводам. Состав и сочетание пород обеспечиваются их образованием в условиях субдукции океанической коры при отсутствии в изученных районах древней сиалической коры, что подтверждается имеющимися Sm-Nd изотопными данными. Все измеренные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ положительные (рис. 4.31), а значения T_{DM}(Nd) не более 2.85 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2000; Левченков и др., 2000), т. е. незначительно превышают возраст пород. Это отличает данный блок от древних Водлозерского и Западно-Карельского доменов и делает его сходным с Суоярвско-Нюкозерским блоком. От последнего он отличается, с одной стороны, высокожелезистым составом среднекислых магматических пород, т. е. отсутствием пород — продуктов прямого плавления мантийного источника, с другой — несколько более древним возрастом пород. Это означает, что кора данного блока сформировалась несколько раньше.

Северо-Карельский блок

Северо-Карельский блок (рис. 4.37) включает северную часть Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области (Пяозерское поднятие — по Ю. Й. Сыстре, 1991), которая раньше интерпретировалась как зона сочленения Беломорского пояса и Карельского кратона (Геология и магматизм..., 1974), а также часть Беломорского подвижного пояса. Северная граница блока проходит на широте северного края Мошинской зеленокаменной структуры. Восточная граница имеет генеральное северо-западное простирание и совпадает с западной границей Чупинского парагнейсового пояса (покрова — по Ю. В. Миллеру и Р. И. Милькевич, 1995), сложенного одноименными гнейсами. В районе д. Поньгомы она упирается в берег Белого моря. Южное ограничение блока весьма условно, в западной части оно совпадает с границей области развития плутонических пород таваярвинского комплекса, а в восточной — с северо-западным замыканием Гайкольской и Шобозерской протерозойских структур. Данный блок довольно четко выделяется в геофизических полях, в частности магнитном. Он характеризуется системой крупных аномалий с повышенным магнитным полем округлой или овальной формы, отделенных друг от друга узкими зонами пониженного магнитного поля. Необходимо отметить, что магнитные поля такого типа характерны лишь для этой части Карелии. Северо-Карельский блок сложен преимущественно позднеархейскими плутоническими порода-

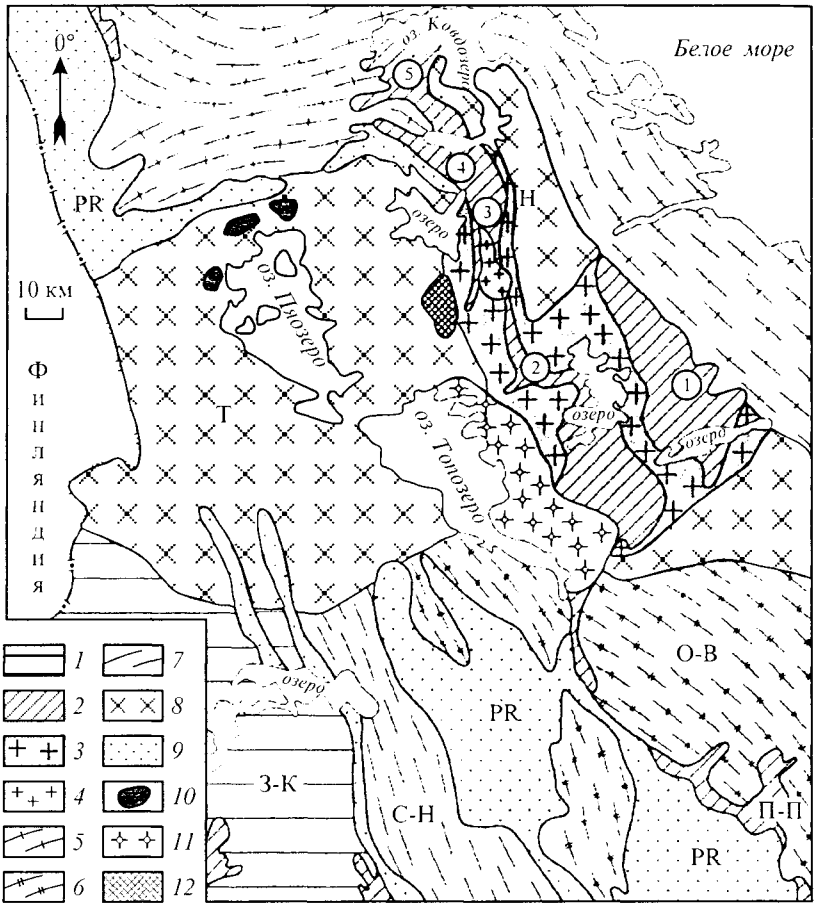


Рис. 4.37. Схема геологического строения Северо-Карельского блока на основе материалов В. Н. Кожевникова (2000), А. И. Слабунова (1993, 1994), Е. В. Бибиковой и др. (1997, 1999), В. А. Коншина (1994), С. Б. Лобач-Жученко и др. (1995).

1 — породы Западно-Карельского домена (З-К); *2* — супракрустальные породы архейских зеленокаменных поясов; *3* — гранитоиды, приуроченные к структурам Тикшеозерского пояса; *4* — гранат-мусковитовые граниты; *5* — гнейсы, амфиболиты, гнейсо-граниты БПП; *6* — гнейсо-гранитные ареалы Ондозерско-Выгозерского блока (О-В); *7* — ареалы Суоярвско-Нюкозерского блока (С-Н); *8* — плутонические породы таваярвинского (Т) и нотозерского (Н) комплексов; *9* — супракрустальные породы протерозоя (PR); *10* — расслоенные интрузии; *11* — протерозойские чарнокиты; *12* — Елетьозерский массив. Структуры (цифры в кружках): 1 — Керетская, 2 — Хизоваарская, 3 — Винчевская, 4 — Ириногорская, 5 — Мошинская.

ми различного состава, изученными в районах озер Нотозеро и Пяозеро. В его состав входит Северо-Карельская система зеленокаменных поясов (Слабунов, 1994). Последняя имеет общее субмеридиональное простирание и включает Тикшозерский и Керетский зеленокаменные пояса, в каждом из которых выделяется ряд структур. На основании детального комплексного изучения ряда зеленокаменных структур Тикшозерского пояса — Хизоваарской, Винчевской, Ириногорской и Мошинской — В. Н. Кожевников (2000) скоррелировал их коллажированные разрезы и пришел к выводу о том, что они представляют собой различные по морфологии фрагменты единого зеленокаменного пояса, отражающие разные стадии его структурно-геологической эволюции. По мнению А. И. Слабунова (1990, 1993), детально исследовавшего Керетскую гранит-зеленокаменную систему, Хизоваарская структура является крайней северо-западной частью Керетского зеленокаменного пояса, включающего также Майозерскую, Поньгомозерскую и другие структуры.

Строение и состав супракрустальных пород Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов. Керетский зеленокаменный пояс и сопряженные с ним гранитоиды образуют гранит-зеленокаменную систему, которая прослеживается с северо-запада на юго-восток более чем на 200 км, при ширине до 60 км и которая на геологических картах относилась к Беломорскому поясу. На большинстве существующих геологических карт метаморфизованные вулканогенные и плутонические образования пояса включены в состав беломорского метаморфического комплекса. По особенностям строения в составе Керетского пояса выделяются линейная и гнейсово-купольная зоны (Слабунов, 1993). На существование в районе оз. Кереть купольных структур обратил внимание Н. В. Горлов (1967), который выделял переходную зону между карельскими зеленокаменными структурами и беломорскими гнейсами, маркировал ее от оз. Нотозеро на юг. Главными элементами строения линейной зоны являются крупные изоклинальные складки, опрокинутые на восток, осевые поверхности которых ориентированы на СЗ 320—330°. Предполагается (Слабунов, 1993), что деформации раннего этапа (D_1) включали два эпизода: в ходе раннего из них (D_1) сформировались линейные складки F_1, которые позднее (D_2) были запрокинуты на восток, а, кроме того, их осевые поверхности были S-образно изогнуты. В гнейсово-купольной зоне на раннем этапе деформации (D_1), как и в линейной зоне, сформировались складки с северо-западной ориентировкой осевых поверхностей. Эти складки также опрокинуты на северо-восток.

В плане они имеют брахиформный вид, и размеры складок здесь меньше, чем в линейной зоне.

Наиболее хорошо в пределах Керетского зеленокаменного пояса изучена Хизоваарская структура, которая имеет изометричную форму и в целом представляет сложнопостроенную синклиналь с осевой поверхностью, падающей на юг. Сложноскладчатое строение Хизоваарской структуры было выявлено в результате структурных исследований, проведенных Н. И. Скорняковой и Ю. Й. Сыстрой (Скорнякова, 1979; Сыстра, Скорнякова, 1986). Детальное комплексное ее изучение было выполнено В. Н. Кожевниковым (1992, 2000). Структура имеет асимметричное строение, которое выражается различиями в разрезах северного и южного крыльев. Сложное строение Хизоваарской структуры обусловлено последовательным наложением складчатости нескольких этапов с разноориентированными ОП. Главной особенностью этой и всех других структур Северо-Карельской системы поясов является существенная роль опрокинутых и надвиговых структур, что приводит к пространственному совмещению разновозрастных членов разреза. Они сочетаются с характерным для этого пояса метаморфизмом умеренного или даже повышенного давления. Эти структурно-метаморфические особенности являются отражением эндогенных событий, связанных с развитием Беломорского подвижного пояса.

В формировании Хизоваарской структуры выделяются три этапа деформаций, отвечающие трем возрастным интервалам с маркированными геологическими границами (Кожевников, 2000). Первый этап D_1 охватывает деформации комплекса пород, сформированного в ходе раннего вулканизма. Деформации этого этапа могут быть установлены лишь при анализе крупных структурных форм, фрагменты которых проявлены локально. Выделение деформаций этапа D_2, предшествующих формированию верхних основных вулканитов, связано с наличием стратиграфического и структурного несогласия. К наиболее крупным складкам этого этапа можно отнести субширотную синформную складку в центральной части Хизоваарской структуры. Спорадически отмечаются более мелкие структурные формы этого этапа. Деформации третьего этапа определяют основные черты структуры. Наиболее ранними деформациями являются сжатые север—северо-западные складки с размахом крыльев до нескольких километров и исходным пологим залеганием шарниров. Вторая генерация представлена крупными открытыми складками с размахом крыльев до нескольких километров и шарнирами, погружающимися на запад—юго-запад. Именно эти складки формируют собственно Хизоваарскую синформу. С этим же

этапом деформации связаны образование разномасштабных складок с северо-восточными ОП, а также формирование восток—северо-восточных узких зон сжатых складок.

Супракрустальные образования Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов представлены метавулканитами, состав которых варьирует от ультраосновных до кислых (с преобладанием среднекислых вулканитов известково-щелочной серии), и метаосадками. Они подразделяются (снизу вверх) на керетьозерскую и хизоваарскую серии. Нижняя часть разреза керетьозерской серии представлена амфиболитами с ассоциирующими с ними телами метаультрабазитов, которые интерпретируются соответственно как метабазальты и метакоматииты. Выше по разрезу залегает толща амфибол-биотитовых и биотитовых сланцев, в которых часто наблюдаются реликты агломератовой текстуры и которые интерпретируются как метатуфы среднекислого состава. Наблюдаемые закономерные вариации текстурных особенностей позволили реконструировать здесь вулканическую постройку с центром в районе оз. Северное Хаттомозеро. Возраст цирконов (U-Pb) из метатуфа андезитового состава толщи равен 2877 ± 45 млн лет (Бибикова и др., 1999), а из андезита некковой фации — 2829 ± 30 млн лет (Бибикова и др., 1995). Верхняя часть разреза представлена толщей, несогласно залегающей на нижележащих образованиях и завершающей разрез керетьозерской серии в центральной части пояса. Эта часть разреза сложена амфиболитами с прослоями парагнейсов (среди которых отмечены редкие маломощные прослои железистых кварцитов), причем роль последних существенно возрастает в восточной части пояса, и именно парагнейсы завершают разрез. Наличие в амфиболитах реликтов шаровых текстур позволило интерпретировать их как метабазальты. Мощность супракрустальных образований серии варьирует от 700 до 1200 м.

Породы хизоваарской серии слагают одноименную структуру. В ее составе выделяются четыре толщи (Кожевников, 2000). В основании залегает мафическая толща мощностью от 500 до 1700 м, сложенная амфиболитами и метаультрабазитами, которые интерпретируются как островодужные толеиты, высокотитанистые ферробазальты. Именно здесь среди высокомагнезиальных метабазальтов установлены породы бонинитовой серии (Щипанский и др., 1999). Предполагается формирование пород в глубоководных условиях. Выше залегает толща миндалекаменных лав андезитового состава, которые в верхней части разреза содержат пачку кварцевых аренитов (Кожевников, 1992, 2000). Возраст цирконов из андезитов, определенный U-Pb методом на ионном микрозонде и равный 2780 ± 10 млн лет (Сам-

сонов и др., 2000), показывает, что средние вулканиты хизоваарской серии формировались на 80—100 млн лет позднее, чем вулканогенные породы керетьозерской серии. Мощность толщи меняется от 100 до 700 м, а мощность пачки кварцевых аренитов достигает 40 м. Вверх по предполагаемому разрезу выделяется толща, сложенная андезитами, дацитами и риодацитами лавовой, туфогенной и субвулканической фаций с отдельными горизонтами углеродсодержащих, хемогенных и грубообломочных осадков. Наличие последних, а также вулканитов с агломератовыми текстурами указывает на мелководные условия формирования толщи, общая мощность которой достигает 500 м. Возраст цирконов из дацита этой толщи (U-Pb метод) равен 2780 ± ± 10 млн лет (Самсонов и др., 2000). Верхнюю часть разреза представляет толща метабазальтов с шаровой текстурой, содержащих пластовые тела ультраосновного состава. Их мощность достигает 300 м. Метабазальты секутся субвулканическими дайками кварцевых порфиров с возрастом 2705 ± 6 млн лет (U-Pb метод по циркону) — самыми молодыми образованиями в зеленокаменном поясе.

В результате недавно проведенных исследований (Schipansky et al., 2000) в пределах Ириногорской зеленокаменной структуры Тикшеозерского пояса, расположенной к северу от Хизоваарской, обнаружены породы бонинитовой серии, аналогичные выявленным и исследованным ранее в Хизоваарской структуре, но в отличие от последней здесь сохранились признаки офиолитовой ассоциации, включающей фрагменты габбрового и лавого комплексов, а также комплекса параллельных даек. Авторам представляется, что офиолиты слагают пластину, надвинутую на аккретированный комплекс зрелой островной дуги. Верхняя возрастная граница островодужной серии определяется возрастом субвулканического тела метадацитов, прорывающих метаандезиты, равным 2756 ± 22 млн лет.

Нижняя часть разреза хизоваарской и керетьозерской серий контактирует с гетерогенным гранитоидным комплексом, слагающим купольные структуры. Наиболее древними компонентами комплекса, по геологическим и геохронологическим данным, являются тоналиты и кварцевые диориты. Время их формирования в районе оз. Кереть 2803 ± 13 млн лет назад, а модельный возраст T_{DM}(Nd) равен 2960 млн лет (Бибикова и др., 1999) — наиболее древний для пород района. Такой же возраст (2803 ± 35 млн лет) получен для субвулканических даек риодацитов, относимых к поздней стадии вулканизма хизоваарской серии (Кожевников, 1992). Несколько более древний возраст (2826 ± 18 млн лет) получен U-Pb методом по циркону

для диоритов-гранодиоритов северного обрамления Хизоваарской структуры. Завершающая фаза гранитоидного плутонизма — формирование двуполевошпатовых гранитов — датируется временем 2720 млн лет назад (Бибикова и др., 1995, 1999).

Вулканиты керетьозерской серии (табл. 4.16, № 17—21; рис. 4.38, *а*) принадлежат дифференцированной базальт-андезит-риолитовой ассоциации. Фигуративные точки составов этих вулканитов располагаются в полях от ультрабазитов до риолитов главным образом нормального ряда, однако часть андезибазальтов и андезитов имеет повышенную щелочность. Базальты относятся к толеитовой серии, тогда как среднекислые вулканиты — к известково-щелочной. В то же время метабазальты по особенностям состава не являются типичными островодужными (они существенно обогащены Cr, Ni, Ti), но при этом они отличаются и от базальтов срединно-океанических хребтов (обогащены относительно последних Rb, K, Ba и обеднены Zr, Y, Ti). Анализ вариаций состава базальтов с помощью бинарных диаграмм позволяет предположить их образование при кристаллизационной дифференциации умеренно-магнезиального расплава главным образом в малоглубинной (не более 24 км) магматической камере (Слабунов, 1993). Содержание РЗЭ в этих породах в 7—15 раз выше, чем в хондрите, распределение РЗЭ пологое (La_N/Yb_N = 0.55—1.48), часто с отчетливой отрицательной Eu-аномалией (рис. 4.38), что подтверждает малоглубинное положение магматического очага. На дискриминационной диаграмме Ti/Cr—Ni бóльшая часть фигуративных точек составов базальтов находится в поле островодужных толеитовых базальтов.

Метакоматииты нижней части разреза относятся главным образом к группе Al-недеплетированных составов (Al_2O_3/TiO_2 > > 20, Zr/Y < 2/5), тогда как метаультрабазиты верхней части принадлежат группе Al-деплетированных пород. Спектр распределения РЗЭ в коматиитах дифференцирован за счет обогащения легкими РЗЭ. Все это указывает на то, что существовали разнообразные по глубинности (как выше, так и ниже уровня устойчивости граната) условия преобразования коматиитовых расплавов.

Средние и кислые вулканиты по химическому составу являются типичными для архея породами этого типа. На дискриминационных диаграммах, например на диаграммах Rb—Y + + Nb и Rb—Y (Pearce et al., 1984), фигуративные точки составов этих вулканитов находятся в поле островодужных пород. Они имеют дифференцированный спектр распределения РЗЭ: породы обогащены легкими РЗЭ в 12—120 раз больше по сравнению с хондритом и тяжелыми РЗЭ — в 3—9 раз. Слабо выражена

Таблица 4.16

Средние содержания главных (в %) и редких (в г/т) элементов в вулканитах хизоваарской (1—16) и керетьозерской (17—21) серий Тикшеозерского зеленокаменного пояса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	44.85	48.06	47.87	48.80	50.27	50.67	50.80	52.18	57.03	58.92
TiO_2	0.10	0.34	0.47	0.59	0.51	1.18	2.10	1.00	1.06	0.88
Al_2O_3	2.68	6.54	11.67	11.39	13.26	14.32	14.34	15.11	16.08	14.83
FeO	11.38	10.27	12.57	10.66	12.78	13.45	15.97	12.12	9.67	9.31
MnO	0.17	0.21	0.24	0.22	0.26	0.23	0.25	0.23	0.19	0.15
MgO	38.94	26.44	14.54	15.63	10.14	6.92	5.94	6.77	4.46	3.95
CaO	1.83	7.62	11.19	8.76	11.48	10.60	8.75	10.32	7.82	5.84
Na_2O	0.04	0.32	1.10	1.33	1.02	2.20	1.39	1.96	3.41	5.68
K_2O	0.01	0.02	0.30	0.20	0.22	0.29	0.22	0.11	0.10	0.26
P_2O_5	Н. о.	0.01	0.05	0.12	0.07	0.13	0.25	0.20	0.17	0.18
mg	0.86	0.82	0.67	0.72	0.59	0.48	0.40	0.50	0.45	0.43
Rb	< 5	3	7	10	9	10	10	< 5	< 5	8
Sr	12	39	82	147	118	187	276	95	108	270
Y	< 5	8	9	13	12	24	26	22	20	18
Zr	15	22	25	58	27	76	122	54	59	127
Nb	< 1	—	—	< 1	Н. о.	3	5	2	2	5
Th	—	—	—	0.83	»	0.42	3.04	0.28	0.33	5
Cr	2322	3226	1651	1539	671	256	57	313	388	122

Ni	1910	1058	293	309	127	75	46	97	130	42
Co	110	88	78	65	54	57	56	55	72	39
V	71	197	273	218	354	301	408	326	333	180
n	7	7	6	18	8	12	10	23	8	27

Таблица 4.16 (*продолжение*)

Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	59.52	61.21	66.95	75.17	74.33	73.09	46.84	49.19	47.15	49.98	61.65
TiO_2	0.77	0.62	0.61	0.40	0.28	0.38	0.44	0.93	0.46	1.01	0.60
Al_2O_3	17.35	16.65	16.22	14.44	13.94	15.02	7.96	14.71	8.83	14.79	16.49
FeO	7.24	7.38	3.92	1.24	2.12	2.90	11.96	11.60	12.22	11.24	5.94
MnO	0.13	0.10	0.07	0.03	0.04	0.03	0.24	0.23	0.23	0.21	0.1
MgO	2.76	2.88	2.33	0.60	1.18	0.91	24.04	7.10	24.24	6.56	3.21
CaO	6.64	5.24	4.44	3.18	2.38	2.30	7.51	11.60	5.6	11.58	6.06
Na_2O	3.40	3.83	4.16	4.24	4.59	4.87	0.54	1.93	0.85	2.04	3.08
K_2O	1.97	2.09	1.14	0.59	0.94	0.49	0.07	0.25	0.19	0.47	1.27
P_2O_5	0.21	Н. о.	0.16	0.11	0.20	Н. о.	0.06	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.31
mg	0.41	0.41	0.51	0.46	0.50	0.36	0.78	0.52	0.78	0.51	0.49
Rb	82	79	45	15	40	25	4	6	7	9	36
Sr	562	597	455	377	237	93	84	197	65	117	840
Y	21	26	11	11	7	6	7	23	10	23	17
Zr	160	143	127	144	120	140	25	51	44	56	124

Таблица 4.16 (*продолжение*)

Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Nb	8	6	3	9	4	2	—	—	—	—	—
Th	Н. о.	7	7	5	3.6	2.6	—	—	—	—	—
Cr	100	198	132	155	102	138	2423	270	2410	272	186
Ni	28	20	19	11	9	10	896	110	596	88	30
Co	28	24	5	11	2	4	105	49	108	50	26
V	160	160	98	80	78	5	183	320	162	183	148
n	4	6	5	8	4	2	23	39	8	28	40

Примечание. 1—3 — коматииты нижней толщи: 1 — кумулаты, 2 — перидотитовые, 3 — пироксенитовые; 4 — пироксенитовые коматииты верхней толщи; 5—7 — базальты нижней толщи: 5 — коматиитовые, 6 — толеитовые, 7 — ферробазальты; 8, 9 — верхняя толща: 8 — базальты, 9 — андезито-базальты; 10—14 — средние и кислые вулканиты нижней толщи: 10 — андезиты натрового ряда, 11 — андезиты килинатрового ряда, 12 — андезиты силлов, 13 — дациты, 14 — риолиты; 15—16 — дайки гранитов: 15 — секущие вулканиты нижней толщи, 16 — то же верхней толщи; 17, 18 — нижняя свита: 17 — коматииты, 18 — базальты; 19, 20 — верхняя свита: 19 — коматииты, 20 — базальты; 21 — кислые вулканиты. *n* — число анализов. Средние составы для хизоваарской серии рассчитаны по данным В. Н. Кожевникова (1992, 2000), для керетьозерской серии — А. И. Слабунова (1993).

отрицательная Eu-аномалия. Эти особенности, а также анализ бинарных диаграмм указывают на то, что образование средних и кислых вулканитов могло происходить в результате кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов при участии амфибола, пироксенов, магнетита и плагиоклаза, т. е. при умеренном содержании в расплаве воды и давлении в магматической камере более 3 кбар. Такие условия формирования, предполагаемые для современных островодужных андезитов (Кадик и др., 1982), а также широкий спектр состава вулканитов и существенная роль в них известково-щелочных разностей позволяют идентифицировать керетьозерскую вулканическую серию как островодужную. Это согласуется с изотопным составом Nd в андезитах ($\varepsilon_{Nd}(2.85) = +2.8$), свидетельствующим о ювенильной природе этих вулканитов.

Вулканиты хизоваарской серии (табл. 4.16, № 1—16; рис. 4.38, *б*) имеют своеобразные петрогеохимические характеристики. В нижней мафической толще присутствуют породы бонинитовой серии (Щипанский и др., 1999). В толще андезитов преобладают низкоалюминиевые, высокомагниевые и умеренно титановые породы, характеризующиеся широкими вариациями спектров РЗЭ (La/Sm = 0.6—4.0, Gd/Yb = 1.0—2.2). Образование таких андезитовых расплавов могло происходить при малоглубинном (до 40 км) плавлении гетерогенного мантийного субстрата (Самсонов и др., 2000), однако для Fe-Ti андезитов следует предполагать более глубинный и(или) более обогащенный мантийный источник. Породы андезит-риолитовой толщи по петрогеохимическим характеристикам представляют собой типичную высокоалюминиевую, K-Na известково-щелочную серию, отличаются от пород нижележащей андезитовой толщи однородностью и фракционированностью спектров РЗЭ (La/Sm = 2.8—4.6, Gd/Yb = 1.2—4.0). Они могли образоваться из более глубинного и более однородно обогащенного РЗЭ мантийного источника. Метабазальты верхней толщи хизоваарской серии отличаются по составу от таковых нижней мафической толщи, представлены магнезиальными базальтами и андезито-базальтами, в разной степени обогащенными литофильными и редкоземельными элементами.

Таким образом, комплекс супракрустальных пород керетьозерской серии по петрогеохимическим характеристикам сопоставим с дифференцированными сериями вулканитов и маркирует раннюю (2.9—2.8 млрд лет) субдукционную обстановку, тогда как образования хизоваарской серии характеризуют позднюю (около 2.78 млрд лет) субдукционную стадию развития Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов.

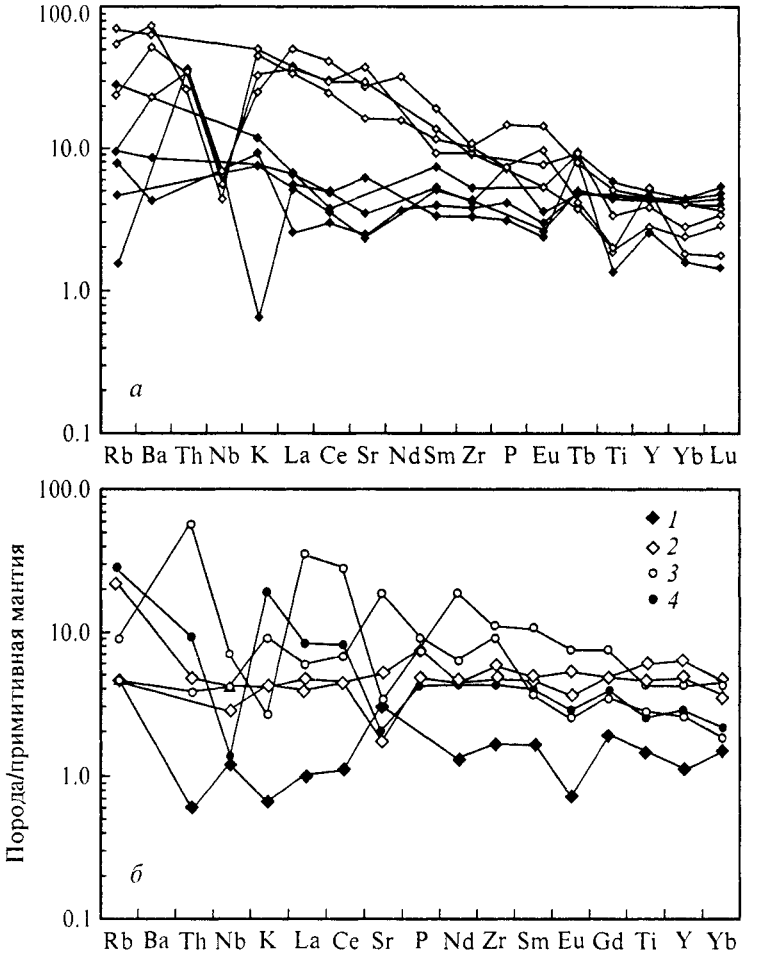


Рис. 4.38. Спайдер-диаграммы для: *а* — вулканитов керетьозерской серии основного и ультраосновного (*1*), среднего и кислого (*2*) состава; *б* — хизоваарской серии коматиита (*1*), базальтов (*2*), андезитов (*3*) нижней толщи, коматиита верхней толщи (*4*). Использованы данные В. Н. Кожевникова (2000) и А. И. Слабунова (Бибикова и др., 1999).

Геология и состав плутонических пород. С образованием и развитием Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов связан комплекс гранитоидов, слагающих ядра купольных структур и непосредственно обрамляющих зеленокаменные структуры. Эти гранитоиды варьируют по оставу от кварцевых диоритов до тронд̀емитов, образуя единую ТТГ-ассоциацию. Все породы ассоциации являются метаглиноземистыми и уме-

ренножелезистыми, отвечают по составу гранитоидам I-типа, а на диаграммах Дж. Пирса и др. (Pearce et al., 1984) их фигуративные точки лежат в поле островодужных гранитов. Наблюдаемые существенные вариации в магнезиальности гранитоидов отражают специфику условий их образования, о чем подробнее будет сказано ниже. Они характеризуются фракционированным распределением РЗЭ с $(La/Yb)_N \sim 40$ за счет обогащения ЛРЗЭ.

Главной характерной особенностью Северо-Карельского блока является широкое развитие плутонических пород, занимающих значительные площади к западу и востоку от Тикшеозерского пояса (рис. 4.37) и по составу отличающихся от плутонических пород других блоков. Они хорошо известны как нотозерский и таваярвинский плутонические комплексы.

Нотозерский комплекс детально изучен в районе оз. Нотозеро (Володичев, 1990; Лобач-Жученко и др., 1995а). Район располагается в зоне, промежуточной между зоной покровов, или областью распространения чупинских гнейсов, Беломорского подвижного пояса (Глебовицкий, 1993; Миллер и Мильке-вич, 1995) на северо-востоке и Тикшеозерским зеленокаменным поясом на юго-западе. На геологических картах эта зона, как правило, включается в Беломорский пояс. Плутонические породы нотозерского комплекса, варьирующие по составу от габбро до гранита, содержат включения метаморфизованных супракрустальных пород, среди которых преобладают амфиболиты и кристаллические сланцы, сопоставимые по составу с метабазальтами и метакоматиитами зеленокаменных поясов (Володичев, 1990; Лобач-Жученко и др., 1995а), в частности Керетского пояса, что подтверждается не только составом пород, но и близостью возрастов. Возраст цирконов (U-Pb метод) из кристаллического сланца андезитового состава составляет 2834 ± ± 40 млн лет (Бибикова и др., 1999), т. е. равен возрасту андезитов Керетского пояса. Особенностью данного комплекса является присутствие пород с минеральными ассоциациями гранулитовой фации, часто сохраняющимися среди пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Соотношения между породами разного состава устанавливаются с трудом вследствие интенсивных неоднократных деформаций. Исключение составляет Пажминская интрузия гранитов, имеющая интрузивные контакты с другими породами.

В сложной истории разновозрастных и разноориентированных деформаций достаточно определенно устанавливаются, вероятно, наиболее ранние северо-западные структуры, параллельные ориентировке Мошинской структуры и ранним структурам внутри нее (Московченко, Турченко, 1975). Вполне

надежно устанавливаются и наиболее молодые структуры, представленные субширотными — северо-западными зонами рассланцевания, падающими на северо-восток, которые привели к чечевице-линзовидному строению района. Детальные исследования (Володичев и Король, 1983; Володичев, 1990; Лобач-Жученко и др., 1995а) позволили выделить три этапа метаморфизма: один — ранний гранулитовый и два этапа амфиболитового метаморфизма. Изотопный возраст плутонических пород с ассоциациями гранулитовой фации (чарнокитов и эндербитов) независимо от их состава определен U-Pb методом по цирконам в интервале 2730—2710 млн лет (табл. 4.11), что свидетельствует об их близкой во времени кристаллизации и соответствует времени низкобарического гранулитового метаморфизма (T = = 800—950 °С, P = 4—5 кбар). Метаморфизм второго этапа протекал в условиях фации альмандиновых амфиболитов (T = 660—730 °С, P = 6.5—7 кбар) в интервале 2680—2710 млн лет. Завершает метаморфическую эволюцию локальный метаморфизм по зонам рассланцевания, отвечающий условиям амфиболитовой фации (T = 600—650 °С, P = 6.0—6.5 кбар) и по времени сопоставимый с протерозойским метаморфизмом в пределах Беломорского подвижного пояса.

Западная часть Северо-Карельского блока отвечает Пяозерско-Тикшеозерскому поднятию, впервые выделенному К. О. Кратцем (1963) в отдельную субширотную структуру, и представляет диорит-гранодиорит-гранитный батолит, известный как таваярвинский комплекс (Волотовская и Шмыгалев, 1960). Данный комплекс, как и нотозерский, четко выделяется в геофизических полях (Гришин, 1990). Центральной части комплекса отвечает положительная низкоградиентная аномалия силы тяжести. Для всей области развития комплекса характерно повышенное магнитное поле. На севере комплекс ограничен Пана-Куолаярвинской структурой, сложенной протерозойскими образованиями, на востоке — Тикшозерским зеленокаменным поясом, на юге он постепенно сменяется областью развития плагиомикроклиновых гранитов, а на западе имеет незначительное продолжение на территории Финляндии. Одни из первых исследователей таваярвинского комплекса Н. А. Волотовская и В. И. Шмыгалев (1960) считали, что диориты, гранодиориты и плагиограниты образуют огромный массив, прорывающий породы саамия и тикшеозерской серии. К. А. Шуркин и коллеги (Геология и магматизм..., 1974) полагали, что все разнообразие пород этого обширного района, рассматриваемого ими как зона сочленения Беломорского пояса и Карельского кратона, является результатом процессов региональной гранитизации пород тикшеозер-

ской серии. Детальные многолетние исследования В. А. Коншина (1990, 1994) позволили ему отнести различные плутонические породы к единой Таваярвинской группе комплексов.

В области развития таваярвинского комплекса в меньшей степени проявлены деформации, особенно сдвигово-надвиговые, столь характерные для Беломорского подвижного пояса и района оз. Нотозеро. В то же время по геологическому строению эта часть блока очень сходна с районом оз. Нотозеро и представляет обширное поле преимущественно архейских гранитоидов, в которых часто сохраняются минеральные ассоциации гранулитовой фации, прорванных протерозойскими расслоенными интрузиями Олангской группы, интрузиями чарнокитов топозерского типа и микроклиновых гранитов нуоруненского типа. Более древними образованиями по отношению к породам таваярвинского комплекса являются ксенолиты, которые содержатся в этих интрузивных породах и представлены ультрабазитами, амфиболитами и сланцами, сходными по составу с вулканитами зеленокаменных поясов (Слабунов, Степанов, 1993). Наиболее древними породами комплекса являются двупироксенсодержащие амфиболиты и породы габбро-диоритового состава. Они присутствуют в виде ксенолитов среди пород комплекса — эндербитов—кварцевых диоритов—трондьемитов. Наиболее крупным «реликтом» основных пород является Кундозерский массив. Наиболее поздними породами таваярвинского комплекса являются чарнокиты, сопоставимые с чарнокитами района оз. Нотозеро, но они не образуют здесь таких крупных тел, как Пажминский массив. Все породы комплекса В. Н. Коншин (1990, 1994) вслед за Н. А. Волотовской и В. И. Шмыгалевым относит к саамию. Однако определение изотопного возраста типичной породы комплекса — амфибол-биотитового кварцевого диорита U-Pb методом по циркону — дало значение 2724 ± 8 млн лет (Бибикова и др., 1997), т. е. такое же, как значение возрастов для чарноэндербитов района оз. Нотозеро. Как и для нотозерского комплекса, изотопный состав Nd (ε_{Nd} = = +1.24) указывает на отсутствие у этих пород значительной коровой предыстории (Бибикова и др., 1999). Породы таваярвинского комплекса секутся плагиомикроклиновыми гранитами койгерского и тикшеозерского типов, для которых U-Pb методом получен возраст 2702 ± 84 млн лет (Буйко и др., 1995).

Состав пород нотозерского комплекса. Проведенные здесь исследования (Володичев, 1990; Лобач-Жученко и др., 1995а) позволили выделить три серии плутонических пород: известково-щелочную (или магнезиальную), включающую габбро, эндербиты и чарнокиты; толеитовую (или железистую), также

Таблица 4.17

Средние составы плутонических пород Северо-Карельского блока

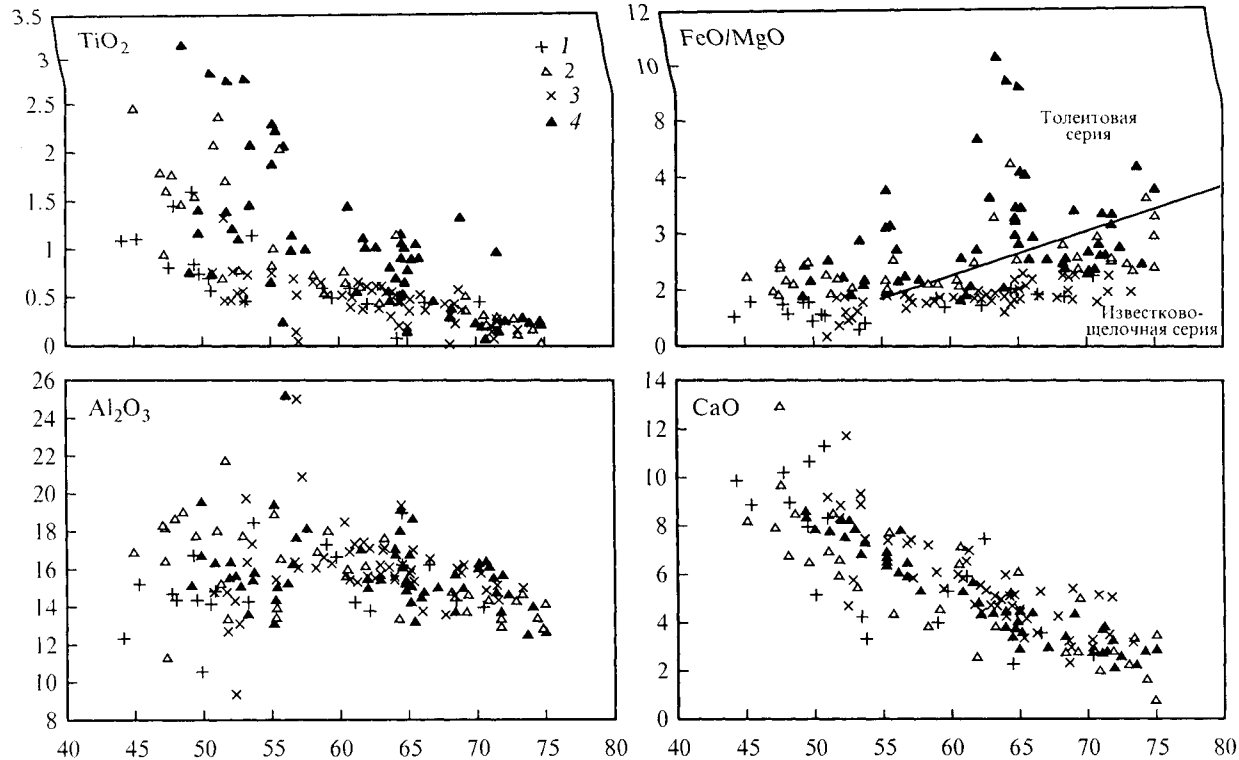
Компоненты	Нотозерский комплекс											
	Известково-щелочная серия					Толеитовая серия					Пажминский массив	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	52.17	54.87	61.19	65.27	70.1	50.56	55.25	61.86	65.27	71.7	71.17	73.18
TiO_2	0.85	0.58	0.55	0.45	0.29	2.58	1.65	0.95	0.86	0.4	0.26	0.13
Al_2O_3	13.79	18.43	16.77	16.25	15.47	16.25	16.6	16.42	15.63	14.81	15.13	14.6
FeO	9.78	6.87	5.6	3.93	2.86	12.19	9.66	6.85	5.52	2.7	2.11	1.49
MnO	0.16	0.12	0.1	0.06	0.04	0.16	0.12	0.09	0.08	0.04	0.02	0.02
MgO	8.83	4.69	3.18	2.22	1.21	4.49	3.14	1.91	1.17	0.63	0.65	0.31
CaO	8.16	8	5.62	4.51	3.46	7.96	6.82	4.85	3.87	3.14	2.14	1.54
Na_2O	3.16	4.34	4.42	4.38	4.39	3.55	4.1	4.25	4.46	4.54	4.31	4.1
K_2O	0.76	0.85	1.31	1.7	1.68	0.9	1.11	1.91	2.15	1.28	3.58	4.16
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п	1.04	0.89	0.85	0.65	0.55	0.99	0.96	0.67	0.37	0.39		
mg	0.61	0.55	0.5	0.5	0.43	0.4	0.38	0.33	0.27	0.29	0.36	0.28
Rb	16	24	40	47	54	12	32	46	46	28	91	120
Sr	343	553	662	532	564	418	500	601	539	519	517	427
Y	17	16	17	13	7	37	32	23	18	8	6	< 5
Zr	82	89	113	251	139	197	165	229	290	137	165	95
Nb	7	6	7	6	6	16	14	10	13	8	5	< 5
Pb	8	14	11	16	17	11	16	14	14	10	19	25
Th	3	2	3	12	6	2	3	5	4	2	10	< 5
Ba	169	370	435	482	559	169	307	804	955	467	1144	1024
Cr	462	234	176	211	219	221	188	166	95	147	—	—
Ni	125	61	46	25	20	30	27	18	10	14	—	—

Co	50	29	20	8	8	46	31	18	12	5	—	—
V	212	113	99	72	40	350	189	101	74	63	—	—
n_1	8	6	19	15	17	7	11	8	13	11	29	8
n_2	5	5	16	10	12	6	9	7	10	8	25	5

Таблица 4.17 (*продолжение*)

Компоненты	Таваярвинский комплекс										
	Известково-щелочная серия					Толеитовая серия					
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO_2	48.44	53.6	60.5	65.46	69.47	49.01	54.5	60.6	64.62	70.66	74.56
TiO_2	1.01	0.82	0.55	0.28	0.42	1.71	1.02	0.65	0.87	0.38	0.19
Al_2O_3	14.19	16.47	15.56	17.73	14.24	17.1	16	16.87	14.4	14.15	14
FeO	11.27	7.2	6.12	2.96	3.37	11.31	9.37	5.83	6.46	3.3	1.82
MnO	0.2	0.11	0.12	0.06	0.06	0.15	0.13	0.09	0.08	0.05	0.03
MgO	9.07	9.75	3.82	1.51	1.56	4.74	4.5	2.3	1.4	1	0.48
CaO	9.1	3.89	5.75	2.98	3.06	8.17	6.62	4.85	5.74	3.06	2.49
Na_2O	2.36	3.88	4.18	5	4.34	3.83	3.09	4.47	3.62	3.86	3.33
K_2O	1.8	2.3	1.89	2.73	2.07	1.39	2.22	2.22	0.98	2.46	2.31
P_2O_5	0.39	0.2	0.1	—	0.09	0.59	0.44	0.4	0.36	0.12	0.05
П.п.п.	1.13	1.15	0.93	1.02	1.05	0.91	1.43	1.1	0.68	0.53	0.35
mg	0.58	0.72	0.53	0.49	0.46	0.43	0.45	0.4	0.29	0.35	0.32
n_2	9	2	4	2	2	11	5	6	2	7	5

Примечание. 1, 6, 13, 18 — габбро с SiO_2 <52 %; 2, 7, 14, 19 — диориты с SiO_2 52—57 %; 3, 8, 15, 22 — кварцевые диориты с SiO_2 57—64 %; 4, 9, 16, 21 — тоналиты с SiO_2 64—68 %; 5, 10, 17, 22 — трондьемиты с SiO_2 68—73 %; 11 — гранит; 12 — лейкогранит; 13 — лейкотрондьемит. Средние составы для таваярвинского комплекса рассчитаны по данным В. А. Коншина (1990).


TiO2
+ 1
△ 2
× 3
▲ 4
FeO/MgO
Толеитовая серия
Известково-щелочная серия
Al2O3
CaO
3.5
3
2.5
2
1.5
1
0.5
0
12
10
8
4
3
2
26
24
22
20
18
16
14
12
10
8
40
45
50
55
60
65
70
75
80

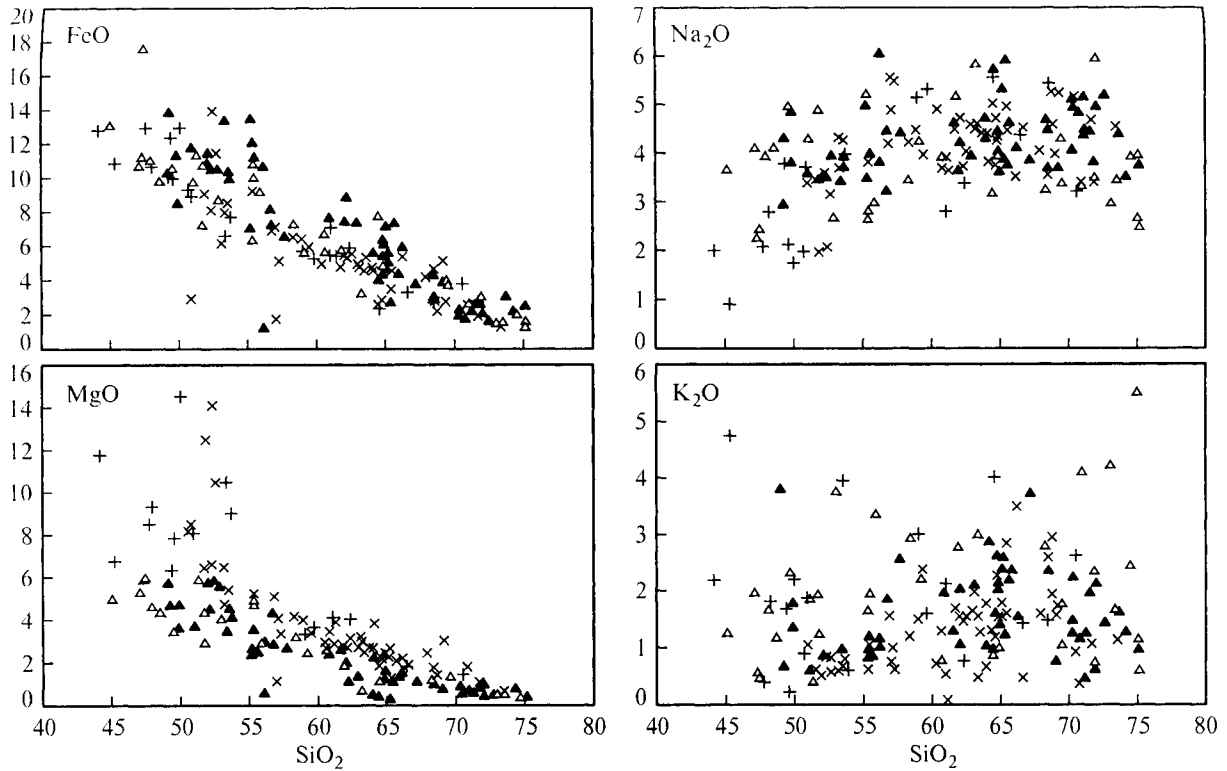


Рис. 4.39. Диаграмма SiO_2—элемент для плутонических пород нотозерского и таваярвинского комплексов.

1 — магнезиальная (известково-щелочная) серия, *2* — толеитовая серия; таваярвинский комплекс: *3* — известково-щелочная серия, *4* — толеитовая серия. Для таваярвинского комплекса использованы данные В. А. Коншина (1990), диаграмма SiO_2—FeO/MgO — A. Miyashiro (1974).

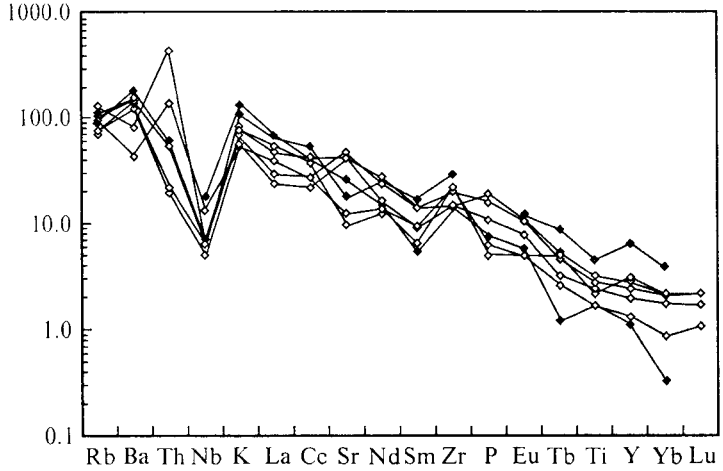


Рис. 4.40. Спайдер-диаграммы для плутонических пород нотозерского (*1*) и таваярвинского (*2*) комплексов (для таваярвинского комплекса использованы данные С. В. Богдановой).

представленную породами разного состава — от габбро-диоритов до чарнокитов; граниты (чарнокиты) Пажминского массива.

Выделенные по геологическим данным три серии плутонических пород отчетливо различаются по химическому составу (табл. 4.17, № 1—12). Две первые серии разделяются по магнезиальности, поэтому на диаграммах AFM и FMS (Miyashiro, 1974) они относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям (Лобач-Жученко и др., 1995). На парных диаграммах Харкера (рис. 4.39) видны главные тенденции различий химического состава выделенных серий. Породы известково-щелочной серии (№ 1—5) по сравнению с толеитовой (№ 6—10) характеризуются при одинаковом содержании SiO_2 более низкими содержаниями TiO_2, FeO, K_2O, Y, Zr, Nb, V (рис. 4.39, 4.40), но более высокими MgO, CaO, Cr, Ni.

Граниты Пажминского массива (третья плутоническая серия, № 11, 12 в табл. 4.17) отличаются от кислых членов двух первых серий повышенной щелочностью за счет более высокого содержания K_2O, а также значительно более высокими содержаниями Ba и Rb. Породы всех трех серий являются метаглиноземистыми и отвечают по соотношению Al_2O_3, CaO, Na_2O и K_2O гранитам I-типа (Chappell, White, 1974). На известных диаграммах Дж. Пирса и др. (Pearce et al., 1984) фигуративные точки нотозерских гранитоидов попадают в поле островодужных гранитоидов, причем точки пород толеитовой серии благодаря

более высоким содержаниям Y и Nb приближаются к полю внутриплитных гранитов.

Разнообразие составов пород нотозерского комплекса, имеющих близкий возраст, предполагает наличие одновременно различных источников и механизмов генерации магмы. Габбро и габбро-диориты магнезиальной серии могли быть образованы при плавлении пород мантии с последующей кристаллизационной дифференциацией. Судя по соотношениям Ti, Y и Cr, эволюция габбро-диоритового расплава обеспечивалась фракционированием пироксенов, но не плагиоклаза и амфибола, так как содержания Sr и Zr остаются постоянным и для всех пород серии (табл. 4.17). Протолитом для образования исходных железистых базитовых расплавов (толеитовая серия) могли быть более древние основные породы типа ферробазальтов Хизоварской зеленокаменной структуры (табл. 4.16). Возможным механизмом и источником для образования гранитоидов толеитовой серии является процесс плавления толеитов и тоналитов, слагающих значительный объем разреза коры Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области. В то же время широкое развитие здесь высокожелезистых тоналитов и трондьемитов (с $mg < 0.40$), достаточно редких в архее Балтийского щита, делает этот район сходным с районом Южного Беломорья и Ондозерским ареалом. Полученные благодаря экспериментам результаты свидетельствуют о том, что такие породы могли образоваться в процессе плавления толеитовых базальтов или тоналитов. Расплавы, отвечающие по составу пажминским гранитам и существенно обогащенные K, Rb, Ba, могли быть получены, согласно экспериментальным данным, из источника, обогащенного этими элементами. Таким источником могли быть прежде всего породы сиалической коры — тоналиты, дациты, граувакки. Это согласуется с представлением об образовании части нотозерских гранитоидов при плавлении тоналитов (Лобач-Жученко и др., 1995а). Большие объемы магматических интрузивных пород свидетельствуют о большой степени плавления источника. Это возможно при значительных температурах, что согласуется с проявлением в это время высокоградиентного гранулитового метаморфизма и с составом гранитоидов, свидетельствующим об отсутствии в рестите таких минералов, как биотит, амфибол, плагиоклаз. Отсутствие в рестите граната указывает на относительно небольшие глубины магмообразования. С. Б. Лобач-Жученко и коллеги (1995а) эти условия оценили следующим образом: $T = 1000—1050$ °C, $P = 5—10$ кбар.

Петрохимические и геохимические особенности состава плутонических пород района оз. Нотозеро существенно отличают

их от ТТ-ассоциаций других регионов развития архея в Карелии, которые в основном характеризуются более низкими концентрациями LIL- и HFS-элементов. Существенным отличием нотозерского комплекса является присутствие высокожелезистой (толеитовой) серии. Как уже отмечалось, такие породы развиты лишь в пределах Ондозерского ареала и Южного Беломорья. Высокий геотермический градиент порядка 50 град/км и значительный объем внедрившихся интрузивных пород свидетельствуют о большом тепловом потоке, причиной которого мог быть подток базальтовой магмы к нижней коре в связи с субдукцией.

Таким образом, магматизм района оз. Нотозеро предшествовал низкоградиентному метаморфизму, сопровождавшему коллизионный процесс в Беломорском подвижном поясе. Широкое развитие здесь плутонических пород в условиях высокоградиентного метаморфизма, которые имеют геохимические характеристики, отражающие внутрикоровую природу части гранитоидов, подтверждают сходство магматизма этого района с магматизмом активных континентальных окраин.

Состав пород таваярвинского комплекса. В табл. 4.17 приведены средние составы пород таваярвинского комплекса (№ 13—23) для тех же содержаний SiO_2, что и у нотозерских пород. Как видно из таблицы (к сожалению, для таваярвинского комплекса нет данных по редким элементам), эти комплексы имеют совершенно аналогичные составы. В таваярвинском комплексе наблюдаются те же вариации составов — от габбро и габбродиоритов до трондьемитов. Здесь так же четко выделяются две серии пород: известково-щелочная (магнезиальная, № 13—17) и толеитовая (железистая, № 18—23). Породы известково-щелочной серии отличаются от пород толеитовой серии при тех же содержаниях SiO_2 более низкими содержаниями TiO_2, P_2O_5 и более высокими MgO при том же количестве FeO. От пород района оз. Нотозеро породы таваярвинского комплекса отличаются заметно более высокими содержаниями K_2O (рис. 4.39, 4.40), причем количество K не зависит от содержания SiO_2, как это имеет место в нотозерских породах. Это может означать, что в районе оз. Нотозеро содержание K_2O связано с магматическими процессами, тогда как в породах таваярвинского комплекса оно является в основном результатом K-метасоматоза.

Сходство составов пород двух комплексов в сочетании со сходством их геологического строения и близким возрастом предполагает одинаковые условия образования и позволяет объединить эти породы в единый комплекс, который образует

протяженную зону шириной не менее 50 км, прерываемую Тикшеозерским зеленокаменным поясом и представляющую собой область активной окраины континента, но какого?

Итак, Северо-Карельский блок, в отличие от двух ранее описанных, имеет более неоднородное строение, которое выражается прежде всего во времени формирования пород (рис. 4.41). Самыми древними образованиями блока являются породы, слагающие Керетскую зеленокаменную структуру. Их возраст превышает 2800 млн лет (табл. 4.11), а значения модельных возрастов T_{DM}(Nd) достигают более 2900 млн лет. Породы Хизоваарской структуры и, вероятно, расположенных к северу от нее зеленокаменных структур являются более молодыми и формировались в интервале 2750—2800 млн лет. Их модельный возраст не превышает 2850 млн лет. Состав супракрустальных пород предполагает их образование в условиях, существовавших от океанической островной дуги до зрелой дуги (Кожевников, 2000; Самсонов и др., 2000). То есть имеет место наращивание коры с востока со стороны Южного Беломорья на запад. Преобладающими породами блока являются плутонические породы таваярвинско-нотозерского комплекса. Они являются наиболее молодыми среди архейских образований блока. Их возраст не превышает 2750 млн лет, а модельный (по Nd) — 2800 млн лет. При этом состав пород предполагает одновременное плавление мантийных и коровых источников в условиях высокого геотермического градиента, что характерно для условий активной континентальной окраины. Предполагается (Лобач-Жученко и др., 1995а; Чекулаев и др., 1997; Бибикова и др., 1999; Lobach-Zhichenko et al., 2000; Slabunov et al., 2000), что это — результат субдукции под континентальную плиту со стороны Беломорского пояса.

На рис. 4.41 представлена схема корреляции пород в различных блоках Центральнокарельского домена, построенная с учетом U-Pb геохронологических и Sm-Nd изотопных данных. Из анализа рисунка видно, что возраст пород домена не превышает 2880 млн лет, т. е. меньше, чем возраст большей части пород Водлозерского домена, и близок возрасту пород Западно-Карельского домена. В то же время модельный возраст по Nd не превышает 2950 млн лет, что значительно меньше, чем для пород двух других доменов, и указывает на отсутствие здесь более древней коры. На схеме видно также, что наиболее древними в пределах домена являются вулканиты Керетской структуры с возрастом 2.82—2.87 млрд лет. Близкими к ним по времени

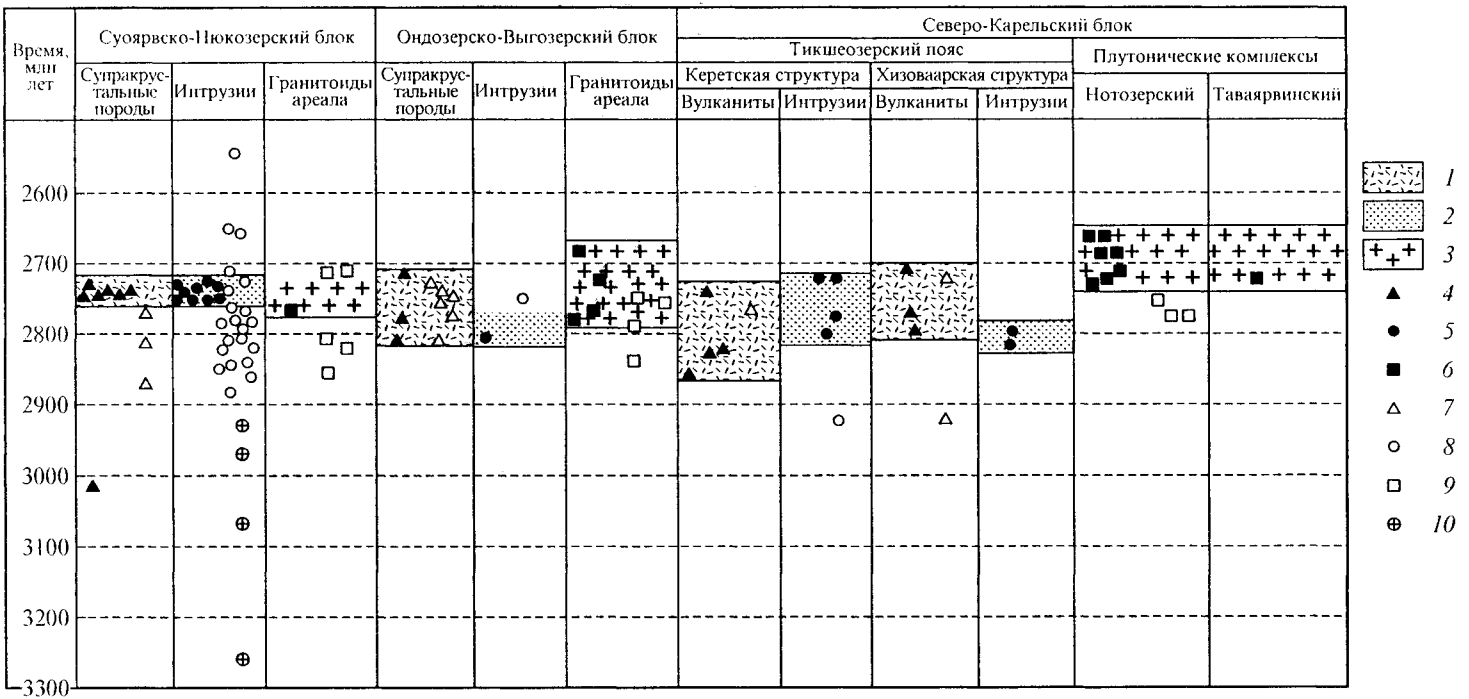


Рис. 4.41. Схема корреляции архейского породообразования в Центральнокарельском домене.

1 — супракрустальные породы; *2* — интрузивные породы, приуроченные к поясам; *3* — гранитоиды ареалов. Значения U-Pb возрастов по цирконам: *4* — супракрустальные породы; *5* — интрузивные породы, связанные с поясами; *6* — плутонические породы ареалов. Значения модельных возрастов T_{DM}(Nd): *7* — супракрустальные породы; *8* — интрузивные породы, связанные с поясами; *9* — гранитоиды ареалов; *10* — модельный возраст пород, фиксирующий границы домена. Значения U-Pb возрастов по табл. 4.11; модельные возрасты T_{DM}(Nd) (Geological Development..., 1993; Лобач-Жученко и др., 2000; Левченков и др., 2000; неопубликованные данные).

образования являются вулканиты и связанные с ними гранитоиды Парандовско-Пебозерского пояса и остальных зеленокаменных структур Тикшеозерского пояса. Вероятно, в это же время были сформированы породы, служившие рамой для внедрения пород таваярвинско-нотозерского комплекса. Таким образом, в интервале времени 2.87—2.80 млрд лет был сформирован фрагмент коры, соединивший на севере Водлозерский и Западно-Карельский домены. Завершается процесс корообразования в Центральнокарельском домене формированием парагнейсового пояса и пояса гранит-мигматитов Суоярвско-Нюкозерского блока 2.72—2.75 млрд лет назад. В это же время на севере формируется глубинный плутонический таваярвинско-нотозерский комплекс.

ПРОТЕРОЗОЙ

Супракрустальные толщи

Протерозойские (преимущественно нижнепротерозойские) образования занимают значительную часть площади Фенно-Карельской зеленокаменной области, слагая до двух десятков сравнительно крупных (10—200 км) синклинорных структур и несколько десятков более мелких. Основные черты стратиграфии протерозойских отложений, сформулированные К. О. Кратцем (1958), и сегодня составляют основу стратиграфической шкалы Карело-Кольского региона, принятой Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием в Петрозаводске в 1999 г. Главные подразделения этой шкалы вошли в Общую хроностратиграфическую шкалу нижнего докембрия России, принятую Всероссийским совещанием по общим вопросам расчленения докембрия (Апатиты, 2000 г.) и утвержденную Бюро МСК 2/II 2001 г.

В соответствии с упомянутыми шкалами нижнепротерозойская (карельская) эонотема общей шкалы делится на нижнекарельскую (2.5—2.1 млрд лет) и верхнекарельскую (2.1—1.65 млрд лет) эратемы. К нижней в качестве типовых подразделений отнесены сумий, сариолий и ятулий с границами 2.4 и 2.3 млрд, к верхней — людиковий, калевий и вепсий с границами между ними 1.92 и 1.8 млрд лет.

Приведенное расчленение очень близко к предложенному ранее автором (Хейсканен, 1990). Расхождение определяется в основном тем, что официальная шкала по формальному принципу не предусматривает специального подразделения, соот-

ветствующего накоплению свекофеннских толщ, отсутствующих в регионе, тогда как индивидуальные построения свободны от такого ограничения. Выделение, хотя бы условное, свекофеннского подразделения способствует более корректной интерпретации истории развития щита.

Сводный разрез раннепротерозойских отложений Карелии

Граница архея и протерозоя в Карелии традиционно постулируется в подошве сумийского надгоризонта, хотя ее точное положение в местных шкалах остается дискуссионным. В частности, в Шуезерском синклинории до сих пор разрез сумия представляется как последовательность (снизу вверх) окуневской, тунгудской и ожиярвинской свит, хотя уже получена U-Pb датировка дацитов тунгудской свиты — 2719.8 ± 8.2 млн лет (Левченков и др., 2000). Учитывая возраст кварцевых порфиров ожиярвинской свиты этого же района 2440 млн лет (Левченков и др., 1999), необходимо границу архея и протерозоя проводить здесь по основанию толщи кислых вулканитов указанной свиты, что и предлагалось ранее на основании результатов детального геологического изучения, выявившего несогласное налегание полимиктовых конгломератов и переслаивающихся с ними риолитовых (кварцевые порфиры) вулканитов на лавовые образования тунгудской свиты, которые включают на различных уровнях разреза прослои терригенных, в том числе и кварцитовидных, пород (Хейсканен, 1990; Кукуй, Богданов, 1995).

Сумий. В Шуезерском синклинории к сумийскому надгоризонту относится только ожиярвинская свита, представленная конгломератами, песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с туффитами и лавами кварцевых порфиров. Аналогичный состав сумия зафиксирован в Гайкольском и Паанаярвинском синклинориях (Хейсканен, 1980; Воинов, Полеховский, 1985; Полеховский, 1985). Во всех случаях сумийские конгломераты и брекчии несогласно залегают на сильно эродированной поверхности складчатых лопийских вулканогенных и осадочных образований, гнейсов и гранитоидов. В обломочном материале конгломератов представлены подстилающие породы: граниты, гнейсы, зеленые сланцы и вулканиты основного состава, разнообразные кремнистые, кварцитовидные и аркозоподобные породы. Признаков выветривания подстилающих пород и обломочного материала не установлено, что является дополнительным аргументом против распространенности мономиктовых кварцевых осадков в основании протерозойских от-

ложений в Карелии. В литературе имеются указания на наличие соответствующих пород в ряде районов, однако при проверке многие из них оказались ятулийскими, другие — более древними, лопийскими. Данный результат важен для правильной интерпретации физико-географических условий начала протерозойского времени.

Сумийские конгломераты и переслаивающиеся с ними более тонкие обломочные породы местами содержат мелкую и грубую пирокластику и единичные лавовые отторженцы. Мощность пласта обломочных пород может достигать 100 м; нередко пласт выклинивается, и тогда кварцевые порфиры залегают на более древних породах и их элювиальных брекчиях.

Выше в разрезах располагается толща кварцевых порфиров, в которой по смене брекчированных, массивных, полосчатых и сферолоидных разностей (типовое строение потока) выделяется более 10 лавовых потоков мощностью до 150 м, иногда разделенных пластами обломочных пород до 100 м мощностью. Местами в центральных частях потоков присутствуют фельзитовые жилы, изредка они секут подстилающие гранитоиды. Отмечены субвулканические тела кварцевых порфиров, дайки и штоки. В частности, дайки кварцевых порфиров отмечены в массиве Нуорунен. Они секут также расслоенные интрузии Кивакка и Ципринга. В то же время имеется указание на секущее положение габбро-норитов по отношению к сумийскому конгломерату.

Кварцевые порфиры Шуезерского и Паанаярвинского синклинориев имеют возраст около 2.45—2.4 млрд лет, близкий к возрасту гранитов Нуорунен.

Лавовые и субвулканические тела кварцевых порфиров распространены в почти прямолинейном поясе, простирающемся примерно на 600 км — при ширине 30—50 км, от южного побережья оз. Выгозеро до оз. Паанаярви и далее в центр Финской Лапландии, где в окрестностях интрузии Койтелайнен описана формация Роокиапа — грубая брекчия кварцевых порфиров. Формация была датирована цифрой 2526 млн лет (Peltonen et al., 1988), уточненный к настоящему времени возраст близок к 2470 млн лет (устное сообщение Т. Маннинена, 2001 г.).

Судя по сложному рисунку флюидальности кварцевых порфиров, по выдержанности лавовых потоков, прослеженных местами до 15 км по простиранию, сформировавшие их кислые лавы отличались от более кайнотипных примеров повышенной текучестью, обусловленной, по-видимому, высокой флюидонасыщенностью. Толща кварцевых порфиров подверглась складчатости еще в досариолийское время. Были образованы складки северо-западного и субширотного простирания до изоклиналь-

ных и опрокинутых на север (оз. Паанаярви) и северо-восток (деревни Лехта—Гайколя).

Сариолий. Сариолийский надгоризонт в Карелии представлен андезито-базальтовыми вулканитами и обломочными породами, среди которых полимиктовые конгломераты, песчаники и ленточные алевропесчаники ассоциируются с породами, содержащими варьирующее количество пирокластики. История изучения пород надгоризонта включает несколько периодов. Первоначально к нему относились только терригенные отложения. Затем длительное время шла дискуссия о наличии или отсутствии переслаивания конгломератов с некоторыми вулканитами, относившимися к сумию.

В основании надгоризонта на эродированной поверхности складчатых образований архея или сумия залегают элювиальные брекчии либо полимиктовые обломочные породы. В ряде разрезов выше располагается один (или два) пакета лавовых покровов андезито-базальтов, общая мощность которых достигает 1.5 км. Пакеты, однако, могут выклиниваться из разреза на несколько километров в северо-восточных, северных направлениях и протягиваться в северо-западных направлениях на значительные расстояния.

В толще вулканитов почти по всей Карелии прослеживаются два маркирующих горизонта с породами специфического облика, создаваемого миндалинами и вкрапленниками альбита. В нескольких участках закартированы реликты вулканических аппаратов с подводящими каналами, контурами и элементами вулканических построек.

Выклинивание лавовых пакетов, как правило, имеет закономерное расположение на территории региона. Линии, на которых оно происходит, прослеживаются на большие расстояния. Эти же линии контролируют расположение вулканических аппаратов и гипабиссальных габброидов подводящих каналов. Упомянутые линии часто находятся вблизи осей собственно сариолийских складок, приобретающих при этом асимметричное строение: одно крыло складки сложено лавами, другое — конгломератами. Естественно полагать, что участки поверхности, покрытые лавами, соответствовали понижениям сариолийского рельефа, а линии, на которых выклинивание лав имело место, — активным границам грабенов, заливавшихся лавами.

В верхних частях разрезов сариолия типичны ленточнослоистые осадки, диамиктиты и редкие дропстоуны, свидетельствующие об участии гляциальных процессов в формировании отложений. Общая мощность обломочных пород достигает 500—600 м.

Ятулий. Ятулийский надгоризонт благодаря характерному облику слагающих его кварцитов, красноцветных аргиллитов и карбонатов, широко распространенных в масштабе всего щита, играет роль важного маркера в разрезах протерозоя. Маркирующая роль карбонатных пород, обогащенных тяжелым изотопом углерода, имеет глобальное значение, поскольку аналогичные породы близкого возрастного уровня к настоящему времени установлены почти во всех докембрийских регионах мира.

Породы надгоризонта залегают несогласно на эродированных толщах всех более древних образований, включая сумийские и сариолийские. В нижнем контакте надгоризонта повсеместно развиты коры химического выветривания, в которых субстрат сохраняет текстурный облик исходных пород, тогда как минеральные составляющие, за исключением устойчивых к выветриванию минералов, и прежде всего кварца, замещены агрегатом серицита изредка с примесью карбоната и хлорита.

Кору выветривания перекрывают базальные грубообломочные отложения, среди которых резко преобладают кварцевые конгломераты, гравелиты и песчаники. Местами в основании разрезов отмечены линзы карбонатов. Мощность этих отложений изменчива, но в целом увеличивается в северо-западном направлении — от первых метров в Прионежье до почти 1000 м в Шуезерской и Воломской структурах; указанные породы выше сменяются выдержанным по мощности (100—250 м) пластом кварцитов с высоким содержанием кремнезема, достигающим иногда 99 %. Верхняя часть терригенных пород нижнего ятулия (янгозерская свита) представлена конгломератами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Разрез нижнего ятулия завершается в ряде районов базальтовыми лавами (до 100 м), которые на западе и юге Карелии выклиниваются.

Средний ятулий (медвежьегорская свита) представлен кварцевыми конгломератами, песчаниками и алевролитами общей мощностью до 100 м и пластом базальтовых лав (до 350 м).

Верхний ятулий (туломозерская свита) сложен кварцевыми конгломератами и песчаниками небольшой мощности, которые сменяются выше аргиллито-карбонатной толщей мощностью до 800 м. Примечательными особенностями толщи являются реликты различных биогенных текстур, аномально тяжелый изотопный состав углерода карбонатов (Karhu, 1993) и выявленные в последние годы многочисленные признаки накопления толщи в эвапоритовых условиях. К последним относятся псевдоморфозы карбонатов, реже талька и кварца по гипсу, характерные для гипсовых выделений нодулярные и облакообразные («цыплячий пух» — chicken wire) образования, слои и пласты карбо-

натов по гипсу, локально деформированные в связи с объемными эффектами переходов гипс—ангидрит и обратно, а также редкие псевдоморфозы по кубическим и скелетным кристаллам галита. По буровым данным среди брекчий предположительно выделяются брекчии соляного карстового коллапса. Совокупность наблюдений приводит к выводу о том, что породы туломозерской свиты образованы по осадкам эвапоритовых бассейнов сульфатного типа. По распространенности перечисленных выше признаков доля сульфатов в разрезах достигала 30—40 %. Этот вывод может иметь важное значение для оценки металлогенических перспектив непосредственно туломозерской свиты, а также вышележащей заонежской свиты.

Людиковий. Людиковийский надгоризонт выделяется в разрезах Северного Приладожья, в Туломозерской, Суоярвской, Пана-Куолоярвинской структурах и Онежской мульде, в которой он наиболее изучен в составе заонежской и суйсарской свит.

Заонежская свита залегает субсогласно на размытой поверхности верхнеятулийских карбонатов. Поверхность размыва слабо срезает напластования нижележащих пород и местами перекрыта маломощными конгломератами и конгломерато-брекчиями. Нижняя подсвита представлена малоуглеродистыми сульфидизированными туфоалевролитами с прослоями доломита и черными аргиллитами, переслаивающимися с доломитами. Верхнюю часть подсвиты составляют сланцы, доломиты и пестроцветные алевролиты (кривозериты). Мощность нижней подсвиты 170—290 м.

Средняя подсвита заонежской свиты делится на 10 пачек. Нечетные пачки состоят из базальтовых покровов (частью силлов) с миндалекаменными кровлями. В составе четных пачек отмечены туфопесчаники, песчаники, углеродистые силициты, конгломераты и брекчии до 8 м мощности, доломиты, шунгиты с сульфидами, сульфидными конкрециями и прослоями кремней, лидиты, шунгиты II и III разностей месторождений Шуньга и Зажогино (4-я пачка), шунгиты и туфоалевролиты, обогащенные сульфидами вплоть до слоев сульфидитов мощностью 3—5 м, и т. п. Мощность подсвиты 70—1600 м. Углерод шунгитистых пород отличается очень легким изотопным составом.

Верхняя подсвита представлена также чередованием основных и туфогенно-терригенных пород с прослоями шунгитов и известняков. Пять из девяти выделенных здесь пачек — покровы базальтов (или силлы). Мощность подсвиты 450—800 м, всей заонежской свиты — 1300—2700 м.

Верхняя часть людиковия, суйсарская свита, на о. Суйсари и побережье Кондопожской губы сложена плагиоклазовыми,

плагиоклаз-пироксеновыми, пикритовыми базальтами и туфами с прослоями конгломератов, туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов с углеродом и силицитов общей мощностью 300—700 м.

Породы кончезерского перидотитового силла, комагматичные суйсарским вулканитам, датированы Sm-Nd методом 1980 ± ± 27 млн лет при $\varepsilon_{Nd}(T) = 2.90 \pm 0.12$ (Куликов и др., 1992).

Разрезы людиковия в других районах Карелии сопоставимы с вышеприведенным на уровне пачек и свит. В Приладожье помимо типичных для людиковия сульфидсодержащих пород отмечены железистые кварциты (Чернов и др., 1970).

Калевий. Калевийский надгоризонт в стратотипической местности — Северном Приладожье и в Юго-Восточной Финляндии рассмотрен в гл. 5.

Калевийские образования в настоящее время выделяются и в Онежской мульде. В региональной стратиграфической шкале в составе калевийского надгоризонта указаны отложения бесовецкой серии (Кайряк, 1960, 1973), имеющие определенное сходство с породами ладожской серии: однообразный состав и широкое распространение ритмичной слоистости. Некоторое сходство с ладожскими имеют породы ограниченно распространенных в Западном Прионежье падосской, кондопожской, шуйской, петрозаводской и вашозерской свит, но их стратиграфическое положение трактуется не однозначно. В частности, кондопожская свита нередко считается аналогом суйсарской (Галдобина, Михайлюк, 1989; Полеховский, Голубев, 1989, и др.). Шуйская свита полностью или частично включается в состав вепсийского надгоризонта (Галдобина, Михайлюк, 1989). Широкое распространение флишоидных текстур и терригенных пород в перечисленных свитах, их эрозионное залегание на людиковийских отложениях несомненно свидетельствуют в пользу некоторой правомерности отнесения их к калевию, но отсутствие четких взаимоотношений друг с другом, наличие в разрезах туфогенных и вулканогенных пород разного состава, хемогенных отложений, железистых и углеродистых пород заставляют считать вопрос о составе калевийского надгоризонта в Западном Прионежье в значительной степени открытым.

Вепсий. Вепсийский надгоризонт в Карелии представлен в основном шокшинской свитой, с которой сопоставляется свита илола в Северном Приладожье. Породы шокшинской свиты на западном берегу оз. Онежского залегают на выветрелых базальтах петрозаводской свиты и в основании сложены маломощными мелкогалечными конгломератами с галькой туфоалевролитов, базальтов и кремнистых пород. Выше распола-

гаются красные и малиновые кварцито-песчаники и кварциты с крупными косослоистыми сериями и знаками ряби. В средней и верхней частях свиты наблюдаются розовые, красные, малиновые и сиреневые кварциты и кварцито-песчаники, красноцветные алевролиты и конгломераты (Галдобина, Хейсканен, 1989). Мощность свиты, по-видимому, превышает 1000 м.

Красноцветные отложения шокшинской свиты являются очевидным маркером в разрезах нижнего протерозоя.

Породы шокшинской свиты прорваны силлами габбро-долеритов ропручейского комплекса. Сиенитовые сегрегации габбро-долеритов датированы U-Pb методом по циркону, возраст — 1770 ± 12 млн лет (Бибикова и др., 1990).

Корреляция карельских образований

Приведенный выше сводный разрез раннего протерозоя Карелии используется далее как опорный для всей Карельской гранит-зеленокаменной области, а в частности для его сопоставления с аналогичными разрезами в сопредельных районах Карелии, Финляндии и отчасти Северной Швеции, где располагаются преимущественно краевые по отношению к области структуры. Сопоставление облегчается тем, что в Приладожье и районе оз. Паанаярви соответствующие толщи протягиваются непосредственно через государственную границу. Это позволяет рассмотреть вопросы корреляции отложений в двух опорных профилях, проходящих через указанные районы в северо-западном направлении.

В районе г. Вяртсиля—пос. Рускеала через границу протягиваются ятулийские, людиковийские и калевийские отложения, широко развитые на финской территории в районе Киихтелисваара—Коли—Оутокумпу. В местечке Уркка ваара ятулийские конгломераты и кварциты подстилаются сариолийскими конгломерато-брекчиями, конгломератами и аркозами с прослоями песчаников, аргиллитов, сланцев (Marmo, 1986). Здесь, как и в Карелии, в ленточнослоистых разностях пород отмечены валуны типа дропстоун, имеются диамиктиты. Мощность сариолийских пород достигает 400 м. В подошве вышележащих ятулийских пород на конгломератах развита мощная (75 м) кора химического выветривания, существенно обогащенная глиноземом в верхней части.

В районе Киихтелисваара—Вяртсиля (Pekkarinen, 1979) наблюдается типичный разрез нижне-, средне- и верхнеятулийских образований, общая мощность которых увеличивается к севе-

ро-западу от 200 до 1100 м. Людиковийские отложения (около 200 м) представлены доломитами, филлитами, черными сланцами и туфогенными породами, прорванными, как и ятулийские, силлами и дайками габбро-долеритов, представляющими подводящие вулканические каналы. На всех перечисленных образованиях, включая силлы и дайки, с эрозионным и структурным несогласием залегают породы калевия (ладожская серия), в основании которых располагается полимиктовый конгломерат с галькой и валунами гранитоидов, кварцитов, алевролитов, вулканитов, кварца, кремнистых и углеродистых пород, а также габбро-долеритов (Хейсканен, 1980).

В районе Киихтелисваары в основании ятулийских конгломерато-брекчий Л. Пеккариненом была изучена кварцевая жила, секущая лопийские породы и представленная в обломках элювия. Уранинит из жилы показал возраст около 2.3 млрд лет (Pekkarinen, 1979). Датировки основных пород, секущих ятулий и не пересекающих людиковий — габбро-верлитовая ассоциация Э. Хански (Hanski, 1986), находятся в интервале 2.2—2.1 млрд лет. В галечном материале людиковийских конгломератов, известных севернее, в поясе Кайнуу, присутствуют породы этой ассоциации.

Далее к северо-западу, в районе Коли мощность ятулийского разреза быстро увеличивается до 2500 м (Marmo et al., 1988). Разрез сохраняет особенности, типичные для нижнего ятулия районов Западной Карелии: кварцевые конгломераты, гравелиты и гематитсодержащие песчаники основания, кварциты с мощными косослоистыми сериями и аркозы средней части, чистые кварциты — верхней. На поверхности брекчированных кварцитов залегают флишоидные граувакки и сланцы калевия с конгломератами в основании. Дайки и силлы, секущие ятулийские толщи, также срезаются указанным контактом, а обломки их пород попадают в базальный калевийский конгломерат.

В поясе Кайнуу разрез протерозойских отложений сохраняет основные диагностические признаки. В средней части пояса и в его северо-восточном окончании известны сариолийские отложения, залегающие на брекчированных гранодиорит-тоналитовых гнейсах и их элювии (районы Хонкала и Куркикюля). В обоих случаях наблюдаются асимметричные синклинали, перекрытые ятулийскими отложениями, одно крыло которых сложено лавовыми, а другое — обломочными породами. Ядра синклиналей заполнены полимиктовыми конгломератами и сланцами.

Ятулийские отложения в центральной части пояса Кайнуу на юго-восточном побережье оз. Нуасярви представлены нижнеятулийскими кварцито-песчаниками мощностью значительно

более 1000 м. В разрезе присутствуют косослоистые серии дельтового типа мощностью 10—15 м (Хейсканен, 1990). На ятулийских отложениях несогласно и с размывом залегают породы группы Соткамо (Gehor, Havola, 1988), состоящие из кварцитовых брекчий и конгломератов, ритмично-слоистых песчаников, конгломератов, пелитов, углеродистых сланцев формации Торинкюля. Кварцитовые обломки достигают 2 м величины, имеются блоки размером в десятки и, возможно, сотни метров — олистолиты. Мощность формации до 3000 м. Выше в разрезе с постепенным переходом залегают переслаивающиеся сланцы, кремни, сульфидоносные черные сланцы, магнетит-амфиболовые и магнетит-кварцевые руды, прослои фосфоритов (формация Туомиваара, 150 м). Следующие 50—100 м разреза (формация Руоконен) представлены переслаивающимися песчаниками, углеродистыми пелитами, туффитами и карбонатами с оползневыми текстурами и «потоковыми» конгломератами, иногда внедренными в углеродистые пелиты. Разрез группы Соткамо завершают кварциты, метааркозы, сульфидистые черные сланцы и конгломераты, в которых присутствуют угловатые обломки гранитоидов и кварцитов (формация Наапуринваара, 300—1000 м).

Выше группы Соткамо залегают ритмично-слоистые слюдистые и графитистые сланцы группы Соткамо и Нуасярви, залегающие несогласно на ятулийских породах и обладающие всеми маркирующими признаками людиковийских толщ. Примечательно, что здесь, в поясе Кайнуу, отложения людиковия залегают несогласно на ятулийских кварцитовых породах и в изобилии содержат их обломки, иногда гигантских размеров (олистолиты).

Севернее оз. Нуасярви ятулийские и людиковийские толщи несогласно перекрыты калевийскими конгломератами с элювием кварцитов в основании, буроватыми кварцитами с псевдошаровой отдельностью и биотито-кварцевыми флишоидными сланцами (Хейсканен, 1980).

Восточнее оз. Нуасярви в районе Хюрюнсалми установлены (Kontinen, 1986) кора выветривания гранитоидов и выше — разрез ятулийских отложений, включающих базальную и кварцитовую пачки, вулканиты нижнего ятулия, средне- и верхнеятулийские породы. Ятулийские толщи общей мощностью 2—3.5 км несогласно и с элювием в основании перекрыты конгломератами (галька гранитоидов, амфиболитов, габбро-долеритов, габбро-верлитов), кварцитами, сланцами, туффитами, магнетито-кремнистыми рудами, кремнями, черными сланцами, филлитами. В разрезе присутствуют «хаотические» брекчии и конгломера-

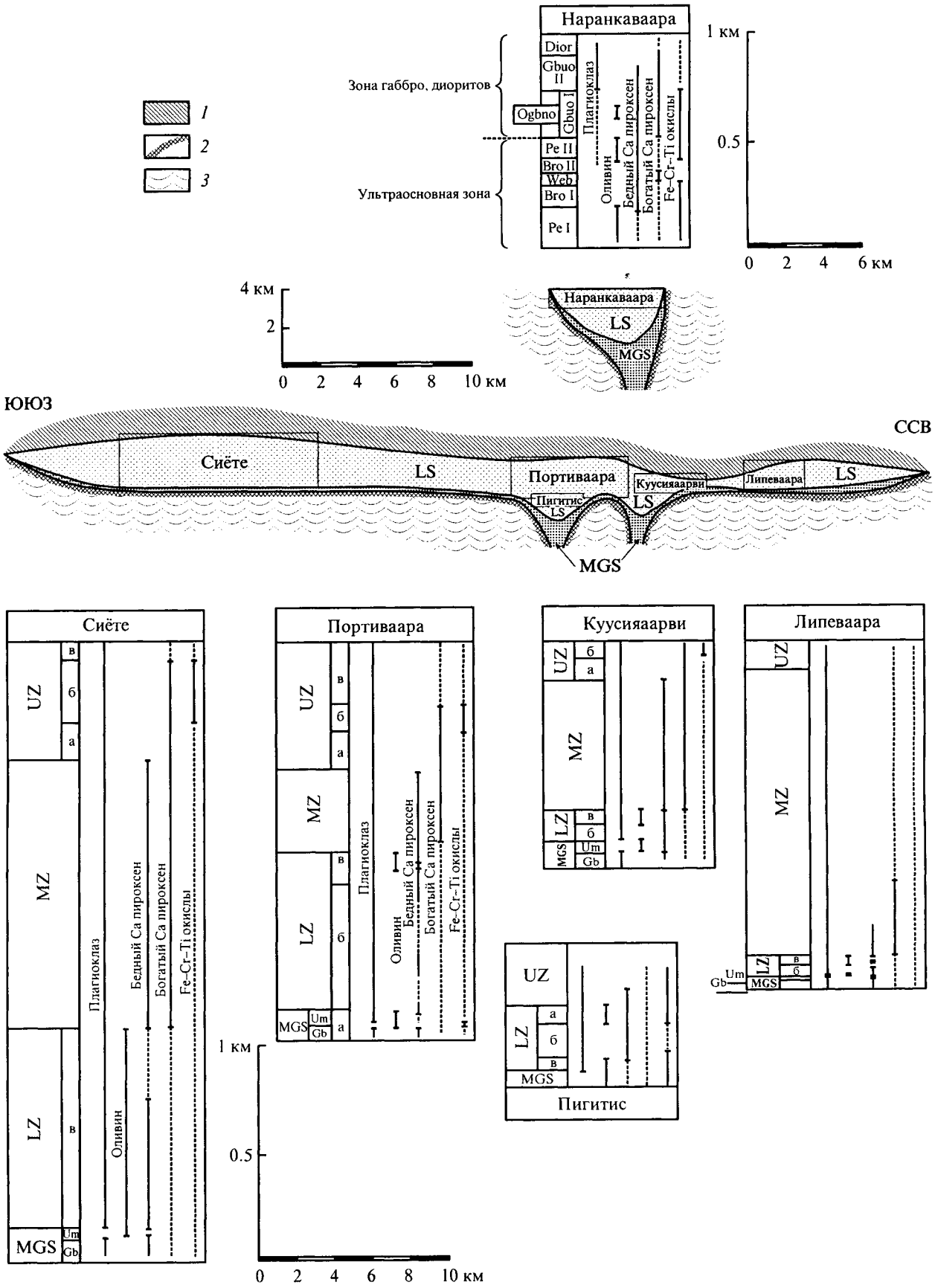


Рис. 4.62. Гипотетический разрез через западную интрузию, «соединяющую дайку» и интрузию Наранкаваара (Восточная интрузия) (Alapieti, 1982).

В разрезе указаны положение блоков Сиёте, Портиваара, Куусияарви и Липеваара и обнаженная часть Пигитиса. Приведены схемы вертикального строения блоков с данными по основным минеральным ассоциациям (кумулятивным — *сплошная линия* и интеркумулятивным — *точки*). *1* — гранофиры, *2* — альбит-кварцевые породы, *3* — гранито-гнейсы. LS — расслоенная, MGS — краевая серии; LZ — нижняя, MZ — средняя, UZ — верхняя зоны; Gb — габбро, Um — ультраосновные породы, Dior — диориты, Gbno — габбро-нориты, Ogbno — оливиновые габбро-нориты, Pe II — пироксениты II, Bro II — бронзититы II, Web — вебстериты, Bro I — бронзититы I, Pe I — пироксениты I; а, б, в — подзоны.

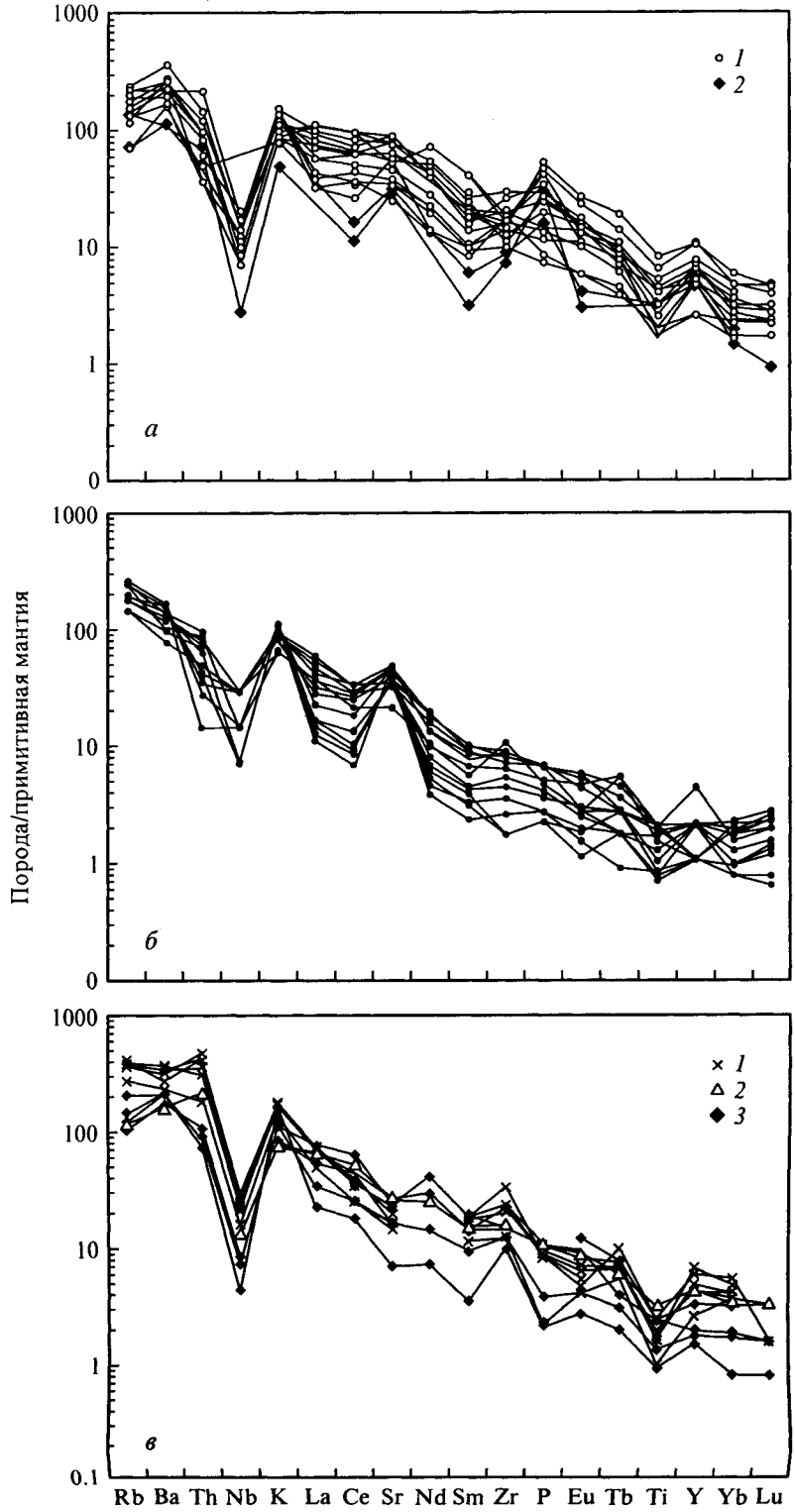


Рис. 4.32. Спайдер-диаграммы для массивов санукитоидов Суоярвско-Нюкозерского блока.

а — массивы: *1* — Панозерский, *2* — Аминдомайокский; *б* — массив Куйттила (*1*); *в* — массивы Хаутаваарский (*1*), Чалкинский (*2*) и Ялонваарский (*3*). Использованы данные (Иваников, 1997б; Geological Development..., 1993).

то-брекчии с обломками пород величиной в несколько метров. Общая мощность этих несомненно людиковийских пород превышает 600 м.

На островах и побережье оз. Нуасярви впервые для докембрия Балтийского щита А. Континеном установлен офиолитовый комплекс Иормуа (Kontinen, 1987). В разрезе комплекса выделены: 1) серпентиниты с дайками долеритов и габбро, 1000 м; 2) габбро, пересеченное дайками, несколько сотен метров; 3) пачка параллельных даек, включая «бесконтактные» и «дайка в дайку», пластины габбро и серпентинитов, до 1000 м; 4) шаровые лавы базальтов и брекчии с отдельными лавовыми потоками и редкими дайками, более 300 м; 5) переслаивание лавовых, карбонатных, кремнистых пород, черных сланцев и туффитов, менее 200 м; 6) граувакки и алевролиты, более 500 м.

Набор пород комплекса характеризуется особенностями, присущими породам людиковия. Трондьемитовые сегрегации габброидов и габбро по данным изохронного U-Pb датирования цирконов имеют возраст 1.96 млрд лет (Kontinen, 1987).

В районе горы Куопио людиковийские толщи включают кислые вулканиты, возраст которых определен 2.1 млрд лет (Lukkonen, Lukkarinen, 1986).

Упомянутая ранее изотопная аномалия углерода верхнеятулийских карбонатов прослежена в соответствующих отложениях районов Киихтелисваары, Хюрюнсалми, Восточной и Западной Пуоланки, Мелалахти (центр пояса Кайнуу), Перяпохья (Кеми-Рованиеми), Куопио (Karhu, 1993).

Далее к северо-западу на опорном профиле располагается обширная синклинорная структура сланцевой зоны Северная Похьянмаа (Кииминки—Утаярви). Протерозойские отложения здесь представлены мощной (несколько километров) толщей турбидитов, сложенной на северо-восточном крыле преобладающими конгломератами, на юго-западном — ритмично-слоистыми граувакками (Honkamo, 1985, 1986; Kahkonen et al., 1986). Подошва конгломератов несогласно перекрывает архейские вулканогенно-осадочные породы и отдельные мелкие синклинали, сложенные кварцитами предположительно ятулийского возраста. В центре структуры выделяется формация базальтовых вулканитов срединно-океанического геохимического типа с прослоями карбонатных, кремнистых и железисто-кремнистых пород, конгломератов с галькой гранитов, гнейсов и доломитов. На лавах залегают неслоистые редкогалечные конгломераты и глыбовые брекчии (»хаотические» брекчии) с обломками риолитовых полевошпатовых порфиров. Выше лав (и в переслаивании с ними) отмечены граувакки, сланцы, углеродистые сульфидо-

носные отложения. Данный разрез имеет очевидное сходство с вышеуказанными людиковийскими породами пояса Кайнуу. Карбонатные породы разреза не обнаруживают изотопной аномалии углерода. Возраст риолитовых порфиров составляет 2120 млн лет, а секущих всю толщу габбро — 1870 млн лет. Все это не противоречит выводу о принадлежности охарактеризованных отложений к людиковию.

Одним из ключевых районов при корреляции карельских отложений является район Северной Швеции — Кируна — и окружающие участки. По данным шведских геологов (Offerberg, 1967; Padget, 1970; Witschard, 1970; Eriksson, Hallgren, 1975; Parak, 1975; Frietsch, 1979; Ambros, 1980, и др.), здесь на поверхности датированных архейских гранито-гнейсов развиты элювиальные брекчии и конгломераты с известковистым цементом и кварциты Тьярро мощностью до 500 м, прослеживающиеся на северо-востоке до границы с Финляндией и далее. На кварцитах или гранитоидах (в юго-западной части) залегают породы коррелируемых друг с другом зеленокаменных групп Кируна, Виттанги, Вейккаваара и др., представленные преобладающими базальтовыми вулканитами, а также песчаниками, филлитами, черными сланцами, железистыми кварцитами, железными рудами, карбонатами, скарнами и сланцами. В разрезах встречаются порфириты и кислые лавы риолитового и сиенитового состава. Мощности этих групп измеряются 1.5—3.5 км. Вулканиты имеют возраст 2.2—1.9 млрд лет (Skiold, 1988). Секущие «альбитовые» диабазы (габбро-долериты) имеют такой же возраст.

Выше зеленокаменных пород залегают конгломераты, черные кварциты, биотитовые и граувакковые сланцы групп Курравааара, Килаваара, Пахакуркио и др. Породы отличаются тонкой ритмичной слоистостью флишоидного типа. Конгломераты содержат гальку порфиров, кварцитов, железисто-кремнистых пород, магнетитовых руд, филлитов, известняков, базальтов и «альбитовых» диабазов (габбро-долеритов). Мощность отложений достигает 3800 м.

Породы конгломерато-кварцито-сланцевых групп пересечены интрузиями габбро-диорит-плагиогранитной серии Хапаранда и ее аналогов, имеющих возраст 1.89—1.86 млрд лет (Skiold, 1988, и др.).

Шведские геологи сопоставляют кварцит Тьярро с ятулием, а зеленокаменные и конгломерато-кварцито-сланцевые группы с карельскими толщами Финляндии. Характерные признаки отложений вполне соответствуют такому выводу. Более того, зеленокаменные группы являются, по-видимому, аналогами людиковия, а конгломерато-кварцито-сланцевые — калевия. Взаи-

моотношения групп друг с другом и изотопные датировки подтверждают такой вывод.

В Северной Швеции на отложениях указанных выше групп резко несогласно залегают породы порфировой группы (или группы порфиров Кируна). В основании группы имеются конгломераты с галькой пород вулканогенных групп, граувакковых сланцев, черных кварцитов Пахакуркио и пород серии Хапаранда. Порфировая группа представлена разнообразными кислыми вулканитами, среди которых присутствуют вулканиты среднего и основного состава, железные руды, брекчии и метасоматические кварциты. Мощность порфировой группы превышает 2000 м.

На порфирах несогласно, с корой выветривания в основании, залегают конгломераты и мощные (более 1500 м) толщи кварцитов, нередко красноцветных, групп Вакко, Маттаваара, Риссаваара и др.

Если кварцитовые толщи по маркирующим признакам сопоставлять с вепсием, то породы порфировой группы не находят аналогов в стратиграфической шкале Карелии, так как между калевием и вепсием для них нет места.

Порфиры районов Кируна и Арвидсъяур датированы 1.91—1.86 млрд лет (Skiold, 1988). Следовательно, их накопление происходило примерно одновременно с метаморфизмом калевийских отложений (1.88—1.87 млрд лет) и частью вслед, а частью синхронно с внедрением интрузий серии Хапаранда.

Аналог группы Вакко и др. — группа Добблон (Einarsson, 1979) — залегает на коре выветривания «древних» (1.88—1.86 млрд лет) гранитов, содержит в своем разрезе риолиты с возрастом около 1.8 млрд лет, пересекается гранитами Сорселе — 1.79 млрд лет (Skiold, 1988).

Анализ совокупности литостратиграфических и геохронологических данных показывает, что отложения порфировых групп Северной Швеции представляют собой неизвестный в Карелии стратон, который по масштабам зафиксированных в нем геологических событий вполне равноценен надгоризонту. Поскольку порфировые толщи здесь традиционно именовались свекофеннскими, было предложено (Хейсканен, 1990) ввести стратон с таким названием в стратиграфические шкалы. Аналогичные рекомендации, опирающиеся на геотектонические и геохронологические данные, высказаны зарубежными (Gaal, Gorbatschev,1987) и российскими (Шемякин, Глебовицкий, 1995; Балашов, 1995) геологами.

Северный профиль, в котором протерозойские отложения непрерывно протягиваются на северо-запад по территории Фин-

ляндии и в «окнах» среди каледонид в Норвегии, проходит через Паанаярвинскую структуру. Здесь через границу прослеживаются на запад в район Куусамо (Хейсканен, 1980) кварцевые порфиры сумия, сариолийские андезито-базальтовые лавы и конгломераты (зеленокаменная формация I, Silvennoinen, 1972), кварциты, алевролиты, карбонатные породы с двумя пластами базальтовых лав нижнего и среднего ятулия (зеленокаменные формации II и III, там же), карбонатно-сланцевые и черносланцевые породы людиковия.

Из района Куусамо протерозойские отложения непрерывно простираются на север в район Салла (западная часть Куолаярвинского синклинория). Здесь на архейских амфиболитах и гранито-гнейсах залегают средние и кислые вулканиты формации Салла (Manninen, 1991). Андезито-базальтовые лавы этой формации включают оба маркирующих горизонта, выделенных в сариолийских вулканитах Карелии, и, по-видимому, являются сариолийскими.

Выше с корой выветривания в основании, перекрытой маломощными конгломератами и серицитовыми сланцами (уместно сравнить с северным берегом оз. Паанаярви, где нижнеятулийские отложения выклиниваются почти полностью), залегают магнезиальные и коматиитовые базальты формации Мянтювара. Далее в разрезе следуют кварциты, аркозы, доломиты формации Келлоселькя, толеитовые базальты формации Тахкоселькя, кварциты, песчаники и аргиллиты формации Матоваара, доломиты, графитистые и другие сланцы, джеспилиты формации Аатсингинхаута и ультраосновные вулканиты Туохиваара.

В районе Куусамо имеются абсолютные датировки кварцевых порфиров (2405 ± 6 млн лет) и габбро-диабазов, секущих среднеятулийские аргиллиты и верхнеятулийские кварциты (соответственно 2206 ± 9 и 2078 ± 8 млн лет). Здесь же максимальная изотопная аномалия углерода установлена в карбонатных породах верхнего ятулия (доломитовая формация). В районе Салла изотопная аномалия углерода зафиксирована в карбонатах формаций Келлоселькя, Матоваара и Аатсингинхаута. Следовательно, эти формации и разделяющие их вулканиты сопоставимы с ятулийскими толщами, а верхняя часть формации Аатсингинхаута и формация Туохиваара — с людиковийскими, что вполне согласуется и с литологическими маркерами.

М. Саверикко (Saverikko, 1988) показал, что западнее рассмотренного района зеленокаменная формация Салла и перекрывающие ее полимиктовые конгломераты коррелируются с зеленокаменной формацией I А. Силвеннойнена и, следовательно, с сариолием, а разрез расположенной выше свиты Ораниеми

(аркозы Оракоски, пелиты, базальты) удовлетворительно коррелируется с ятулийской частью разреза Куусамо.

Современная стратиграфическая схема центральной части Финской Лапландии (Lehtonen et al., 1992) вполне сопоставима с карельской региональной схемой. Формации Мадеткоски и Моюккельма группы Нижний Лаппоний сравниваются с формацией Салла и, по крайней мере частично, сопоставимы с сариолием. Среднелаппонийская формация Вирттиоваара сложена аркозами, кварцитами, серицитовыми сланцами, карбонатами, залегающими на коре выветривания. Эти породы пересекаются «альбитовыми» диабазами с возрастом 2.21 млрд лет и могут сопоставляться с ятулием. В верхней части формации и выше в разрезе (формация Саттасваара) имеются черные сланцы. Карбонаты формации Вирттиоваара, единственные в данной области, обнаруживают изотопную аномалию углерода, характерную для верхнеятулийских отложений.

Верхний лаппоний включает формации Саттасваара (коматиитовые и пикритовые вулканиты), Каутоселькя (основные лавы, туфы, кремни, черные сланцы, карбонаты), Порконен (вулканиты, кремнистые, железисто-кремнистые породы, железные руды) и Весмаярви (основные вулканиты, кислые порфиры). Породы формации Каутоселькя пересечены «альбитовыми» диабазами с возрастом 2044 ± 7 и 2060 ± 4 млн лет. Кислые порфиры формации Весмаярви датированы 2012 ± 3 млн лет. Секущие формацию кварцевые порфиры имеют возраст 1920 ± ± 4 млн лет. Датировки и совокупность маркирующих характеристик указывают на возможность корреляции верхнелаппонийской части разреза с людиковием.

На верхнелаппонийских толщах несогласно залегают полимиктовые конгломераты, кварциты и аргиллиты формации Улляс мощностью около 2 км. Выше располагаются конгломераты, средние и кислые вулканиты с вкрапленниками плагиоклаза и калишпата, туффиты и гематитовые руды формации Латваярви. Кислые вулканиты имеют возраст 1883 ± 5 млн лет и, по-видимому, составляют единый комплекс с кварцевыми порфирами, секущими формацию Весмаярви (1920 ± 4 млн лет). Формация Улляс сопоставляется с формацией Пахакуркио и, следовательно, является калевийской. Формация Латваярви имеет состав и возраст, присущие свекофеннской порфировой группе.

Вышележащая формация Весикковаара включает конгломераты с галькой подстилающих пород и гранитов.

Венчает разрез протерозоя Финской Лапландии группа Кумпу, включающая формацию Леви. На горе Кумпу на породах верхнего лаппония несогласно залегают конгломераты и кварци-

ты Кумпу, а западнее (гора Леви) — конгломераты Сиркка (500 м) и мощная (более 1000 м) толща песчаников и аргиллитов. В конгломератах содержится галька «альбитовых» диабазов, секущих людиковийские и ятулийские толщи. В цементе терригенных пород группы Кумпу установлены цирконы с возрастом 2066—1913 млн лет.

Приведенные данные убедительно показывают сопоставимость группы Кумпу и, вероятно, формации Весикковаара с вепсийскими отложениями.

Таким образом, в двух протяженных профилях северо-западной ориентировки вполне устанавливается возможность корреляции развитых здесь отложений со стратонами региональной шкалы, дополненными свекофеннским подразделением (табл. 4.1).

Реконструкции раннепротерозойских седиментационных бассейнов. История формирования Балтийского щита интересовала исследователей его геологии и стратиграфии издавна. По восточной части щита соответствующие локальные и региональные реконструкции, основанные на литологических данных и палеогеографической методологии, появились в шестидесятых годах (Галдобина, 1958 и др.; Соколов, 1955, 1963 и др.; Негруца, 1963, и др.); по центральной части щита некоторые важные положения высказали Х. Вяюрюнен (Vayrynen, 1954) и А. Симонен (Simonen, 1953). В дальнейшем советские геологи продолжали развивать литологическое и палеовулканологическое изучение докембрия, основанное на стратиграфической базе (Негруца, Негруца, 1965; Соколов и др., 1970; Т. Негруца, 1979; В. Негруца, 1984; Светов, 1972; Свириденко, Хейсканен, 1975; Хейсканен, 1973, 1975, 1980, 1990; Мележик, 1992, и др.). Зарубежные геологи при попытках реконструкции истории развития щита, за исключением отдельных авторов (Kautsky, 1959), предпочитали использование аналитических данных и палеотектонических построений (Piirainen, 1975; Hietanen, 1975; Gaal, 1982; Park et al., 1984; Berthelsen, 1987; Gaal, Gorbatschev, 1987, и др.). В последние годы особенно активно обсуждались вопросы формирования северной части щита — пояс гранулитов и зона Полмак—Печенга—Варзуга (Merilainen, 1976; Barbey et al., 1980, 1984; Raith et al., 1982; Berthelsen, Marker, 1986; Marker, 1985; Gaal et al., 1989; Melezhik, Sturt, 1994, и др.). Все эти исследования внесли вклад в понимание особенностей протерозойских процессов, приведших к формированию современного облика Балтийского щита.

Сумий. Главными представителями протерозойских комплексов, сформированных в сумийское время, являются осадочно-вулканогенный комплекс кислого состава (кварцевые пор-

фиры и пр.), комагматичные ему плагиомикроклиновые граниты нуоруненского типа и многочисленные тела расслоенных габброноритовых интрузий. Все эти объекты относятся к возрастной группе 2.45—2.40 млрд лет. На основании геохронологических данных сумийский возраст имеют кислые вулканиты (имандриты), включаемые в состав сейдореченской свиты, хотя осадочные породы и основные вулканиты этой свиты по геологическому положению и составу более сходны с ятулийскими толщами. На основании новейших возрастных определений к сумийскому уровню предположительно относят и серию Ветреного Пояса в одноименном районе, однако такой вывод полностью нарушает, казалось, уже сложившуюся возрастную иерархию выделенных здесь стратонов и поэтому выглядит преждевременным.

Осадочно-вулканогенные отложения прослеживаются в виде пояса через Шуезерский, Гайкольский и Паанаярвинский синклинории. В этом же поясе как в пределах упомянутых структур, так и между ними известны многочисленные штокообразные тела и дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров, представляющие подводящие каналы вулканических построек, реликты которых установлены в районе оз. Косого и на северном берегу оз. Паанаярви.

В Центральной Карелии кварцевые порфиры не установлены, однако в ряде структур Западной Карелии они встречаются в гальке сариолийских конгломератов. На возможность локальных проявлений сумийского кислого вулканизма и магматизма в этой зоне указывают находки рапакивиподобных гранитов с возрастом 2435 ± 12 млн лет (Halliday et al., 1988) восточнее пояса Кухмо Финляндии.

Совокупность геологических данных позволяет предполагать, что сумийский осадочно-вулканогенный комплекс представляет собой реликты континентальной вулканической дуги, располагавшейся вблизи зоны сочленения Карельского и Беломорского блоков земной коры. В пользу такого предположения свидетельствуют данные о глубинности гранитообразования (гранит-порфиры на удалении и чарнокиты вблизи зоны коллизии) и проявлениях метаморфизма с возрастом 2.45—2.40 млрд лет (Горохов и др., 1981; Бибикова, 1995; Чекулаев, Лобач-Жученко,1995, и др.).

Имеющиеся данные указывают на существование наземных протяженных бассейнов аллювиально-озерного накопления грубообломочных отложений в условиях расчлененного рельефа в приграничных с Беломорским блоком зонах.

Сариолий. Сариолийские образования на территории щита развиты значительно шире, чем сумийские. Они участвуют в строении многих ятулийских структур и слагают самостоя-

тельные брахиморфные синклинали в Карелии, Восточной и Северной Финляндии и в Северной Норвегии. В целом эти образования могут интерпретироваться как вулканогенная моласса орогенного этапа развития.

Выделение двух основных типов разрезов, различаемых по наличию или отсутствию в них лавовых толщ, способствовало палеогеографическим реконструкциям этого периода (Хейсканен, 1973), поскольку участки смены типов разреза можно трактовать как склоны возвышенностей, на которых происходит выклинивание лавовых полей. Изменение фациальных характеристик отложений, находки лавинных аккумуляций в этих участках не противоречат такой трактовке. Расположение реликтов вулканических построек, установленных и предполагаемых центров вулканизма в этих участках связывают заложение возвышенностей и депрессий с движениями по разломам, а картирование зон последних по указанным выше признакам привело к выделению областей сводовых поднятий, осложненных центральными и боковыми грабенами. Крупные поднятия, к которым относилась и вся территория Беломорского блока, разделялись бассейном, расширявшимся к северо-западу (рис. 4.42).

В понижениях поднятий и на их склонах формировались толщи обломочных пород, нередко смешанных и переслаивающихся с пирокластикой. В юго-восточной части сариолийского бассейна накапливались озерно-аллювиальные и лахаровые отложения. Осадконакопление временами подавлялось андезито-базальтовым вулканизмом наземного типа. Начиная с центральной части бассейна и далее к северо-западу существенную часть времени доминировали морские условия, приведшие к формированию шаровых текстур лав и гиалокластов.

Сариолийские лавовые андезито-базальты и субвулканические габброиды подводящих каналов имеют своеобразные петрохимические особенности. В частности, в Карелии они отличаются от типичных повышенным содержанием магнезии — до 12 % в лавах и до 16 % — в габброидах. Западнее, в структуре Саари-Киекки (восточнее Кухмо, Luukkonen, 1989), в структуре Салла (Manninen, 1991), районах Маси (Solli, 1983), Реппафиорд-Комагфиорд (Pharaoh et al., 1983) и ряде других в сопоставимых с сариолийскими толщах помимо андезито-базальтов присутствуют базальты, коматииты, андезиты, дациты и риолиты. Предполагается, что более основные члены этого ряда отражают первоначальный состав мантийного расплава, а более кислые частью являются его дифференциатами и в значительной доле — продуктами коровой контаминации (Manninen, 1991). Гибридные породы, отмеченные в жерловых образованиях ре-

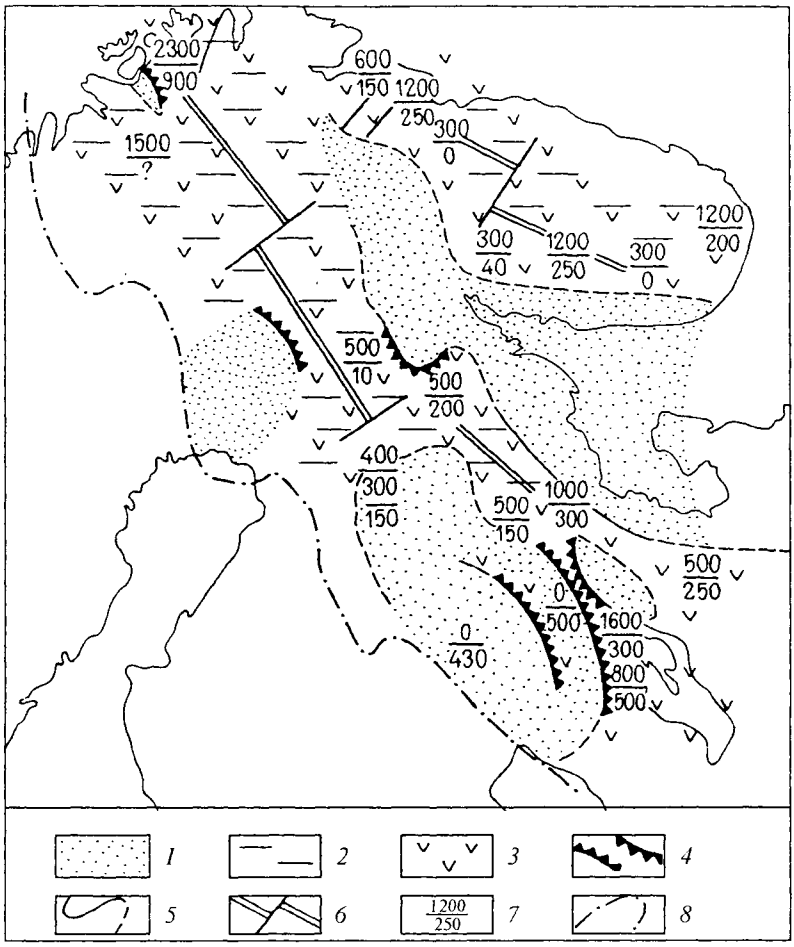


Рис. 4.42. Фациально-тектоническая схема сариолийской седиментационной области.

1 — поднятия, *2* — бассейны, *3* — лавовые поля, *4* — синседиментационные грабены, *5* — границы фациальных зон, *6* — оси растяжения и трансформные разломы, *7* — мощности вулканогенных (*над чертой*) и терригенных (*под чертой*) отложений, *8* — границы Карельского кратона.

ликтовой вулканической постройки района р. Кумсы (Хейсканен и др., 1986), также являются примером контаминации.

В сариолийском элювии, обломочных и лавовых образованиях отсутствуют признаки химического выветривания материала. В то же время предполагавшееся еще П. Эскола (Eskola, 1919) гляциогенное происхождение сариолийских отложений

нашло подтверждение в открытии диамиктитов и «дропстоунов», свидетельствующих об участии в их формировании ледовых процессов (Ojakangas et al., 1989, 1991).

Палеовулканологические и палеотектонические реконструкции показывают, что в сариолийское время область седиментации имела среднегорный ландшафт (Хейсканен и др., 1977). Судя по мощности выклинивающихся лавовых толщ, поднятые участки сводов возвышались над дном троговых долин более чем на 1.5 км (Бондарь, 1986). Склоны этих долин осложнялись узкими врезами типа ущелья, пример которого установлен севернее д. Койкары. Здесь реконструируется вулканическая постройка, заполняющая узкую (1.5—2 км) долину, на бортах которой полностью выклинивается лавовая толща полукилометровой мощности. В определенной степени о расчлененности рельефа свдетельствуют и линзы лавинных отложений, установленные севернее д. Святнаволок (Хейсканен, Бондарь, 1986).

Отсутствие признаков окисления лавового материала сариолийских вулканитов (в отличие от ятулийских) указывает на весьма низкое содержание кислорода в атмосфере того времени.

Ятулий. В основании ятулия, начиная с А. Метцгера (Metzger, 1924), выделялись «базальные сланцы», образование которых связывалось с корами выветривания. Изучение автором аналогичных образований показало (Соколов, Хейсканен, 1966), что это действительно сиаллитные коры выветривания, имеющие широкое площадное распространение в подошве и на других уровнях ятулийского разреза. Как элемент базальных образований ятулия коры выветривания ассоциируют с элювиально-делювиальными брекчиями, их обызвесткованными аналогами, калиево- и гравелито-конгломератовыми отложениями. Эти элементы ландшафтно и гидрологически закономерно сменяют друг друга по латерали (рис. 4.43).

Химико-минералогический состав кор выветривания в большинстве случаев допускает интерпретацию в рамках монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистой модели (Хейсканен, 1990). В отдельных случаях этой модели недостаточно, и требуется предполагать наличие среди первичных минералов глинозема (гиббсит, бемит, диаспор).

Изучение базальных образований ятулия привело к выводу о том, что формирование их происходило на пенепленизированной поверхности в условиях теплого и недостаточно влажного климата, при наличии в атмосфере свободного кислорода и повышенного количества углекислоты, кислой реакции метеорных вод, щелочной — грунтовых и резко щелочной — мелких эфемерных водоемов.

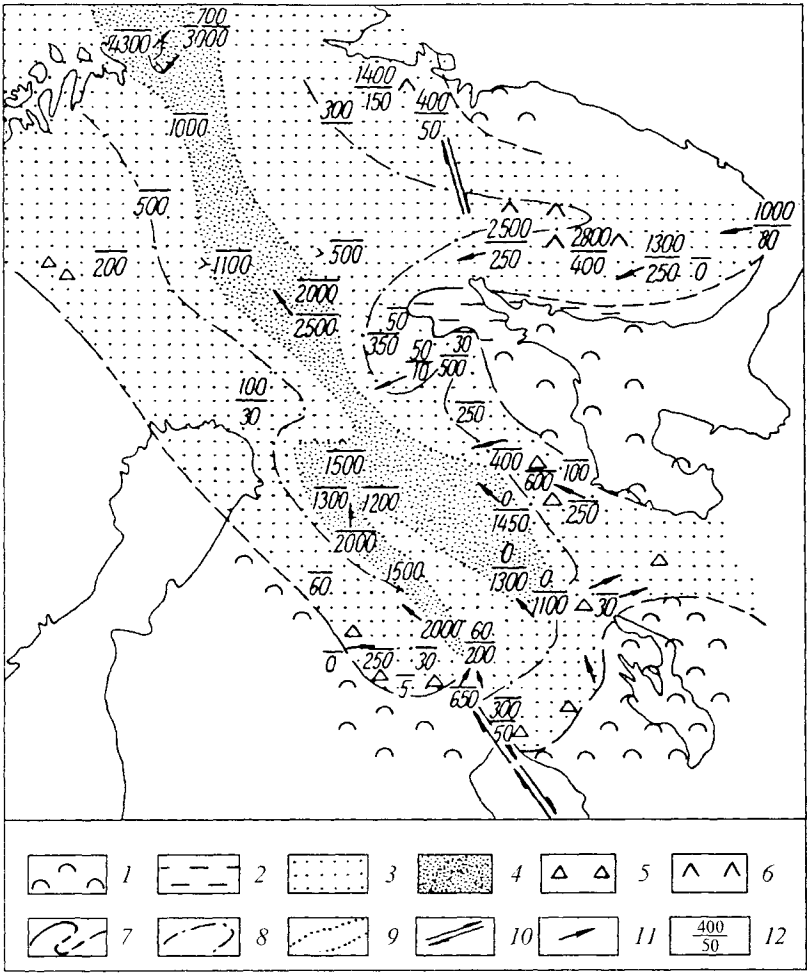


Рис. 4.43. Нижнеятулийский седиментационный бассейн.

1 — область сноса с холмистым рельефом, *2* — то же, низменность, *3* — участки с мощностью отложений до 1000 м, *4* — то же, более 1000 м, *5* — обызвесткованный элювий, *6* — проявления кислого вулканизма, *7* — граница области аккумуляции, *8* — изопахита 500 м, *9* — изопахита 1000 м, *10* — постъятулийский сдвиг, *11* — направление транспорта осадков (по косой слоистости); *12* — мощность нижнеятулийских вулканитов (*над чертой*) и осадков (*под чертой*).

Сведения о ятулийском седиментогенезе указывают на существование обширного озерно-аллювиального в начале, мелководно-морского и прибрежно-континентального эвапоритового в конце ятулия в бассейне, окруженном с юго-запада (от Кируны до Приладожья) и юго-востока (Приладожье—оз. Выгозеро) областями выклинивания отложений и денудации. Аналогичную роль питающих провинций играл Беломорский блок.

Нижнеятулийские отложения представлены преимущественно монокварцевыми осадками, поставлявшимися интенсивно развивавшимися корами химического выветривания. Глинистая часть продуктов выветривания претерпела дальний перенос и накапливалась в значительных масштабах лишь начиная с Финской Лапландии.

В конце ятулийского времени почти повсеместно установились условия мелководного морского бассейна карбонатного и сульфатного эвапоритового осадконакопления с многочисленными строматолитовыми рифами. В бассейне повсеместно от района Лофотенских островов до Онежской структуры осаждались карбонаты с аномально тяжелым углеродом.

Одновременно с осадконакоплением и особенно интенсивно в зонах наибольшего погружения в результате рассеянного спрединга фундамент и толща осадков пересекались плотным роем даек северо-западного простирания, игравших роль подводящих каналов ятулийского базальтового вулканизма. В юго-западной части бассейна были сформированы отдельные лавовые поля, тогда как в северо-восточной (Кольский полуостров) вулканизм резко выделялся своей интенсивностью, в результате чего осадконакопление было подавлено.

Людиковий. Наиболее важным объектом для понимания главных геологических процессов данного периода является офиолитовый комплекс Ермуа, который вместе с его продолжением в структуре пояса Кайнуу—Оутокумпу позволяет говорить о былом существовании людиковийского океана. Строение людиковийских отложений в соседних с комплексом участках Центрального Кайнуу отличается широким распространением хаотических — олистостромовых — отложений, указывающих на их формирование в условиях резко пересеченного, вероятно трогового, рельефа. При этом в тектонических долинах происходило смешивание тонких (углеродисто-пелитовых) и хемогенных (кремнистых, карбонатных, железистых) осадков с грубым турбидитовым и склоновым материалом. Периодически здесь формировались осадки эвапоритового типа. Южнее, в районе Оутокумпу, осадконакопление было представлено только тонкими пелагическими и хемогенными типами, что свидетельствует о значи-

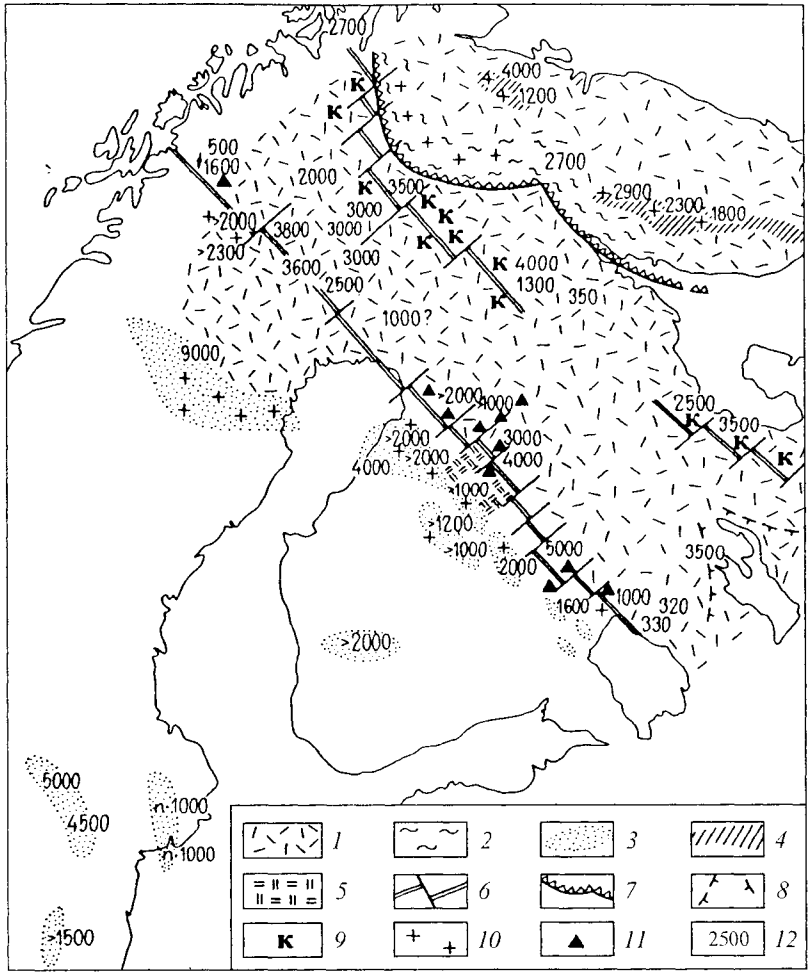


Рис. 4.44. Основные элементы людиковийской седиментационной области.

1 — архейский кратон, *2* — гранулитовый пояс, *3* — досвекофеннские (?) блоки среди свекофеннид, *4* — Печенгско-Варзугский пояс, *5* — блок Иисалми, *6* — зоны растяжения и трансформные разломы, *7* — зона субдукции, *8* — авлакоген (?), *9* — коматиитовый вулканизм, *10* — кислый вулканизм, *11* — грубообломочные отложения и олистостромы, *12* — мощность отложений.

тельной ширине океанического бассейна. Согласуется с этим выводом окисленный характер отложений в Кайнуу (железные руды Туомиваара) и восстановленный в Оутокумпу (сульфиды).

По ряду признаков океаническая структура Иормуа продолжалась на северо-запад через район Кииминки—Утаярви и далее

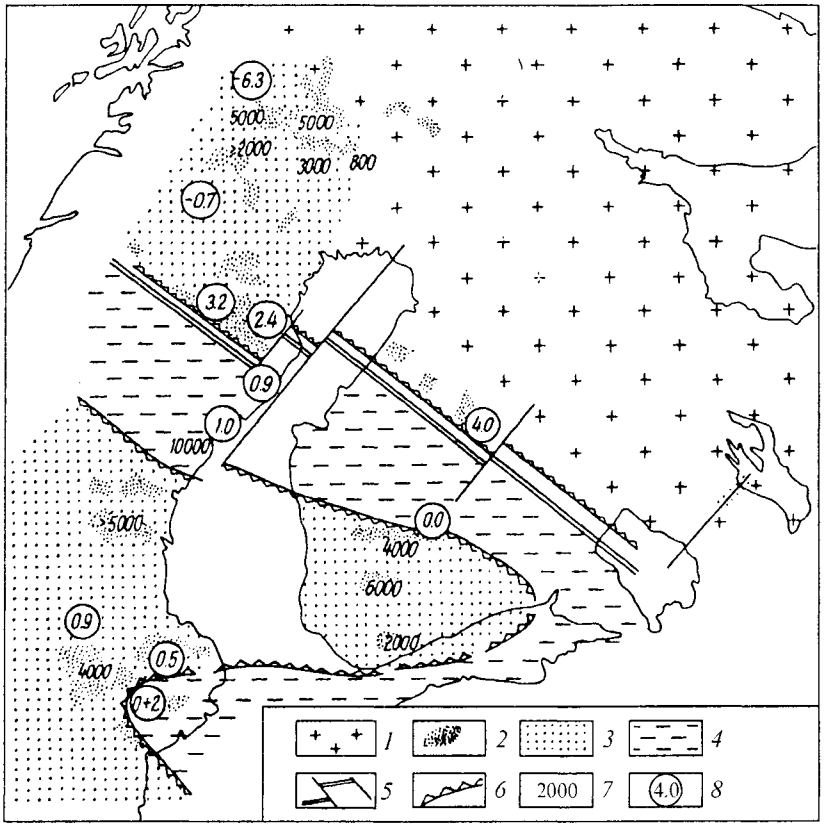


Рис. 4.45. Свекофеннский бассейн.

1 — континентальные фации, *2* — изученные участки вулканических дуг, *3* — вулканические дуги (островные и континентальные), *4* — океанические фации, *5* — зоны спрединга и трансформные разломы, *6* — зона субдукции, *7* — мощность отложений, *8* — ε_{Nd}.

севернее месторождения Кируна (рис. 4.44). В это же время вероятно существование более крупной океанической структуры южнее Лапландского гранулитового пояса. Одновременно существовали структуры, подобные Онежской мульде, с ювенильным (по Sm-Nd данным) источником магматических проявлений. Общими особенностями всех людиковийских структур являются интенсивный основной и ультраосновной вулканизм, разнообразное терригенно-хемогенное осадконакопление с отчетливо проявленным гидротермальным источником материала.

Людиковийский океан рассекал архейский кратон, от юго-западной части которого сохранились блок Иисалми и район меж-

ду зоной Шелефте и Кируной. Примечательно, что при закрытии северной части океана его борта не совместились в исходном положении, на что указывает разрыв изопахит раннеятулийских отложений в сутурной зоне. Геометрический анализ движений блоков, обусловивших этот разрыв, и укорачивание земной коры в результате складчатости согласованно дают оценку максимальной ширины океана в районе Иормуа порядка 200—300 км. К северу океан сужался настолько, что его дно всюду было достижимо для мутьевых потоков с грубообломочным материалом.

Калевий. Накопление калевийских отложений, выделяемых в Онежской мульде, следует за эпохой слабых деформаций людиковийских толщ, хотя в этой структуре осадконакопление, по-видимому, сопровождалось вулканизмом.

Свекофенний. Свекофеннский океанический бассейн был заложен вдоль юго-западного ограничения современной Карельской гранит-зеленокаменной области (рис. 4.45). По некоторым геологическим (мономиктовые, в том числе грубозернистые, осадки), геохимическим (континентальные толеиты, Valbracht et al., 1991) и изотопным (Patchett et al., 1987; Valbracht, 1991) данным, в западном Бергслагене, Центральная Швеция, отмечается влияние некоего более древнего людиковийско-ятулийского или даже архейского блока земной коры, ограничивавшего свекофеннский океан с юго-запада. Возможно, что в досвекофеннское время этот блок являлся частью архейского кратона, упомянутого выше.

Вепсий. В различных участках щита, преимущественно тех, которые претерпели свекофеннскую консолидацию или деформации, в изолированных континентальных бассейнах аллювиально-озерного типа формировались красноцветные отложения (Западное Прионежье, Северное Приладожье, зона Тампере, Кумпу, Риссаваара, Маатгаваара и др.). Местами их накопление сопровождалось базальтовым (Шокша и др.) и риолитовым (Добблон) вулканизмом.

Интрузивный магматизм периода 2.40—2.45 млрд лет

Наиболее интенсивный базит-гипербазитовый магматизм этого периода проявился в пределах протяженных Лапландского и Северо-Карельского поясов, а также в Юго-Восточной Карелии, в Водлозерском домене. Характерной особенностью интрузивных тел является их четко выраженная магматическая расслоенность.

В Лапландии описан ряд массивов, крупнейшими из которых являются Аканваара, Койтелайнен и группа тел Кейвица—Сатоваара.

Расслоенная интрузия Аканваара. Интрузия Аканваара расположена в юго-восточной части Лапландского интрузивного пояса (рис. 4.46). Возраст массива — 2430 млн лет, получен U-Pb методом по цирконам, отобранным из габбро с кумулятивной текстурой, залегающих выше верхнего хромитового горизонта. Это разбитое на блоки тело (Mutanen, 1989, 1997), которое погружается на юго-восток. Площадь массива 50—55 км^2. На востоке интрузия отделена разломом от более древних кислых и основных вулканитов, а на западе — от относительно молодых метаосадочных, терригенных, толщ формации Ритаселькаа. Магма внедрялась в вулканогенную толщу, так как базальтовые ксенолиты были обнаружены в гранофирах. Сохранились нижний и верхний контакты с вмещающими породами, что позволяет создать достаточно полное представление о разрезе расслоенного тела. Мощность интрузива, включая гранофиры, достигает 3100 м (Mutanen, 1997). Серия даек мафического состава пересекает интрузив и вмещающие породы в север—северо-западном направлении. Дайки имеют различный химический состав: от магнезиального (MgO — 11 вес. %, Cr — 950 ppm, Ni — 300 ppm) до обычного толеитового. Вертикальный разрез массива формально подразделен на зоны (рис. 4.47), которые кроме нижней краевой закалочной группы — микрогаббро-норитов и некумулятивных габбро — включают следующие горизонты (сверху вниз).

Нижняя зона (LZ) характеризуется преимущественным развитием ортопироксеновых кумулатов. В ее верхах появляются габброиды. В этой зоне присутствует серия хромититовых горизонтов. Ортопироксеновые кумулаты, подстилающие их, постоянно содержат хромит, иногда крупные кристаллы клинопироксена и редко оливин. Главный минерал интеркумулуса — плагиоклаз, более редкие минералы — коричневая роговая обманка и кварц. В нижней части зоны наблюдается чередование габбро и пироксенитов, а также пятнистых анортозитов. Вверху разреза присутствуют слои пироксеновых (с хромитом) кумулатов и слой хромититов мощностью менее пяти сантиметров. Распределение хромитов в зоне LZ показано на рис. 4.48.

Главная зона (MZ) ограничена нижним (ULC) и верхним хромитовым (UC) горизонтами. Она сложена оливин-пиро-

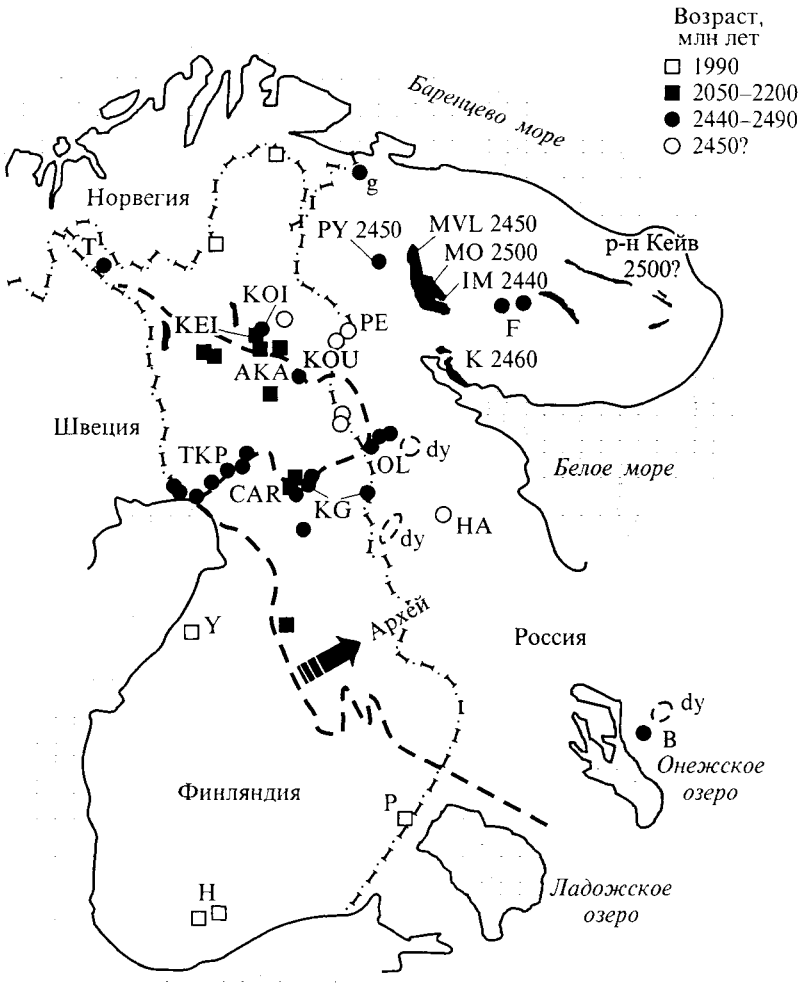


Рис. 4.46. Основные расслоенные интрузии центральной и восточной частей Балтийского щита (Mutanen, 1997).

Интрузии: KOI — Койтелайнен, KEI — Кейвица-Сатоваара, AKA — Аканваара, T — Тсохкоаиви-Каамайоки, TKP — группа Куккола—Торнио—Кеми—Пеникат, KG — группа Койлисмаа, KOU — Коулумаоива, PE — Пеуратунтури, G — Генеральская (Луастари), F — Федорово-Панские тундры, L — Олангская группа, K — Колвицы, B — Бураковская, IM — Имандровская, MO — Мончегорская, MVL — Монче-Волчьи-Лосевые тундры, PY — Пиршин, HA — Хайкола, Y — Иливиеска, H — Хивинкаа, P — Париккала; dy — рои даек с возрастом 2450 млн лет, CAR — карбонатиты Кортеяаарви и Лайвайоки.

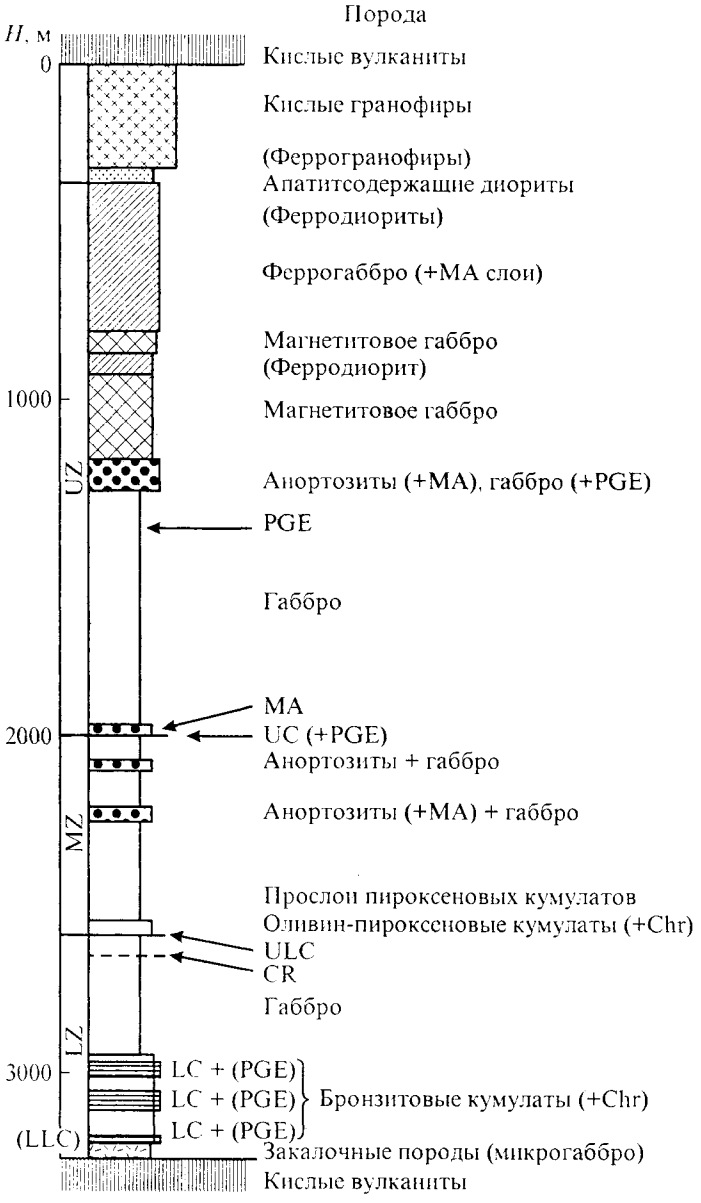


Рис. 4.47. Вертикальное строение интрузии Аканваара (Mutanen, 1997).

PGE — участки разреза, обогащенные металлами группы платины; UC — верхние хромититовые слои; ULC — наиболее нижний из UC горизонт; LC — нижние хромититовые слои; LLC — наиболее нижние из LC слои хромититов; CR — маломощные слои хромититов, Chr — хромит, MA — пятнистые анортозиты.

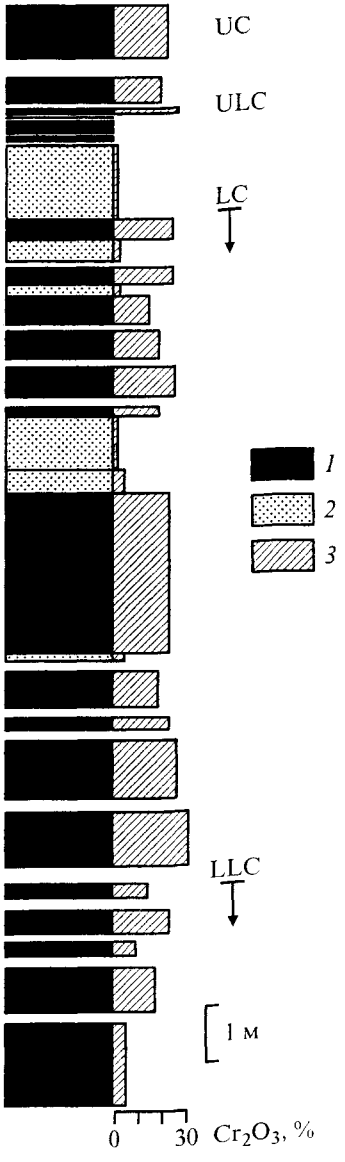


Рис. 4.48. Мощности хромититовых слоев в интрузиве Аканваара (Mutanen, 1997).

1 — слои хромититов; *2* — слои хромитсодержащих пироксенитов, вмещающие хромититы; *3* — концентрация Cr_2O_3 в породах. UC — верхний хромититовый слой, ULC — наиболее верхний из LC слои хромититов, LC — нижние хромититовые слои, LLC — наиболее нижние из LC слои хромититов.

ксеновыми с хромитом кумулатами, переслаивающимися пироксеновыми с хромитом и оливин-плагиоклаз-хромитовыми кумулатами (троктолитами с пойкилитовыми пироксенами). Завершается разрез переслаиванием габбро и пироксенитов. Встречаются слои габбро-анортозитов.

Верхняя зона (UZ) начинается с однородных габбро и завершается феррогаббро с двумя прослоями магнетитовых габбро. Встречаются прослои анортозитов и габбро-анортозитов. Вертикальный разрез интрузива завершают гранофиры и ферродиориты.

Средневзвешенный состав интрузива (Mutanen, 1997) отвечает толеитам с 52 вес. % SiO_2, 6—8 % MgO, 0.7 % TiO_2 и характеризуется низкими содержаниями Cr и Ni.

Расслоенная интрузия Койтелайнен. Эта интрузия расположена в юго-восточной части Лапландского интрузивного пояса (рис. 4.48). Возраст — 2435 млн лет, полученный U-Pb методом по цирконам, отобранным из ультраосновных пегматоидных пород и порфиритовых гранофиров. Интрузия представляет собой плоскую, овальной формы брахиантиклинальную структуру площадью 26—29 км^2. Архейские гнейсы в районе интрузии Койтелайнен представлены тоналитами, трондьемитами и гранодиоритами

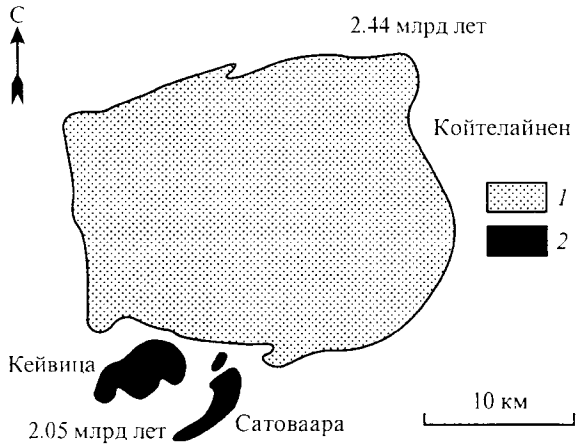


Рис. 4.49. Относительное положение интрузий Койтелайнен (*1*) и Кейвица—Сатоваара (*2*) (Mutanen, 1997).

(Mutanen, 1997) с возрастом 3100 млн лет (U-Pb метод, циркон, Kroner et al., 1981) и 2765—2821 млн лет (U-Pb метод, циркон, Mutanen, 1989). Докойтелайненские супракрустальные породы представлены метаморфизованными субаркозами различного состава, вулканическими брекчиями с возрастом 2526 ± 42 млн лет (U-Pb метод, циркон, Mutanen, 1997), диамиктитами, туфитами, туфами и базальтовыми лавами. Интрузия Койтелайнен перекрыта метаморфизованными вулканическими и осадочными породами. В зоне термального воздействия интрузива на вмещающие породы у его кровли преобладают высокоглиноземистые сланцы и коматиитовые вулканические породы с незначительным количеством базальтовых эффузивов, туфов и субаркозовых кварцитов. Предполагается, что посткойтелайненские супракрустальные породы представлены карбонатными породами, слюдистыми аркозами и низкотитанистыми базальтами, зафиксированными между интрузиями Кейвица и Сатоваара (рис. 4.49).

В вертикальном разрезе интрузива (рис. 4.50) выделяются: нижняя зона ультраосновных пород (LZ), главная габбровая зона (MZ) и верхняя зона габбро с анортозитами и магнетитовыми габбро (UZ), перекрытые непрерывным горизонтом гранофиров. Ксенолиты интрузивного габбро и коматиитовых базальтов, а также автолиты закалочной части интрузива встречаются вблизи основания, у зоны интрузивного контакта (UZ). В MZ автолиты и ксенолиты не встречены, но снова появляются в UZ и гранофирах, особенно вблизи основания анортозитовой части разреза, в районе верхних хромитовых горизонтов и магнетитовых габбро.

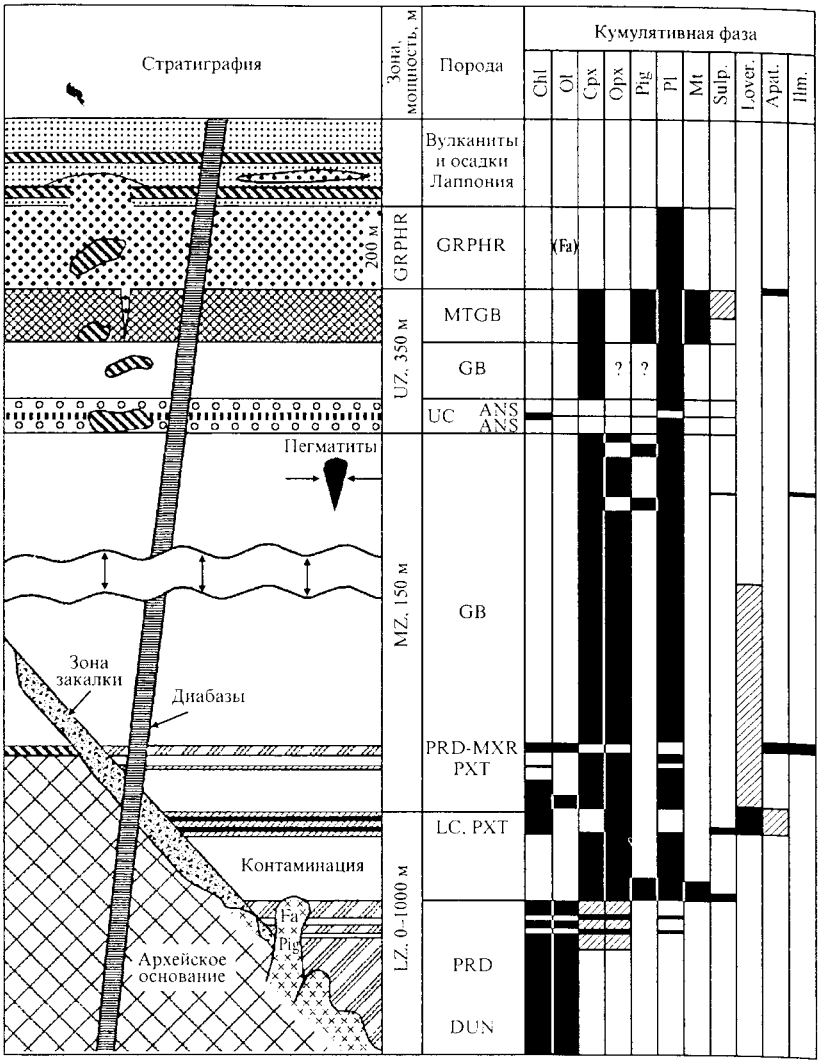


Рис. 4.50. Вертикальное строение интрузии Койтелайнен (Mutanen, 1997). LZ — нижняя, MZ — главная, UZ — верхняя зоны, GRPHP — гранофиры, DUN — дуниты, PRD — перидотиты, PXT — пироксениты, LC — нижние хромититовые слои, GB — габбро, ANS — анортозиты, UC — верхние хромититы, MTGB — магнетитовое габбро, GB(DB) — габбро (диабазы), MXR — смешанные породы. Косая штриховка — присутствие минералов в незначительном количестве.

Нижняя часть разреза LZ состоит из перидотитов (кумулаты — Ol, Cr, Opx, Cpx, минералы интеркумулуса — Pl, K-Na-полевой шпат, сульфиды, флогопит, роговая обманка, кварц, апатит, циркон и др.) с переслаивающимися двупироксеновыми габбро в верхней части. Наиболее нижние породы (LZ) представлены или ортокумулатами, или мезокумулатами. Интеркумулятивный ильменит — обычный минерал для перидотитов. Здесь его содержание гораздо более высокое, чем в зоне MZ (Mutanen, 1997).

Слои кумулятивных габброидов встречены в верхней части перидотитового разреза, где они переслаиваются с пироксенитами и перидотитами. Иногда в габбро присутствует кумулятивный оливин. Плагиоклаз в этих породах отчетливо зональный, с более высококальциевой центральной частью. В плагиоклазе присутствуют угловатые включения щелочного полевого шпата. Между перидотитами и самыми верхними в LZ пироксенитами залегают контаминированные габбро (Mutanen, 1997).

Пироксениты представлены Opx-Crt кумулатами с интеркумулятивными Pl и Cpx, флогопитом, КПШ и кварцем. Формирование оболочек клинопироксена вокруг ромбического пироксена предполагает реализацию перетектических реакций. Пироксены содержат включения флогопита и роговой обманки, когда интеркумулус обогащен кварцем и щелочным полевым шпатом. Пироксенитовая серия пород включает нижние хромитовые слои (LC).

Главная зона (MZ) сложена в основном габбро-норитами (PL + Opx + Cpx кумулаты). В основании зоны наблюдается переслаивание фельдшпатоидных пироксеновых кумулатов. Так же как и в интрузии Аканваара, встречаются прослои с кумулятивными оливином и плагиоклазом (троктолиты). Хромит и ловерингит, типичные для этих пород, встречаются в меньших количествах и в выше залегающих габбро.

Верхняя зона (UZ) начинается с анортозитов (мощность 40 м). Хромитовый слой расположен среди этих пород. Анортозиты перекрываются габбро и анортозитами. Габброиды этой зоны представлены Pl-Px кумулатами, где пироксен полностью уралитизирован. Самая верхняя часть разреза представлена магнетитовым габбро и гранофирами.

Расслоенный комплекс Кейвица—Сатоваара. Расслоенный комплекс Кейвица—Сатоваара расположен в северо-восточной части брахисинклинальной структуры южнее брахиантиклинали Койтелайнен (рис. 4.49). Кейвица и Сатоваара представляют блоки единой интрузии, разделенные разломами. Площадь выхода интрузива равна 16 км^2. Возраст интрузи-

ва определен U-Pb (циркон, 2050 Ma; Huhma et al., 1996) и Sm-Nd (пироксен-плагиоклаз-порода, 2052 ± 25 Ma) методами. Циркон из дайки диоритов, пересекающих ультрамафитовые кумулаты, дал близкий с интрузивом возраст — 2054 ± 7Ma (Mutanen, 1997). Таким образом, комплекс, по этим данным, может быть сопоставлен лишь с ассоциациями изверженных пород третьей стадии рифтогенеза на Кольском полуострове.

В вертикальном разрезе интрузива выделяются следующие зоны.

1. Базальная зона мощностью до 8 м. Состоит из микрогаббро, обогащенного кварцем, габбро и пироксенитами.

2. Зона ультрамафитов максимальной мощностью больше 2 км, состоящая из оливин-клинопироксен-(ортопироксен)-магнетитовых мезокумулатов и ортокумулатов. Это оливиновые вебстериты и оливиновые верлиты. Среди оливиновых пироксенитов отмечаются непродолжительные (прерывистые) слои пироксенитов, габброидов и автолиты габброидов. Типичны ксенолиты коматиитов и пелитовых пород.

3. Зона габбро мощностью больше 500 м сложена габбро-норитами, феррогаббро с пижонитом и оливином (фаялитом), магнетитовым габбро (с богатым ванадием магнетитом) и их уралитизированными разновидностями. Графитовое габбро присутствует в юго-восточной части интрузии. В верхах разреза зоны габбро отмечаются прерывистые прослои оливин-пироксеновых кумулатов. Ильменит в этих породах — кумулятивный минерал. Здесь же часто концентрируются сульфиды. Ксенолиты коматиитов и пелитовых роговообманковых сланцев обычны для зоны. Магнетитовые габбро, завершающие разрез, быстро переходят в гранофиры.

Cu-Ni-PGE-Au месторождение Кейвитсансарви локализовано в оливиновых пироксенитах и их метаморфизованных разновидностях (Mutanen, 1997). Месторождение представлено несколькими рудными телами. По данным изотопии (Hanski et al., 1996), важную роль в формировании руд играла «осадочная» сера.

Западная часть Северо-Карельского пояса

Бóльшая группа расслоенных интрузий образует прерывистый пояс значительной протяженности (рис. 4.46). Он начинается в Швеции, прослеживается через всю Финляндию (комплекс Койлисмаа) в Северную Карелию (Олангская группа интрузий, Россия).

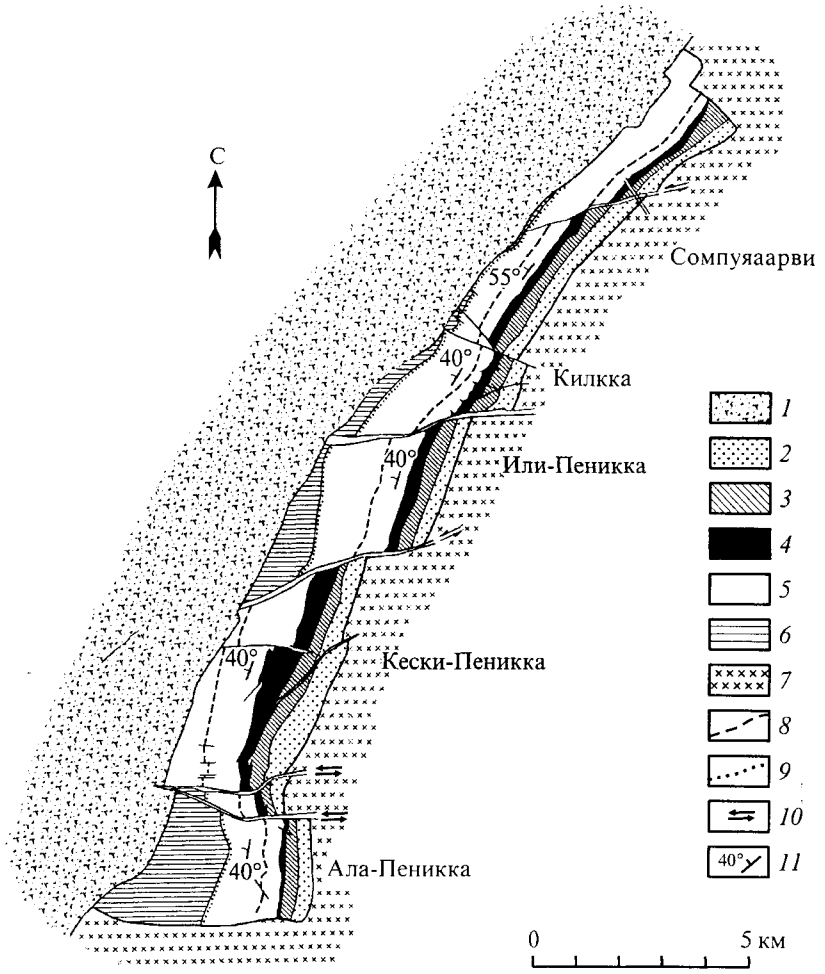


Рис. 4.51. Схематическая геологическая карта расслоенной интрузии Пеникат (Alapieti et al., 1990).

1 — протерозойские метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы. Расслоенная интрузия: *2* — мегацикл I (MCU I), *3* — MCU II, *4* — MCU III, *5* — MCU IV, *6* — MCU V, *7* — позднеархейские гранитоиды. *8* — AP-Ала-Пеникка PGE-риф, *9* — PV-Паасиваара PGE-риф, *10* — разломы, *11* — залегание слоистости.

Интрузия Пеникат. Интрузия Пеникат (рис. 4.51) имеет возраст 2440 млн лет. Длина ее — около 23 км, а ширина выхода массива варьирует от 1.5 до 3.5 км. Вмещающие расслоенный массив породы представлены архейскими и раннепротерозойскими гранитоидами. Перекрывающие интрузив породы — вул-

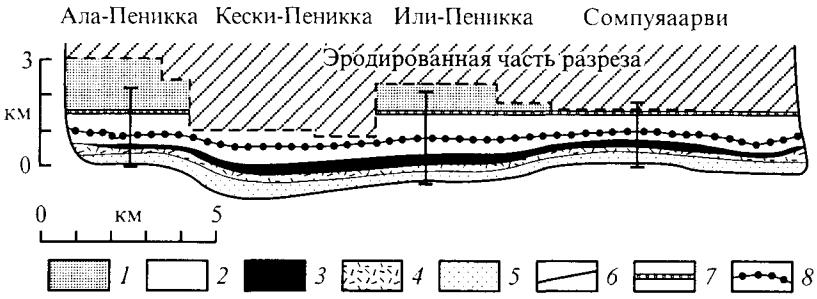


Рис. 4.52. Геологический разрез через расслоенную интрузию Пеникат. *1* — MCU V, *2* — MCU IV, *3* — MCU III, *4* — MCU II, *5* — MCU I, *6* —краевые серии, *7* — PV-риф, *8* — AP-риф.

каниты толеитового состава, субвулканические тела, полимиктовые конгломераты.

В интрузиве выделяется две структурные единицы: краевые и расслоенные серии. Последние подразделяются на пять мегациклов (рис. 4.52) на основании регулярной повторяемости типов пород (рис. 4.53, 4.54). Формирование мегаритмичности объясняется внедрениями новых магм в камеру интрузива в процессе его кристаллизации (рис. 4.55), что подтверждается (Halkoaho, 1994) вариациями состава минералов и кумулатов.

Первый мегацикл имеет мощность в разных частях разреза массива от 270 до 410 м. Ультраосновной слой мегацикла представлен плагиоклаз- и хромитсодержащими бронзититами с гранофировым материалом, биотитом, ильменитом и хлорсодержащим апатитом. Бронзититы перекрыты плагиоклаз-бронзитовыми мезокумулатами и плагиоклаз-авгит-бронзитовыми кумулатами. В средней части слоя последних встречаются плагиоклаз-бронзитовые (хромитовые) мезокумулаты с ойкокристаллами авгита.

Второй мегацикл мощностью 160—230 м имеет слой ультраосновных пород, представлен чередующимися вебстеритами, лерцолитами с прослоями габбро-норитов и пироксенитами. Верхняя часть разреза мегацикла сложена главным образом габбро-норитами, причем в ряде блоков габбро-нориты содержат хромит и разделены вебстеритами на два слоя.

Третий мегацикл имеет мощность от 75 до 330 м. Ультраосновной слой представлен вебстеритами с распыленным хромитом, иногда вебстеритами и лерцолитами. Выше ультрабазитов залегают плагиоклаз-авгит-бронзитовые кумулаты, а завершают разрез мегацикла плагиоклаз-бронзитовые ортокумулаты с пой-

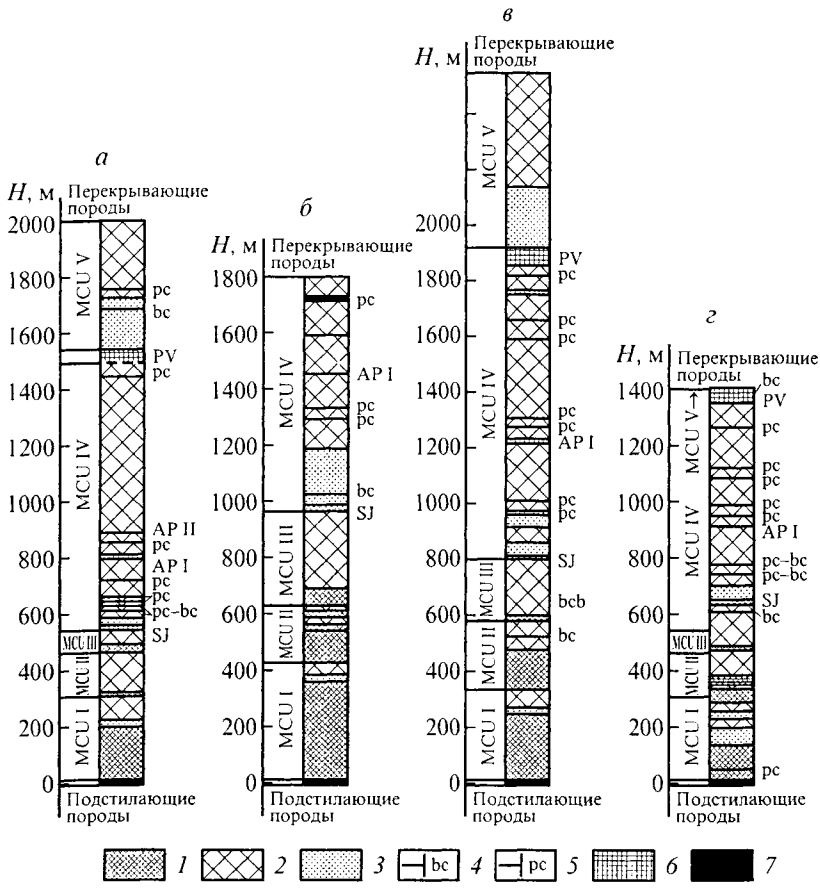


Рис. 4.53. Вертикальное строение блоков Ала-Пеникка (*а*), Кески-Пеникка (*б*), Или-Пеникка (*в*) и Сомпуяаарви (*г*) интрузии Пеникат (Halkoaho, 1994).

1 — кумулаты ультраосновных пород, *2* — плагиоклаз-авгит-бронзитовые кумулаты, *3* — плагиоклаз-бронзитовые кумулаты с интеркумулятивным авгитом или пойкилитовые плагиоклаз-бронзитовые кумулаты с интеркумулусным авгитом, *4* — маломощный прослой пироксенитов, *5* — то же, анортозитов, *6* — анортозит-габбро-норитовая переходная зона, *7* — краевые серии. SJ — Сомпуяаарви PGE-риф, AP I — Ала-Пеникка I PGE-риф, AP II — Ала-Пеникка II PGE-риф, PV — Паасиваара PGE-риф.

килитовым интеркумулятивным авгитом с отдельными образованиями пегматоидных габбро-норитов.

Четвертый мегацикл имеет мощность от 760 до 1110 м. Контакт между породами третьего и четвертого мегациклов неровный, что связывается с магматической эрозией (Halkoaho et al.,

1989, 1990). Разрез нижней зоны начинается с ультраосновных пород, представленных переслаивающимися кумулятивными бронзититами с интеркумулятивным авгитом и оливинитами с интеркумулятивными авгитом и бронзитом. Ультраосновные породы перекрыты кумулятивными габбро-норитами. Верхняя часть разреза зоны сложена ритмично переслаивающимися пойкилитовыми бронзитовыми кумулатами, плагиоклаз-бронзитовыми мезокумулатами и плагиоклаз-авгит-бронзитовыми адкумулатами. Наиболее верхние части ритмов сложены пойкилитовыми плагиоклазовыми мезокумулатами. Вторая зона сложена монотонными плагиоклаз-авгит-бронзитовыми кумулатами с отдельными выклинивающимися слоями плагиоклазовых кумулатов. Третья зона начинается с пойкилитовых плагиоклазовых мезокумулатов, в которых авгит и бронзит формируют крупные пойкилитовые кристаллы. Этот слой перекрыт плагиоклаз-бронзитовыми мезокумулатами, где зерна авгита присутствуют как пойкилитовые ойкокристаллы. Эти породы перекрыты слоем норитов. Здесь интеркумулятивный авгит перестает формировать ойкокристаллы. Далее следует однородный слой плагиоклаз-авгит-бронзитовых адкумулатов с парой прерывистых прослоев анортозитов. Завершают разрез зоны плагиоклаз-бронзитовые кумулаты мощностью до 1.5 м. Четвертая зона мощностью до 300 м главным образом сложена плагиоклаз-авгит-бронзитовыми адкумулатами с прослоями пойкилитовых плагиоклазовых адкумулатов и анортозитов.

Пятый мегацикл — с видимой мощностью от первых метров до 900 м. Бронзититовый слой в основании перекрыт слоем (мощность 190—250 м) плагиоклаз-бронзитовых кумулатов, в которых авгит формирует пойкилитовые ойкокристаллы. В верхней части слоя присутствуют бронзититы и плагиоклаз-авгит-бронзитовые адкумулаты с прерывистым слоем анортозитов с кумулятивным магнетитом. Предполагается, что разрез мегацикла завершается пойкилитовыми плагиоклаз-бронзитовыми кумулатами и плагиоклаз-авгитовыми адкумулатами.

В интрузии Пеникат обнаружено семь зон, обогащенных PGE. SJ-, AP- и PV-рифы имеют наибольшее значение. Все они обнаружены в MCU IV и только SJ-риф присутствует в верхней части третьего мегацикла. Предполагается, что источником PGE во всех трех рифах были породы, сформированные из магм бонинитовой серии, которые промывались остаточными флюидами.

Расслоенный интрузивный комплекс Портимо. Расслоенный комплекс Портимо (2440 млн лет) объединяет две интрузии: а) Наркаус и б) Суханко-Конттияарви (рис. 4.56) и относится

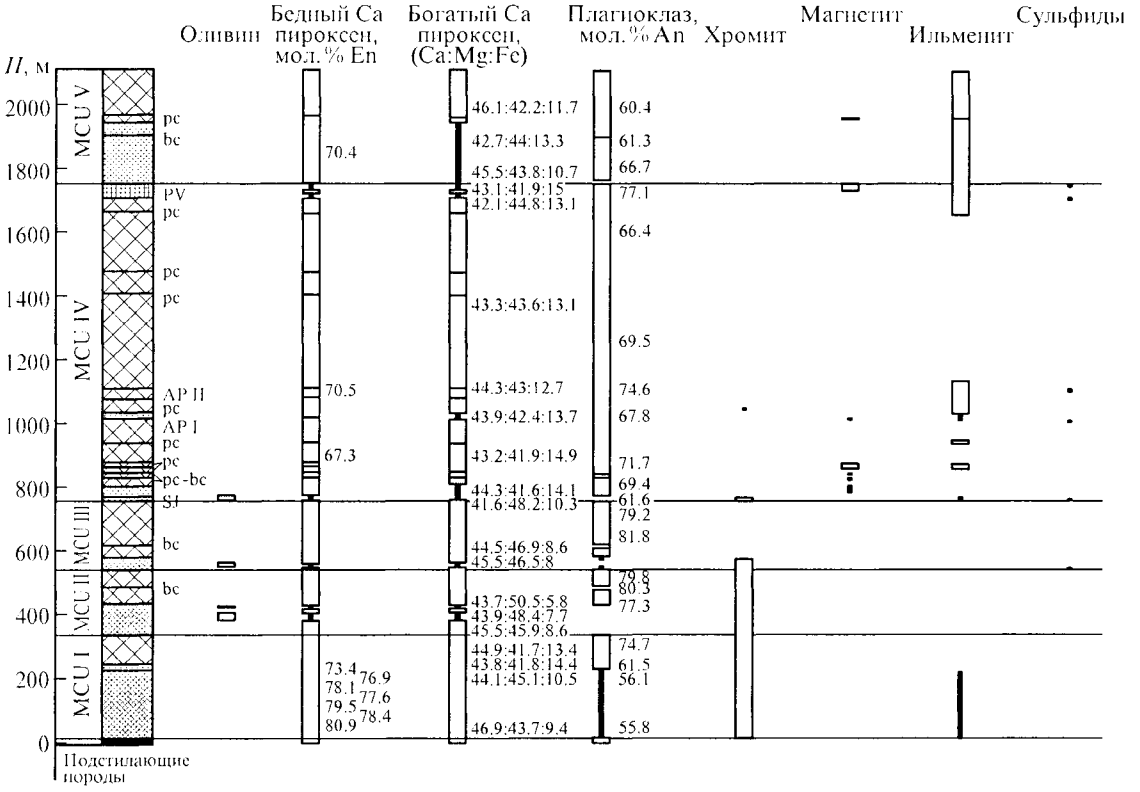


Рис. 4.54. Сводная схема вертикального строения и кумулятивные минеральные ассоциации в разрезе интрузива Пеникат (Halkoaho, 1994).

Усл. обозн. см. на рис. 4.53.

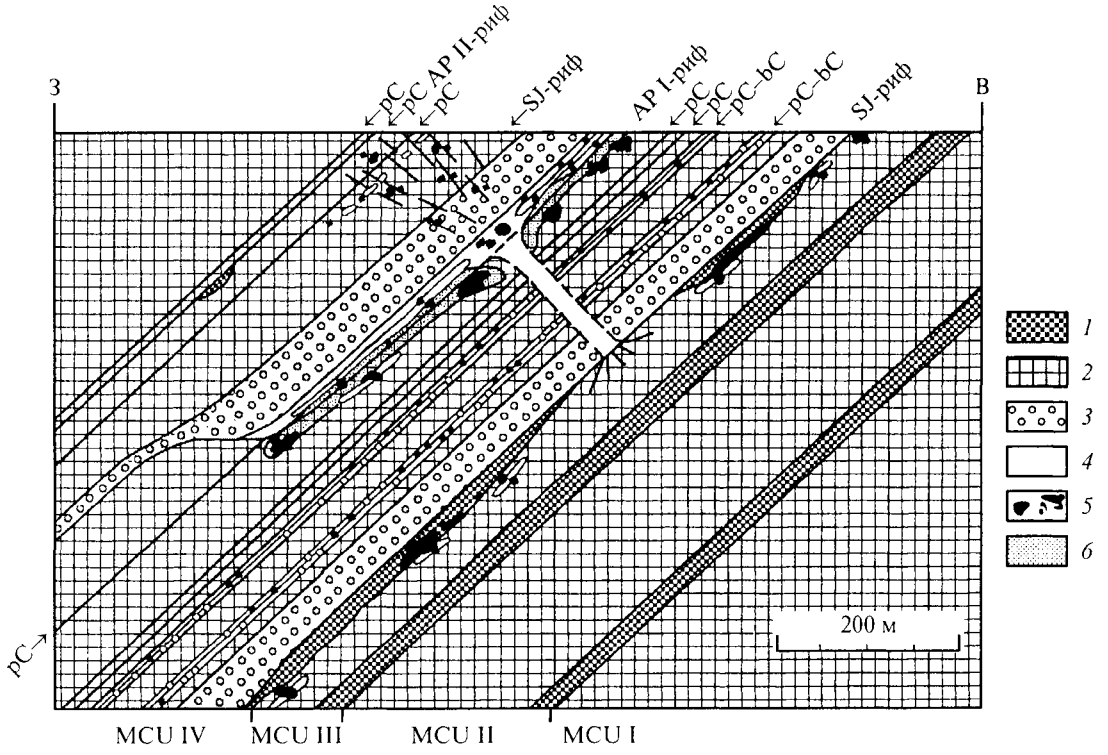


Рис. 4.55. Схематический разрез депрессионной структуры («pothole») в блоке Ала-Пеникка (Halkoaho, 1994).

pC — прослой анортозитов, bC — прослой пироксенитов; *1* — ультраосновные кумулаты, *2* — габбро-нориты: pabC, *3* — габбро-нориты: pbCa, *4* — анортозитовые кумулаты, *5* — пегматиты, *6* — PGE-минерализация.

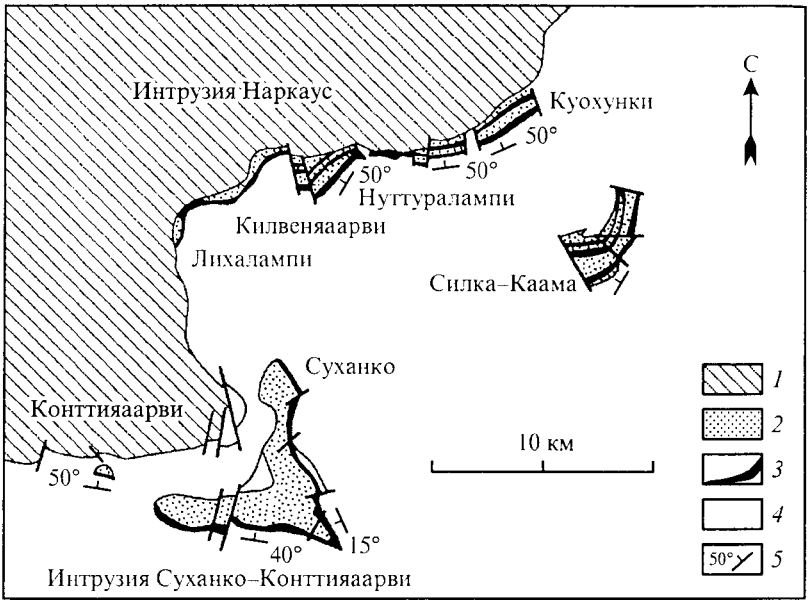


Рис. 4.56. Схематическая геологическая карта расслоенного интрузивного комплекса Портимо (Alapieti et al., 1990).

1 — протерозойские осадочные и вулканические породы; расслоенные интрузии: *2* — габброидные кумулаты, *3* — ультраосновные кумулаты; *4* — архейские гранитоиды; *5* — элементы залегания.

к группе ТКР (рис. 4.46). Эти интрузии ассоциируют с предположительно одновозрастным роем даек, известных как дайки Портимо. Интрузии прорывают архейские гранитоиды (тоналиты, трондьемиты), амфиболиты, в то время как перекрывающие породы эродированы (неизвестны). Однако в районе развиты супракрустальные породы, представленные метавулканитами и метаосадками, мафическими силлами с возрастом 2200 млн лет.

Предполагается, что интрузивный комплекс Портимо сформирован за счет двух различных магм (Iljina, 1994), причем ранняя магма была более богатой MgO, Cr, LREE, чем магма позднего внедрения. Обе магмы характеризуются низким содержанием TiO_2 (меньше 0.5 вес. %) и принадлежат к ряду бонинитов. Изотопно-геохимические исследования свидетельствуют о генетической общности магм и влиянии на них вещества древней коры.

Интрузия Наркаус. Расслоенный интрузив Наркаус представляет северную часть комплекса Портимо. Расслоенный массив

прослежен по простиранию на 23 км и имеет максимальную ширину 2.5 км. Интрузив разбит на шесть больших и несколько малых блоков, причем блок Сиика-Каамаа отделен от остальных и расположен юго-восточнее блока Куохунки. В современном эрозионном срезе мощность оценивается равной 870 м.

Вертикальный разрез интрузива представлен краевой и расслоенной сериями (рис. 4.57). Краевая серия, имеющая мощность 10—20 м, сложена пироксенитами, габброидами и частично — расплавленными ксенолитами вмещающих пород. Иногда расплавленный материал и основная магма дают гибридный расплав.

Расслоенная серия подразделена на три мегацикла: MCU I, MCU II, MCU III. Последние две единицы имеют слои пород, обогащенные оливином. В базальной части этих слоев присутствуют лерцолиты, а в некоторых случаях и пироксениты.

Интрузия Суханко-Конттияаарви. Как в Суханко, так и в Конттияаарви выделяются породы краевых и расслоенных серий. Между породами краевых и расслоенных серий отмечается угловое несогласие.

Краевая серия имеет невыдержанную мощность — от 8 до 170 м. В основании серии развиты породы с плагиоклаз-авгит-бронзитовой кумулятивной ассоциацией, которые вверх по разрезу сменяются породами с бронзитовым, а затем оливиновыми кумулатами. В породах серии присутствуют в разной степени ассимилированные ксенолиты вмещающих пород. Тонкозернистые не кумулятивные породы (автолиты), присутствующие в краевой серии (район Ниттилампи и Юли-Портимоярви), по данным Т. Алапиети (Alapieti, 1990), имеют состав, близкий к составу Суханко-Конттияаарви интрузии, и могут интерпретироваться как породы закалочной зоны. Подобные породы были обнаружены в комплексе Койллисмаа (Alapieti, 1982) и в базальной части интрузии Койтелайнен (Mutanen, 1989).

Расслоенная серия не имеет мегацикличного строения, как в интрузии Наркаус, и начинается с бронзитовых кумулатов (рис. 4.58, 4.59). Через несколько метров они сменяются плагиоклаз ± бронзитовыми кумулатами 30—80-метровой мощности; авгит в них формирует ойкокристаллы до нескольких сантиметров в поперечнике. Эти образования схожи с породами MCU III, залегающими выше ультраосновных пород в интрузии Наркаус. Выше пойкилитовых плагиоклаз ± бронзитовых кумулятивных пород залегает слой пироксенитов мощностью в несколько метров, который, в свою очередь, перекрывается монотонной толщей, сложенной плагиоклаз-бронзит-авгитовыми адкумулатами (мощность 80—140 м). Плагиоклаз-бронзит-авги-

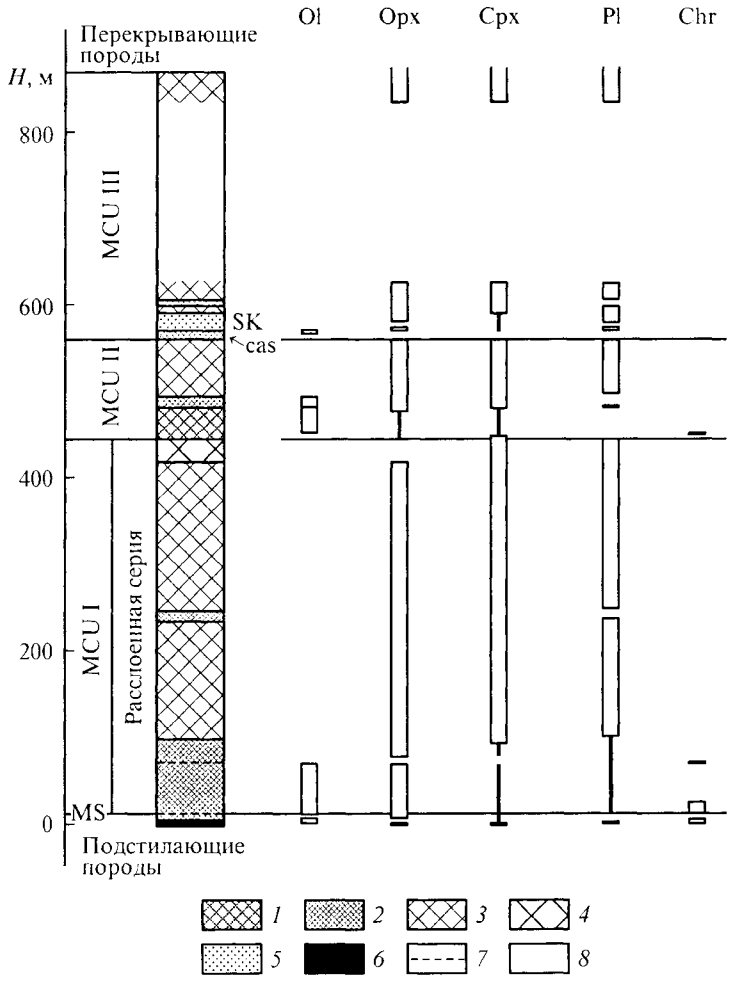


Рис. 4.57. Вертикальное строение блока Килвеняаарви расслоенной интрузии Наркаус.

Минералы кумулуса — широкие вертикальные линии, минералы интеркумулуса — тонкие линии, *1* — оливиновые кумулаты, *2* — пироксеновые кумулаты, *3* — плагиоклаз-бронзит-авгитовые адкумулаты, *4* — плагиоклаз-авгитовые адкумулаты, *5* — плагиоклаз-бронзитовые ортокумулаты с пойкилитовым интеркумулятивным авгитом, *6* — массивные сульфидные слои, 7 — слой хромититов, *8* — неизвестная часть разреза; MS — краевые серии, SK — Сиилка—Каамаа PGE-риф, cas — хлорит-амфиболовые сланцы.

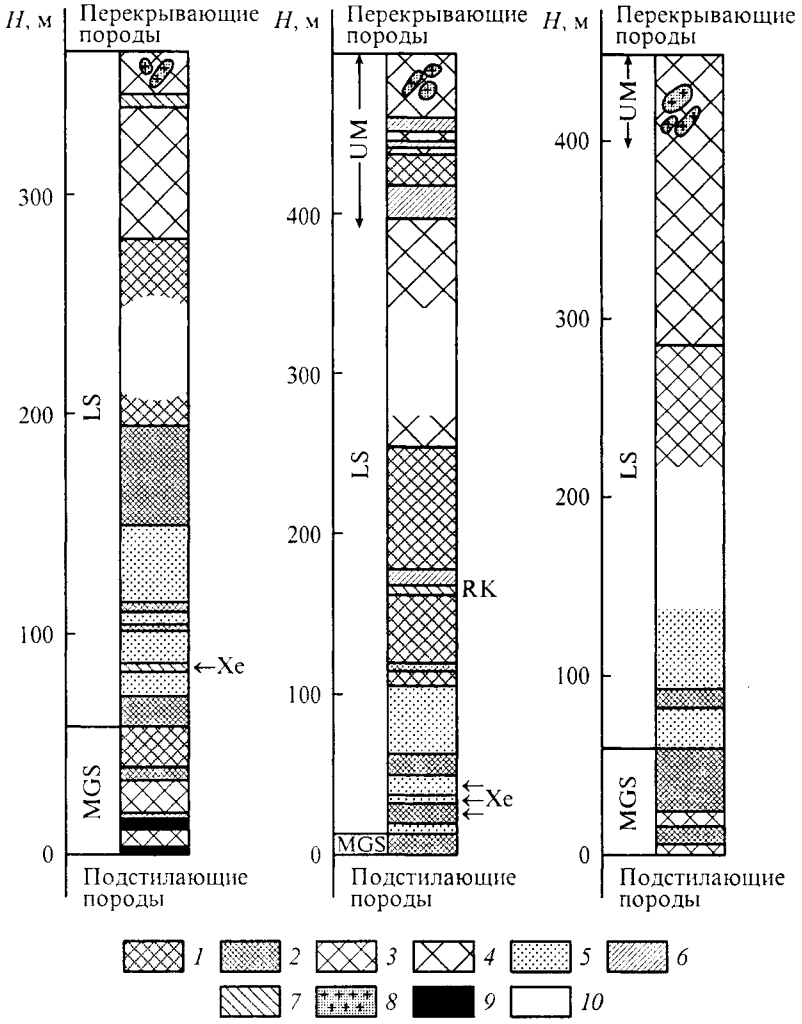


Рис. 4.58. Вертикальное строение и кумулятивная стратиграфия вдоль профилей через западный лимб интрузии Суханко-Конттияаарви (Iljina, 1994).

1 — оливиновые кумулаты, *2* — пироксеновые кумулаты, *3* — плагиоклаз-бронзит-авгитовые адкумулаты, *4* — плагиоклаз-авгитовые адкумулаты, *5* — плагиоклаз-бронзитовые ортокумулаты с пойкилитовым интеркумулусным авгитом, *6* — плагиоклаз-бронзитовые мезокумулаты с непойкилитовым интеркумулусным авгитом, *7* — плагиоклазовые мезокумулаты и ортокумулаты с пойкилитовым интеркумулусным авгитом, *8* — гранофиры, *9* — массивные слои сульфидов, *10* — закрытая часть разреза. RK — Ритиканчас PGE-риф, Xe-ксенолиты гранитоидов.

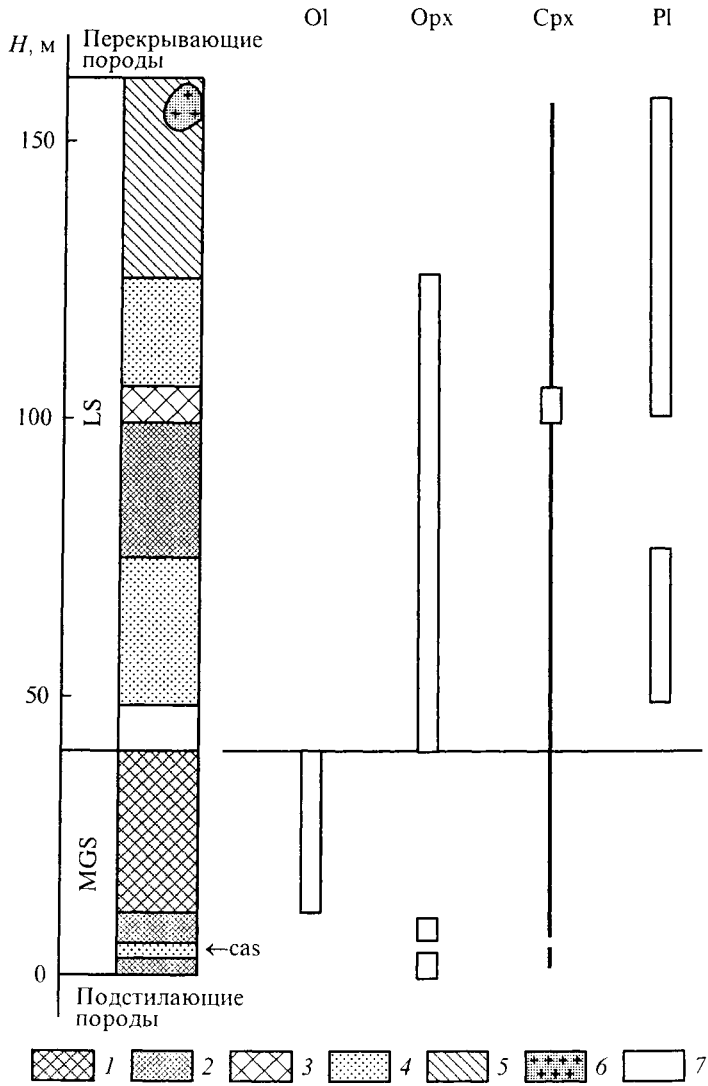


Рис. 4.59. Вертикальное строение и кумулятивная стратиграфия тела Конттияаарви интрузии Суханко—Конттияаарви (Iljina, 1994).

1—5 — см. усл. обозн. на рис. 4.57 (*3—7*), *6* — гранофиры, *7* — неизвестная часть разреза. Cas — хлорит-амфиболовые сланцы. Широкие вертикальные линии — минералы кумулуса, тонкие — интеркумулуса.

товые адкумулаты перекрываются плагиоклаз-авгитовыми кумулатами. Кумулятивный бронзит снова появляется в профиле Ритикангас, где вместе с плагиоклазом или плагиоклазом и авгитом формирует переслаивающиеся породы мощностью 50 м. В верхней части расслоенной серии присутствуют прослои анортозитов мощностью до 40 см. В прикровельной части интрузива фиксируются жилы гранофиров.

Сульфидная и платинометальная минерализация в расслоенных интрузиях комплекса Портимо представлена: а) медно-никелевой сульфидной рассеянной минерализацией с примесью элементов платиновой группы в краевых сериях интрузии Суханко-Контияаарви; б) массивными пирротиновыми рудами, локализующимися вблизи базального контакта интрузии; в) платиноидной минерализацией рифа Ритикангас в расслоенной серии тела Суханко; г) такой же минерализацией рифа Сиика-Каамаа в расслоенной серии интрузии Наркаус.

Расслоенный интрузивный комплекс Койлисмаа. Расслоенный интрузивный комплекс Койлисмаа (рис. 4.60, 4.61, см. вкл.) расположен в районе Койлисмаа в Северо-Восточной Финляндии. Породы комплекса прорывают породы архейского свекокарельского фундамента, возраст которого провышает 2600 млн лет. На западе более молодые супракрустальные породы вмещают гранофиры комплекса Койлисмаа. Возраст интрузии составляет 2436 ± 5 млн лет — U-Pb, циркон (Alapieti et al., 1979; Alapieti, 1982, 1992).

Породы комплекса, рассматриваемого на примере Наранкаваары (рис. 4.62, см. вкл.), могут быть подразделены на три основные части: краевые серии, расслоенная серия и гранофиры.

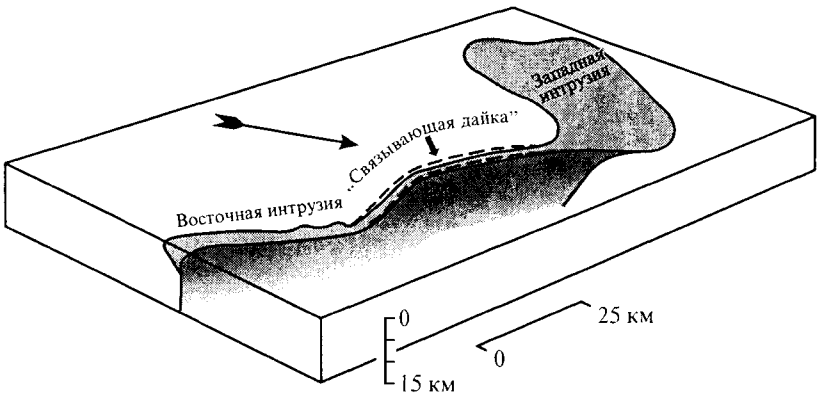


Рис. 4.60. Трехмерная модель расслоенного комплекса Койлисмаа (Alapiete, 1979).

10°
20°
30°
40°
70°
60°
20°
30°
Балтийское море
Финляндия
Россия
С
0
30 км
Финляндия
Россия
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Краевые серии (MGS) обладают полосчатостью, параллельной границам комплекса и несогласной с породами расслоенной серии. Закалочные породы на месте формирования не обнаружены, однако их остатки присутствуют в контактовых габбро, часто в форме удлиненных автолитов. Главным типом пород краевой серии интрузии Наранкаваара является метаморфизованное габбро. В краевой серии Пигитис обнажен только перидотитовый слой.

В расслоенной серии интрузии Наранкаваара в своем основании имеют ультраосновные кумулаты, охватывающие существенную часть объема всей интрузии и являющиеся чередующимися лерцолитами, пироксенитами и гарцбургитами. В основании выделяется оливин-хромшпинелидовый кумулятивный горизонт.

Ультраосновные кумулаты сменяются габброидными породами и их более поздними дифференциатами. От основания до вершины субзоны выделены следующие ритмы: габбро-нориты-1 (Gbno-1), габбро-нориты-2 (Gbno-2), кварцевые диориты и гранодиориты (Dior). Эта субзона представлена массивным типом пород, в которых отсутствует расслоенная структура. Исключением является часть ритма габбро-норитов-1, граничащего с ультраосновной зоной.

Восточная часть Северо-Карельского пояса. Олангская группа

В строении региона отмечается несколько крупных блоков (рис. 4.60). Блок архейского фундамента (2.8 млрд лет) сложен ортогнейсами гранит-тоналитового состава, в основном распространенными в южной части территории. Блок омоложен-

---

Рис. 4.61. Схематическая геологическая карта Северной Карелии (Turchenko, 1992; Семенов и др., 1995).

1 — посторогенные граниты (1.7—1.8 млрд лет); *2* — дайки габбро-диабазов (древнее 1.9 млрд лет); ятулий (1.9—2.2 млрд лет); *3* — силлы лейкодиабазов, *4* — кварциты, филлиты, сланцы и доломиты; *5* — основные вулканические породы; *6* — серпентиниты; *7* — монцодиориты и граниты; суммий—сариолий (2.2—2.5 млрд лет): *8* — основные и кислые вулканические породы, *9* — кварциты и кварц-полевошпатовые гнейсы, *10* — диориты, *11* — расслоенные интрузии (2.35—2.45 млрд лет). Архейский фундамент: *12* — gneisses and amphibolite—greenstone belts (2.6—2.7), *13* — granite and tonalite gneisses. *14* — разломы; *15* — «связывающая дайка». Интрузии (цифры на схеме): 1 — Пириваара, 2 — Сиете, 3 — Портиваара, 4 — Куусияарви, 5 — Каукуа, 6 — Наранкаваара, 7 — Кометтаваара, 8 — Киваква, 9 — Ципринга, 10 — Луккулайсваара, 11 — Кундозерский расслоенный массив.

ных пород того же типа (1.8 млрд лет) расположен на северо-востоке и представлен гранитизированными гнейсами беломорского комплекса.

В Олангскую группу объединяется несколько сходных по составу расслоенных интрузий (2.35—2.45 млрд лет), перекрытых вулканогенными толщами сумия. Среди них массивы Кивакка (2444 ± 1 млн лет — U-Pb, циркон (Барков,1991)), Луккулайсваара (2442 ± 1 млн лет — U-Pb, циркон (Amelin et al., 1995)) и Ципринга (2441.3 ± 1.7 млн лет — U-Pb, циркон (Amelin et al., 1995)). Дайки габброидов (2.4—2.5 млрд лет) и диабазов (2.0—2.1 млрд лет) в основном развиты в пределах блока архейского фундамента.

Интрузия Кивакка. В вертикальном разрезе интрузива Кивакка (рис. 4.63), как и в других подобных массивах, выделяются верхняя, нижняя приконтактовые зоны и расслоенная серия (Коптев-Дворников и др., 2001). Приконтактовые зоны относительно узкими полосами протягиваются вдоль соответственно юго-восточного и северо-западного эндоконтактов. Расслоенная серия слагает основной объем интрузива.

Снизу вверх в расслоенной серии (рис. 4.64) по набору кумулятивных фаз выделяются зоны оливинитов, норитов, габбро-норитов и габбро. Все перечисленные зоны и отдельные дифференциаты в их пределах сменяют друг друга в разрезе фациально, рвущих взаимоотношений между ними не обнаружено. Это позволяет предположить, что интрузив сформировался в результате одноактного внедрения магмы и ее последующей дифференциации в камере на месте становления (Коптев-Дворников и др., 2001). К этому же выводу приводят данные изотопно-геохимических исследований (Amelin, Semenov, 1997).

Нижняя приконтактовая зона (НПЗ) сложена главным образом габбро-норитами. На поверхности эти породы встречаются крайне редко, однако они повсеместно отмечены в основании разреза по данным бурения (Лавров, 1979). Непосредственно на контакте наблюдаются апофизы массива во вмещающие гнейсы. Габбро-нориты иногда насыщены ксенолитами гнейсов, обычно оплавленными и диспергированными. Мощность этой зоны не превышает 100 м. В верхней части НПЗ — тонкое переслаивание бронзититов с гарцбургитами, затем гарцбургитов с оливинитами (общая мощность переслаивания 15 м).

Оливинитовая зона (ОЗ) представляет собой оливиновый кумулат и залегает в основании расслоенной серии. Мощность зоны около 400 м. В верхних 50 м заметную роль начинает играть кумулятивный бронзит, а через тонкое переслаивание

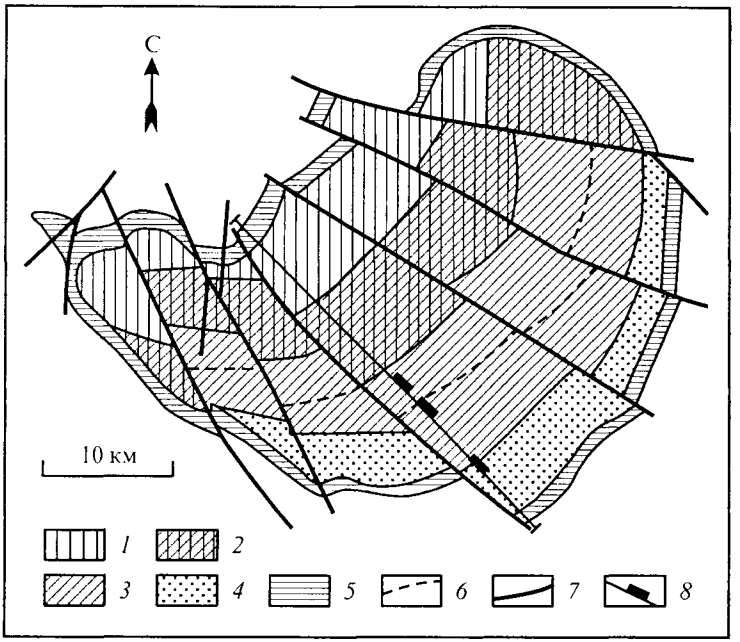


Рис. 4.63. Схема геологического строения массива Киваккa (Коптев-Дворников и др., 2001).

Зоны: *1* — габбро, *2* — габбро-норитов, *3* — норитов, *4* — ультраосновных пород; *5* — породы краевых групп; *6* — граница подзон в зоне норитов; *7* — разрывные нарушения; *8* — профиль опробывания с участками детализации.

гарцбургитов и бронзититов происходит переход к вышележащей норитовой зоне. Мощность зоны переслаивания 20—30 м.

Норитовая зона (НЗ) достигает мощности 540 м. Кумулятивными минералами в зоне являются бронзит и плагиоклаз, вариациями соотношений и размеров которых и определяется разнообразие пород в зоне. Преобладающими породами являются нориты. Нижние 380 м НЗ представлены среднемасштабным ритмическим переслаиванием норитов и бронзититов и выделены в подзону контрастного переслаивания бронзититов и норитов. В основании ритмов залегают бронзититы, вверх по разрезу постепенно сменяющиеся норитами за счет появления кумулятивного плагиоклаза.

Габбро-норитовая зона (ГНЗ), залегающая выше по разрезу, в основном сложена породами с трехминеральным ортопироксен-плагиоклаз-клинопироксеновым кумулятивным парагенезисом. Мощность зоны около 580 м. Нижние 240 м представляют грубое переслаивание норитов и габбро-норитов и выделены в

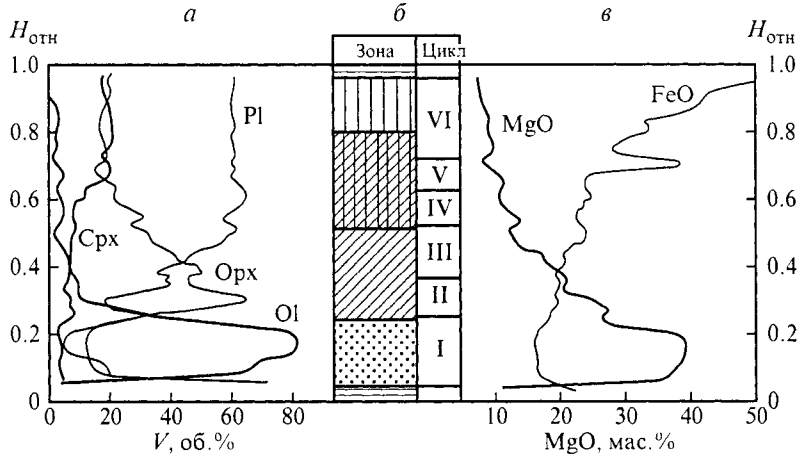


Рис. 4.64. Строение вертикального разреза и кумулятивная стратиграфия интрузии Киваккa (Коптев-Дворников и др., 2001).

а — нормативный состав пород вдоль вертикального разреза интрузива (десять раз сглаженные методом «скользящего окна»); *б* — вертикальный разрез интрузива, построенный с использованием данных петрографии (зоны: снизу вверх): нижняя приконтактовая, оливинитовая, норитов, габбро-норитов, габбро, верхняя приконтактовая (границы циклов I—VI не совпадают с границами зон); *в* — изменение железистости FeO/(FeO ++ MgO) и содержания MgO вдоль вертикального разреза интрузива (десять раз сглаженные), подчеркивающие цикличность.

подзону контрастного переслаивания норитов и габбро-норитов. Снизу вверх мощности габбро-норитовых прослоев увеличиваются от 10—15 до 40—50 м, а норитовых уменьшаются от 80 до 20 м.

Габбровая зона (ГЗ) мощностью 320 м является самым верхним подразделением РС. Слагающие ее породы мало отличаются по составу от нижележащих габбро-норитов, однако в них изменяется структурная позиция ортопироксена, который переходит во вторую структурную группу (интеркумулятивный). Кумулятивный парагенезис представлен плагиоклазом и клинопироксеном, и по набору кумулятивных фаз зона названа габбровой. В верхних 200 м этой зоны низкокальциевых пироксен представлен инвертированным пижонитом. Верхние 50 м ГЗ сложены с повышенным содержанием титаномагнетита, биотита, калиевого полевого шпата, апатита, т. е. минералов, обогащающих остаточные расплавы при дифференциации базальтовых магм.

Последовательность зон в РС отражает порядок смены кумулятивных парагенезисов в вертикальном разрезе интрузива. Заполнение камеры интрузива твердой фазой происходило снизу

вверх (в этом направлении увеличивается количество фаз в кумулятивных парагенезисах): Ol → (−Ol) + Opx + Pl → Opx + + Pl + Cpx → (−Opx) + Cpx + Pl (знак минус означает, что минерал инконгруентно растворяется).

Данные о химическом составе пород (в вес. %) всего разреза интрузива позволили получить средневзвешенный химический состав массива (Коптев-Дворников и др., 2001):

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
50.43	0.21	12.72	8.50	0.15	17.92	8.43	1.41	0.20	0.02

Достаточная полнота разреза позволяет думать, что сосчитанный состав интрузива близок составу исходной магмы и отвечает низкотитанистым и высокомагнезиальным базальтам марианит-бонинитовой серии.

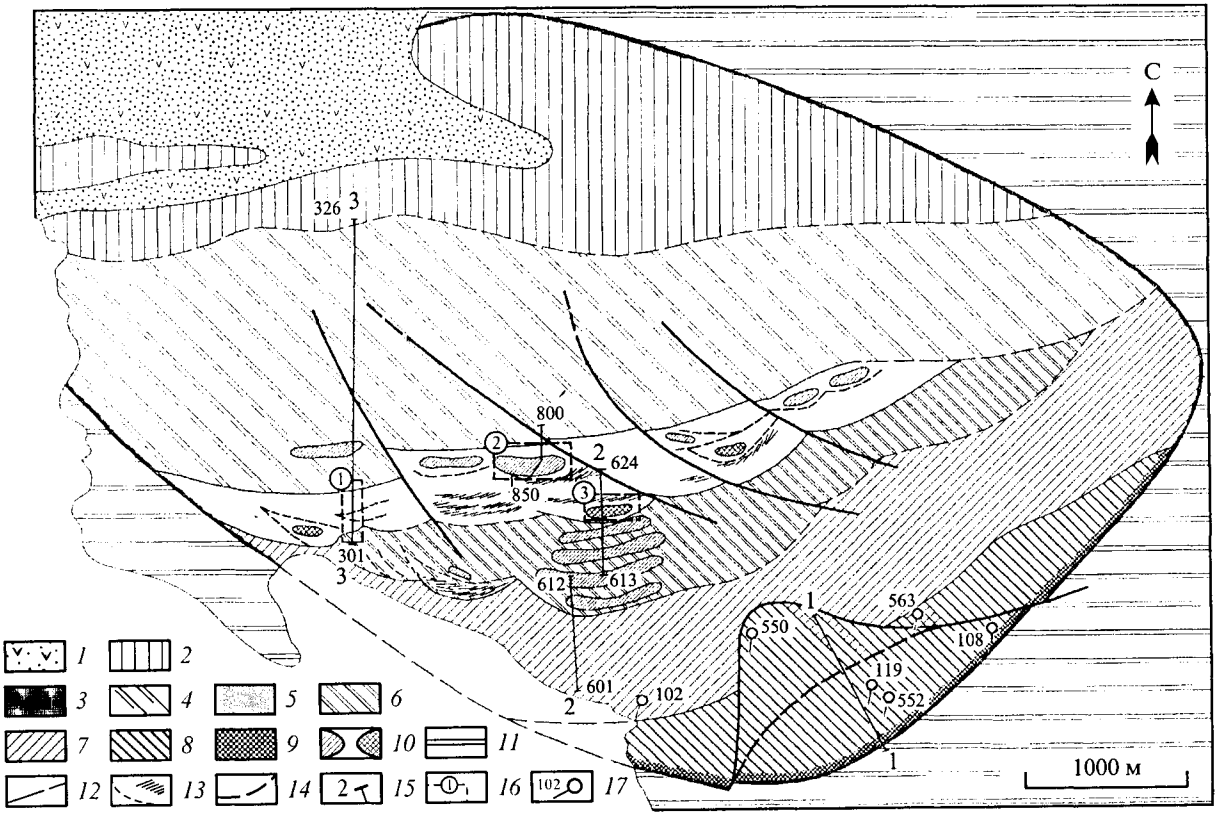
Интрузия Луккулайсваара. Массив Луккулайсваара (рис. 4.65) (Semenov et al., 1998; Glebovitsky et al., 2001), судя по геофизическим (гравиметрические и магнитометрические съемки) и геологическим данным, в плане образует эллипс неправильной формы и прослеживается по простиранию почти на 10 км. Ширина выхода интрузива достигает 4.5 км, глубина залегания подошвы массива по гравиметрическим данным оценивается в 1.5 км. Истинная мощность интрузива не превышает 4.6 км. Углы падения структурных элементов варьируют в пределах 45—80 °С.

В массиве Луккулайсваара (рис. 4.65, 4.66) выделены нижняя и верхняя краевые зоны, а в расслоенной серии по кумулятивным минеральным парагенезисам снизу вверх выделяются: зона ультраосновных пород (переслаивание оливинитов, гарцбургитов и бронзититов), зона норитов-I (сложена главным образом мезократовыми норитами), зона габбро-норитов-I, зона норитов-II (сложена лейкократовыми норитами-анортозитами), зона габбро-норитов-II (сложена кумулятивными габбро-норитами с отдельными прослоями норитов).

Данные о химическом составе пород в разрезе массива (Semenov et al., 1995; Семенов и др., 1997) позволили получить средневзвешенный химический состав массива — в вес. % (Cr и Ni — в ppm):

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr	Ni
51.02	0.28	15.35	7.82	0.16	12.69	9.61	2.00	0.33	0.03	514	373

Кумулятивная природа пород расслоенной серии позволяет оценить порядок кристаллизации: Ol + Crt → Ol + Crt + Opx →


С
326
3
800
2
624
850
3
301
3
612
613
1
563
550
108
119
552
601
102
2
1
1000 м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

→ −Ol + Opx + Pl → Opx + Pl + Cpx → Pl + (−Ol) + Opx → Opx + + Pl → Opx + Cpx + Pl + (−"Ol) → Opx + Cpx + Pl.

Зоны габбро-норитов-I и норитов-II характеризуются очень сложным внутренним строением. В их пределах получили широкое развитие структуры, сопоставимые по морфологии и слагающим их породам со структурами типа «pothole», впервые закартированными в рифе Меренского массива Бушвельд (Campbell et al., 1983; Kruger, Marsh, 1985; Ballhaus, 1988). Кроме угловых несогласий характерной чертой этих структур в массиве Луккулайсваара является присутствие линз мелко-микрозернистиых габбро-норитов и норитов, быстро выклинивающихся слоев пятнистых анортозитов, оливинсодержащих меланократовых норитов и гарцбургитов, пойкилитовых норитов и пироксенитов, сегрегаций кварцсодержащих габбро-пегматитов. Широкое присутствие в пределах «потолов» мелко-микрозернистых пород можно отнести к особенностям массива Луккулайсваара. Эти породы образуют линзовидные тела разной мощности и протяженности: от первых десятков сантиметров до сотен метров. Их формирование связывается с дополнительными внедрениями свежей магмы (Semenov et al., 1996).

Интрузия Ципринга. Интрузия Ципринга (рис. 4.67) является частью более крупной интрузии, в настоящее время разбитой на блоки Ципринга и Нюдамалакша. Интрузия Кометтоваара и ряд других более мелких по размеру расслоенных тел (блоков), по-видимому, также являются частями этой более крупной интрузии. Они находятся на западном продолжении расслоеннного массива Ципринга и отделены от него тектоническими блоками архейских пород. Однако из-за недостаточной изученности описание этих интрузий (блоков) не приводится.

Расслоенная интрузия Ципринга в плане имеет конфигурацию асимметричного опрокинутого лополита. Он прослежива-

---

Рис. 4.65. Схема геологического строения расслоенного массива Луккулайсваара.

1 — метавулканиты (2.4 млрд лет); интрузия Луккулайсваара: *2* — верхняя краевая группа, сложенная измененными габбро-норитами и норитами; зоны: *3* — закалочная, *4* — габбро-норитов-II, *5* — норитов-II, *6* — габбро-норитов-I, *7* — норитов-I, *8* — ультраосновных пород; *9* — нижняя краевая группа, сложенная норитами и бронзититами; *10* — микрозернистые породы; *11* — гранито-гнейсы и мигматиты фундамента (2.6—2.7 млрд лет); *12* — геологические границы; *13* — тонкоритмичная расслоенность и границы депрессионных структур («potholes»); *14* — разломы; *15* — профили опробывания; *16* — участки детальных исследований (цифры в кружках): 1 — угловое несогласие, 2 — тело микрозернистых пород «Надежда», 3 — тело микрозернистых пород «Лысый Череп»; *17* — буровые скважины.

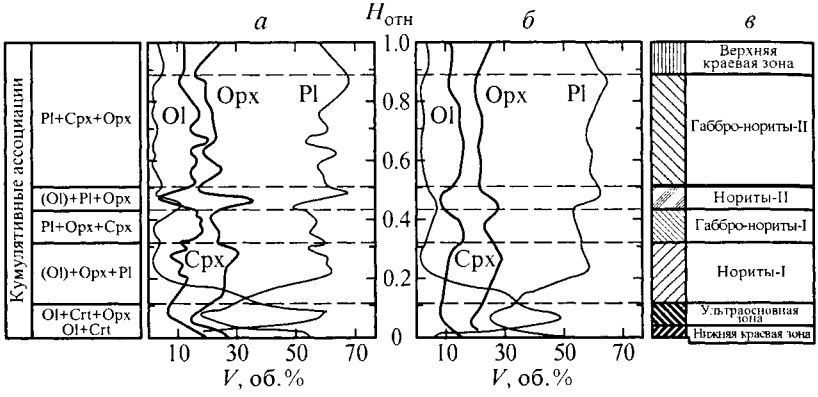


Рис. 4.66. Строение вертикального разреза и кумулятивная стратиграфия интрузии Луккулайсваара.

Нормативный состав пород вдоль вертикального разреза интрузива: *а* — два раза сглаженные методом «скользящего окна»; *б* — десять раз сглаженные; *в* — вертикальный разрез интрузива, построенный с использованием данных петрографии и кластерного анализа.

ется в субширотном направлении на 12 км при максимальной ширине 3.5 км. Глубина поверхности, ограничивающей массив снизу, в современном залегании по гравиметрическим данным составляет 1.5 км. На юге и юго-западе интрузив прорывает гранитоиды с возрастом не менеее 2.7 млрд лет (Turchenko et al., 1991, 1992), на востоке граничит с ними по разлому, а на севере сам прорывается жильными монцодиоритами. Эндоконтакт с вмещающими гранито-гнейсами, вскрытый на юге массива в центральной его части, представлен маломощной зоной закалки, не превышающей первых метров (2—3 м). Отчетливо проявленная слоистость ориентирована субпараллельно длинной оси массива. Крутое залегание слоев (60—70° С—СЗ) и субмеридиональные разрывные нарушения, иногда выполненные дайками плагиопорфиритов, свидетельствуют о сдвиговонадвиговых движениях, последовавших за формированием интрузива. В восточной части массива закартировано внутреннее угловое несогласие, выражающееся в резкой смене характера залегания слоистости и трахитоидности. Южнее и юго-восточнее зоны углового несогласия широкое развитие получили пегматоидные габброиды, формирующие как слои, так и крупные тела, линзы феррогаббро-норитов среди оливиновых габбро и габбро-норитов. Севернее и северо-восточнее этой границы пегматоидные габброиды почти не встречаются. Вблизи северного контакта интрузива широкое развитие получила жильная

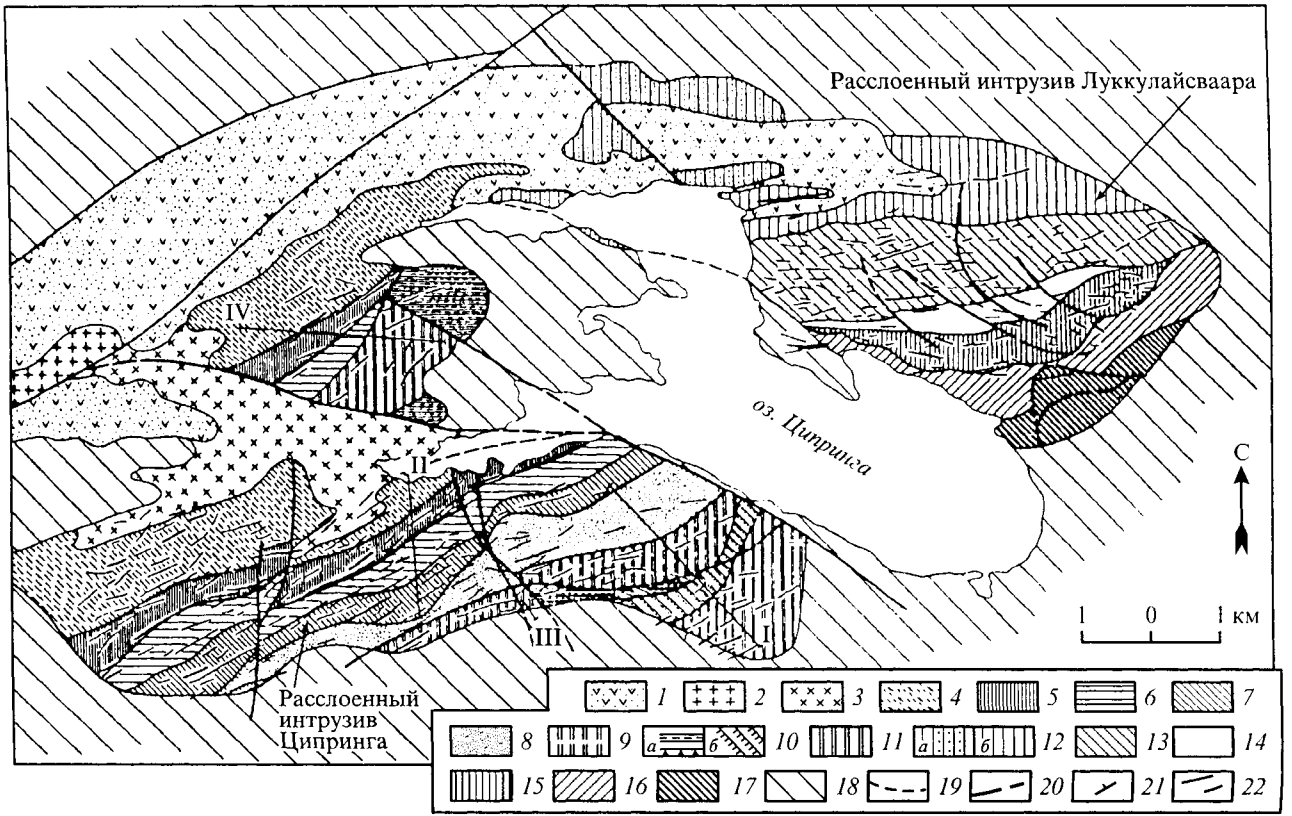
фация монцодиоритов, выполняющая зигзагообразные трещины контракции. Количественное увеличение жильной фации в сторону северного контакта доходит до появления маломощных тел монцодиоритов, имеющих с основными породами интрузивный контакт. Монцодиориты занимают довольно обширные пространства севернее массива Ципринга, однако их мощность вряд ли превышает 100 м. Общая мощность вертикального (в первичном залегании) разреза интрузива 3100 м.

В 1.5 км к северу от массива Ципринга расположен расслоенный массив (блок) Нюдамолакша. Он сложен породами, сильно измененными в условиях низкотемпературного метаморфизма фации зеленых сланцев, и обнажен гораздо хуже массива Ципринга. С юга массив имеет тектонический контакт с монцодиоритами, а на севере прорывает панаярвинские вулканиты с возрастом 2454.7 ± 0.17 млн лет (U-Pb, циркон; Левченков и др., 1990; Turchenko et al., 1991, 1992). Западный и восточный контакты не обнажены. Однако на востоке они, скорее всего, имеют интрузивный характер, о чем свидетельствует наличие в гранито-гнейсах голубого кварца, типичного для экзоконтактовой зоны массива Ципринга. Глубина залегания подошвы массива, по гравиметрическим данным, — 1.5 км. Несмотря на измененность пород, слагающих массив, слоистое строение выявляется благодаря различию по зернистости и содержанию темноцветных минералов, а также по магнитным свойствам пород.

Строение вертикального разреза интрузии Ципринга. При составлении сводного разреза массива Ципринга из частных разрезов I—I и II—II за маркирующую поверхность была принята граница между толщами лейкотроктолитов и оливиновых габбро, прослеженная вдоль осевой части массива почти на всем его простирании. Сочленения отдельных частей разреза контролировались петрографическими, петрохимическими и геохимическими данными, а также результатами кластерного анализа (имеется в виду, что пробы перекрывающихся частей разреза объединились в общие кластеры; Семенов и др., 1995).

В вертикальном разрезе Ципрингского массива выделяются верхняя и нижняя приконтактовые зоны (ВПЗ и НПЗ) и расслоенная серия (РС), слагающая основной объем интрузива. В основу рассмотрения грубой стратификации РС положен принцип кумулятивных парагенезисов. В ней выделены зоны, в пределах каждой из которых породы сложены в основном одинаковым набором кумулятивных минералов.

В плане в РС массива Ципринга с юга на север сменяются зоны троктолитов, оливиновых габбро, габбро-норитов, магне-


Расслоенный интрузив Луккулайсваара
IV
II
III
оз. Ципринга
С
1 0 1 км
Расслоенный интрузив Ципринга
1
2
3
4
5
6
7
8
9
а
б
10
11
а
б
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22

титовых габбро-норитов. Все породы, слагающие вышеперечисленные зоны, сменяют друг друга в разрезе фациально; рвущих взаимоотношений между ними не обнаружено.

Сводный разрез Ципрингского массива охарактеризован 78 химическими анализами от основания разреза до высоты 2960 м (верхние 140 м мощности интрузива, относящиеся к его верхней приконтактовой зоне, перекрыты монцодиоритами). Распределение петрохимических типов пород (интерпретированных как кумулаты) в Ципрингском массиве показано на рис. 4.68 (см. вкл.).

Со ссылкой на эти данные и данные петрографических наблюдений была предложена схема вертикального строения массива (Семенов и др., 1995).

При построении вертикального разреза массива Нюдамолакша и использовании его характеристики главный упор делался на петрохимические данные в силу измененности пород. При сопоставлении разрезов массивов Ципринга и Нюдамолакша в качестве маркирующего рассматривался уровень появления в разрезе магнетитовых габбро-норитов. Ниже этого уровня в разрезе обоих массивов залегают габбро-нориты. Однако ниже габбро-норитов в разрезе расслоенной серии массива Нюдамолакша отсутствуют оливиновые габбро и мезотроктолиты, занимающие закономерное положение в разрезе Ципрингского массива. В связи с этим расположенная ниже габбро-норитов в массиве Нюдамолакша толща переслаивающихся лейкотроктолитов, магнетитсодержащих габбро-норитов и габбро-норитов параллелизуется с нижней приконтактовой зоной массива Ципринга (от-

---

Рис. 4.67. Схематическая геологическая карта района оз. Ципринга.

I, II, III — профили геохимического опробования. *1* — метавулканиты (2.4 млрд лет), *2* — граниты. **Расслоенный интрузив Ципринга** (блоки Ципринга и Нюдамолакша): *3* — монцодиориты, *4* — габбро-нориты и магнетитсодержащие габбро-нориты, *5* — переслаивающиеся габбро-норитов и магнетитовые габбро-нориты, *6* — зона габбро-норитов, *7* — зона оливиновых габбро, *8* — подзона лейкократовых троктолитов-анортозитов, *9* — подзона мезократовых троктолитов, *10* — габбро-пегматиты (*а*), лейкократовые троктолиты-анортозиты (*б*), *11* — переслаивающиеся троктолиты, оливиновые габбро и габбро-нориты, магнетитсодержащие габбро-нориты. **Расслоенный интрузив Луккулайсваара:** *12* — нерасчлененные толщи расслоенного комплекса (*а*), верхняя краевая зона — переслаивание норитов и габбро-норитов (*б*), зоны: *13* — габбро-норитов-II, *14* — норитов-II, *15* — габбро-норитов-I, *16* — норитов-I, *17* — переслаивания оливинитов, дунитов, гарцбургитов и бронзититов (зона ультраосновных пород). *18* — гранито-гнейсы и мигматиты фундамента (2.6—2.7 млрд лет); *19* — геологические границы; *20* — разрывные нарушения; *21* — элементы залегания слоистости и трахитоидности; *22* — оси магнитных аномалий разной интенсивности.

сутствие в последней магнетитсодержащих габбро-норитов объясняется тем, что профиль опробования в массиве Ципринга не пересек линзовидные прослои магнетитсодержащих пород, широко развитых, судя по геофизическим данным, в этой зоне). Дополнительным доводом в пользу такой интерпретации является то, что породы НПЗ в массиве Нюдамолакша, так же как и в массиве Ципринга, залегают ниже углового несогласия.

Базируясь на этих данных, а также скудных петрографических наблюдениях, вертикальный разрез массива Нюдамолакша мы представляем следующим образом (рис. 4.68):

— нижняя приконтактовая зона, представленная переслаиванием лейкократовых троктолитов, магнетитсодержащих габбро-норитов и габбро-норитов мощностью около 700 м;

— расслоенная серия состоит из зоны габбро-норитов (трехминеральные плагиоклаз-клинопироксен-пижонитовые кумулаты) мощностью 700 м и зоны магнетитовых габбро-норитов (четырехминеральные плагиоклаз-авгит-пижонит-магнетитовые кумулаты) мощностью свыше 300 м.

Общность строения РС массива Нюдамолакша и верхней части РС массива Ципринга наряду с результатами кластерного анализа позволяет утверждать, что оба массива являются тектоническими блоками первоначально единого интрузива. Отсутствие в разрезе РС массива Нюдамолакша мощной пачки троктолитов и оливиновых габбро — нижней половины расслоенной серии — указывает на то, что этот массив представляет собой фланговую зону лополита наиболее вероятной первоначальной формы интрузива Ципринга, а массив Ципринга — его центральную часть, наиболее представительную по набору пород. В связи с этим закономерности строения вертикального разреза, распределения в нем химических элементов и минералов, установленных для массива Ципринга, распространяются на весь интрузив в целом (Семенов и др., 1995).

Полученный нами средневзвешенный состав (верхняя строка) интрузива Ципринга близок к составу пород приконтактовой (закалочной) фации (нижняя строка) и отвечает высокоглиноземистым толеитовым базальтам — в вес. % (Cr и Ni — в ppm):

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr	Ni
49.78	0.58	17.93	10.38	0.15	8.17	9.73	2.76	0.47	0.06	162	250
50.76	0.72	16.02	11.72	0.18	7.85	9.72	2.74	0.24	0.05		

Средневзвешенные содержания элементов-примесей в породах выделенных зон и в целом в интрузиве интерпретируются как их содержания в исходной магме (Семенов и др., 1995).

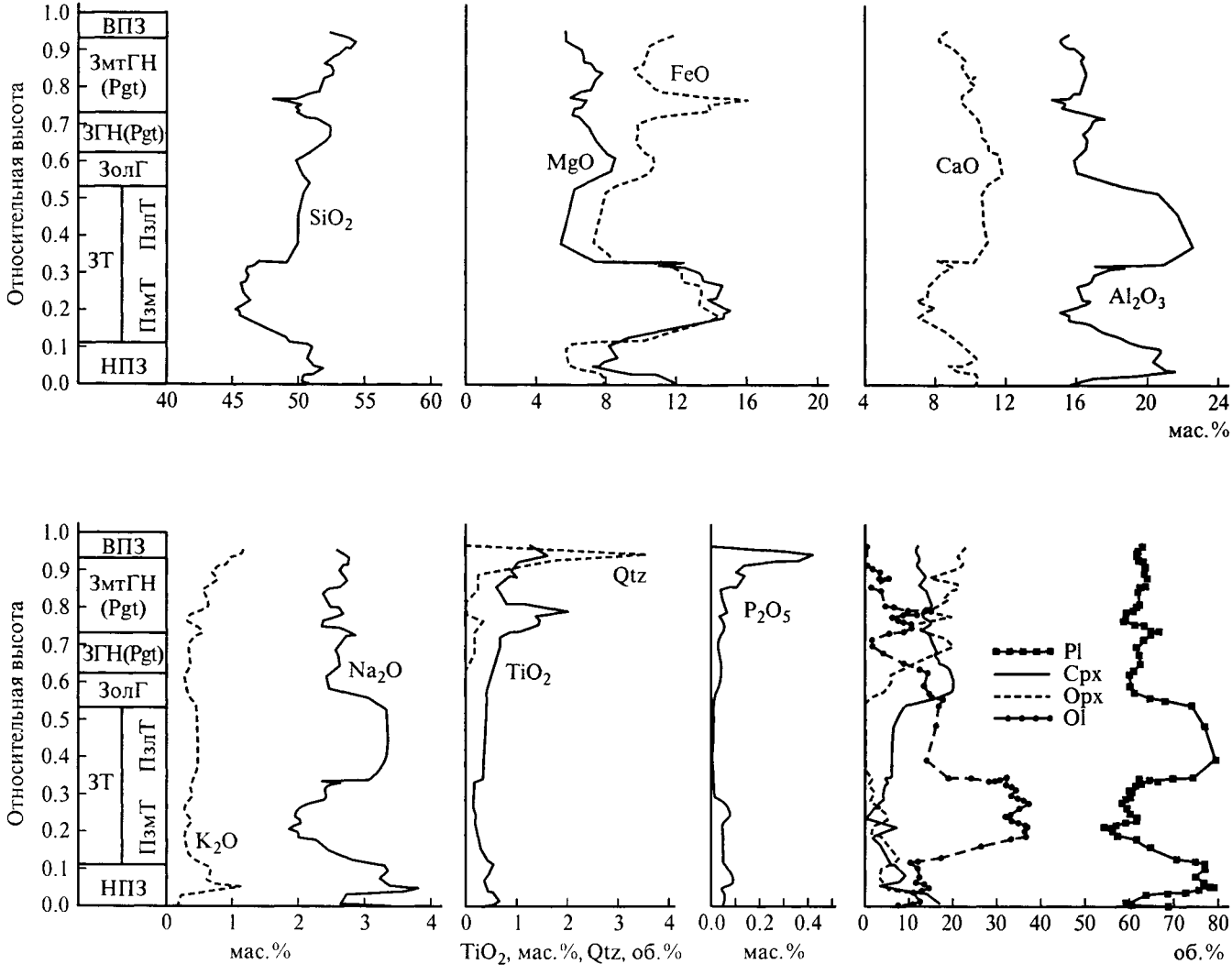


Рис.4.68. Распределение петрогенных элементов и нормативных минералов по разрезу интрузива Ципринга.

Судя по последовательности кумулатов в расслоенной серии порядок кристаллизации исходной магмы был следующим: Ol + + Pl → Ol + Pl + Cpx → Pl + Cpx + Pig + Ol → Pl + Cpx + Pig + Mt (знак минус означает, что минерал инконгруентно растворяется). Такой порядок кристаллизации является типичным для магм толеитового типа с появлением на ликвидусе низкокальциевого пироксена после авгита и с кристаллизацией в качестве низкокальциевого пироксена пижонита.

Пространственная сближенность массивов Ципринга и Луккулайсваара, практическая их одновозрастность, наличие в обоих массивах габбро-норитов и троктолитов при отсутствии ясных геологичских взаимоотношений между массивами позволяли многим исследователям считать эти массивы частями единого интрузива. Однако состав исходной магмы Ципрингского интрузива отвечает толеитовым базальтам с соответствующим им порядком кристаллизации (Ol + PL → Ol + Pl + Aug → → Pl + Aug + Pig + (−Ol) → Pl + Aug + Pig + Mt), в то время как состав магмы Луккулайсваарского интрузива близок к базальтам марианит-бонинитового ряда с порядком кристаллизации: Ol + + Crt → Ol + Crt + Opx → −Ol + Opx + Pl → Opx + Pl + Cpx → → Pl + (−Ol) + Opx → Opx + Pl → Opx + Cpx + Pl + (−Ol) Opx + + Cpx + Pl. Габбро-нориты в Ципрингском интрузиве являются плагиоклаз-авгит-пижонитовым кумулатом, а в Луккулайсваарском — плагиоклаз-авгит-ортопироксеновым. Что касается троктолитов, то в интрузиве Ципринга эти породы слагают половину разреза РС, тогда как в интрузиве Луккулайсваара троктолиты образуют маломощный горизонт, знаменующий отклонение от генеральной последовательности кристаллизации, возможно в результате потери магмой летучих. Таким образом, эти два массива никак не могут быть частями единого интрузива. Однако вопрос об их временно́й последовательности этим не решается, так как разница в их абсолютном возрасте не выходит за пределы погрешностей. Именно эту проблему позволила решить реконструкция Ципрингского интрузива, поскольку массив Луккулайсваара со стратаграфическим несогласием перекрыт вулканитами панаярвинской структуры, тогда как массив Нюдамолакша, будучи частью Ципрингского интрузива, прорывает эти вулканогенные образования, завершая формирование панаярвинской структуры. Внедрение магмы происходило вдоль ослабленной зоны на контакте гранито-гнейсов архейского фундамента с вулканогенной толщей. Учитывая размах погрешностей изотопно-геохимических данных, временной интервал между внедрением и формированием массивов Ципринга и Луккулайсваара с вероятностью 0.999 не должен пре-

вышать 4.6 млн лет. За это время, судя по соотношениям интрузивов Луккулайсваара и Ципринга с вулканитами, интрузив Луккулайсваара был выведен на дневную поверхность, перерыт толщей эффузивов, по границе которых с архейским фундаментом в свою очередь внедрился интрузив Ципринга.

Южно-Карельский магматический пояс

Бураковский расслоенный комплекс. Бураковский расслоенный комплекс расположен в пределах Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области. Он является одним из интрузивов, Южно-Карельского магматического пояса, представленного, кроме того, массивом Монастырским и более мелкими интрузивами. Архейские толщи сложены различными гнейсами, гранито-гнейсами и мигматитами, протерозойские — терригенно-карбонатными слабометаморфизованными толщами, залегающими на выветрелых гранитоидах архея. Интрузив практически полностью перекрыт четвертичными образованиями мощностью до 50 м, и все сведения о нем получены благодаря данным по бурению и геофизике. Возраст Бураковского массива определялся U-Pb (циркон) и Sm-Nd (минеральная изохрона) методами, по которым получены значения 2449.0 ± 1.1 и 2365 ± 100 млн лет соответственно (Amelin et al., 1995). В состав комплекса помимо Бураковского массива входят прилегающие к нему с юго-востока крупнейшая на Балтийском щите Авдеевская дайка габброидов и расположенная к северу Кополоозерская дайка перидотитов. В районе широко развиты дайки основных пород, прорывающих Бураковский массив. Их возраст 1.9—2.0 млрд лет.

Бураковский расслоенный комплекс, судя по геологическим и геофизическим данным, представлен двумя магматическими субкамерами (Аганозерский и Шалозерско-Бураковский блоки), разделенными антиклиналеподобным перегибом в зоне сочленения Аганозерского и Шалозерского блоков (рис. 4.69). Этот перегиб образуется залеганием слоистости, которая меняется на крутое по мере удаления от осевой части структуры в глубь блоков. Сами магматические субкамеры отличаются своей морфологией и строением вертикальных разрезов — более полным в шалозерско-бураковской части расслоенного комплекса.

Из приведенной на рис. 4.69 схематической карты массива и геологических разрезов к ней видно, что бураковская и шалозерская части представляются единым вытянутым лополитом

с более крутым южным склоном донной поверхности. В северо-восточной части тела, в зоне его сочленения с Аганозерским блоком, наблюдено замыкание структуры лополита. В пределах бураковской и шалозерской частей расслоенного комплекса представлен наиболее мощный разрез базитовой серии. Примерно на половине расстояния от восточного края до центра мощность аганозерской части интрузива резко возрастает от одного до 8 км. Самая же глубокая часть расслоенного комплекса находится под восточным краем Бураковско-Шалозерской интрузии и по аналогии с Аганозерским блоком отвечает местоположению второго подводящего канала. Общая синклинальная форма массива подчеркивается залеганием расслоенной серии, полого погружающейся к оси синклинали.

Средневзвешенный состав интрузива соответствует коматиитовым базальтам (Николаев и др., 1996; Ганин и др., 1995).

Существует общепринятая схема строения вертикального разреза бураковско-аганозерского расслоенного комплекса мощностью 6100—6700 м, которая приведена в ряде публикаций (Ганин и др., 1995; Николаев и др., 1996; Шарков и др., 1995). В пределах массива обычно выделяется серия зон, соответствующих смене кумулятивных парагенезисов снизу вверх по разрезу (Ol + Chr → Ol + Chr + Cpx + Opx → (−Ol) + Cpx + Opx + Pl → Cpx + Opx + Pl → Cpx + Pl + Pg → Cpx + Pl + Pg + TiMt): 1) приконтактовые зоны (нижняя, верхняя и боковая); 2) зона ультрабазитов мощностью 3000—3500 м, сложенная дунитами, оливинитами, перидотитами и хромититами в верхней части разреза; 3) зона пироксенитов мощностью 100—200 м, сложенная верлитами, вебстеритами, ортопироксенитами, клинопироксенитами и габбро-норитами; 4) зона габбро-норитов с полосчатой подзоной мощностью 1100 м, сложенная главным образом габбро-норитами, а также норитами, габбро с прослоями пироксенитов и перидотитов в нижней части и линзовидными телами микрозернистых пород в верхней части разреза; 5) зона пижонитовых габбро-норитов мощностью 1200 м, в верхней части которой отмечен слой ультраосновных пород (дунитов, гарцбургитов и пироксенитов); 6) зона магнетитовых габбро-норит-диоритов мощностью 800 м, представленная чередованием лейкократовых и мезократовых габбро-норит-диоритов. Содержание кумулятивного магнетита в этих породах достигает 15 об %.

Другая, более детальная схема строения вертикального разреза расслоенного массива отражает представления о двухкамерном строении расслоенного интрузива. Появление схемы

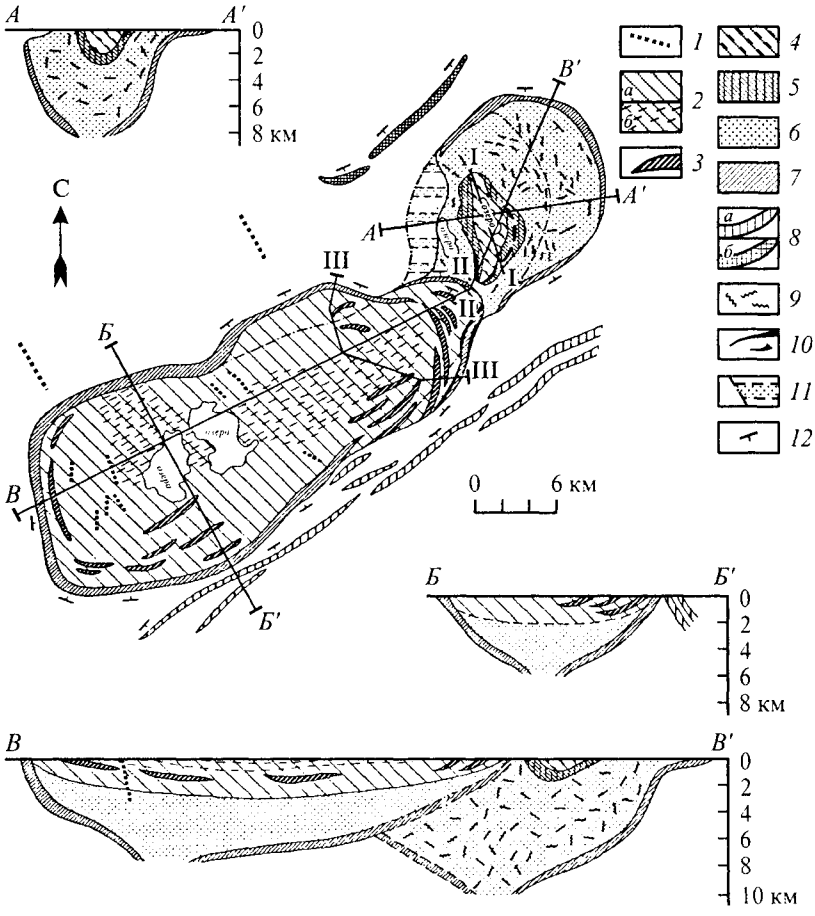


Рис. 4.69. Схема строения бураковско-аганозерского расслоенного комплекса (Semenov et al., 1996; Берковский и др., 2000).

1 — дайки (1900 млн лет); бураковско-аганозерский расслоенный комплекс (2449 млн лет): *2* — пижонитовые габбро-нориты (*а*), феррогаббро-нориты (*б*); *3* — тела высокомагнитных габбро-норитов, выявленные по данным магнитной съемки; *4* — габбро-нориты; *5* — пироксениты; *6* — ультраосновные породы; *7* — породы краевых групп; *8* — дайки (2400 млн лет); *9* — зона серпентинизации; *10* — хромитовые горизонты; *11* — зона перегиба в залегании ложа расслоенного комплекса: пологое залегание — край интрузива, крутое — к центру интрузива (по гравиметрическим данным); *12* — элементы залегания слоистости. Разрезы А—А′, В—В′ отражают форму магматических камер и их соотношение (построены по геофизическим данным).

связано с предположениями о многофазном формировании расслоенного бураковского комплекса (Корнев и др., 1996, 1999а, 1999б; Semenov et al., 1996; Берковский и др., 2000), существовании двух субкамер со своими подводящими каналами и необходимостью решения корреляционных задач. Детализации подверглась главным образом зона габбро-норитов с полосчатой подзоной. В Аганозерском блоке, северо-восточной (зона сочленения) и центральной частях Шалозерского блока были выделены следующие подразделения (снизу вверх): 1) зона пироксенитов-1 с максимальной мощностью 200 м в Аганозерском блоке (АП-1) и в изученных разрезах Шалозерского блока (ШП-1) — 40 м в зоне сочленения его с первым и до 70 м — в его центральной части; 2) зона габбро-норитов-1 мощностью до 100 м в пределах Аганозерского блока (АГН-1) и всего несколько метров в шалозерской части (ШГН-1); 3) зона пироксенитов-2 мощностью 80 м (АП-2) в Аганозерском блоке, 40 м (ШП-2) в зоне сочленения и до 100 м в разрезе центральной части Шалозерского блока; 4) зона габбро-норитов-2 мощностью 140 м в пределах Аганозерского (АГН-2) и Шалозерского (ШГН-2) блоков — до 200 м; 5) зона габбро-норитов-3 мощностью не менее 200 м (АГН-3) в Аганозерском блоке с линзами микрозернистых пород в основании разреза. В пределах Шалозерского блока аналог этой зоны не зафиксирован. Здесь в разрезе получили развитие пижонитовые габбро-нориты (видимая мощность до 200 м) и феррогаббро-нориты. Они слагают всю центральную часть блока.

Породы расслоенных серий двух субкамер имеют ряд важных отличительных петрографических особенностей, которые наглядно проявились при обработке геохимических данных. Так, породы базитовой части разреза расслоенной серии Шалозерского блока отличаются повышенным содержанием магматических биотита, K-Na полевого шпата, магнетита и ильменита, а также составами пироксенов (рис. 4.70). Количество кварца в отдельных разновидностях пород, включая пироксениты, достигает 5 % и более. Геохимические данные (Берковский и др., 2000) показывают статистически значимую более высокие в среднем кислотность и железистость пород зон Шалозерского блока по отношению к породам соответственных зон Аганозерского блока (рис. 4.70). В этих блоках наиболее близкие по своим петрографическим характеристикам породы встречены в зонах габбро-норитов-3 (Аганозерский блок) и габбро-норитов-2 (Шалозерский блок). Отличающиеся своей необычностью породы встречены в Аганозерском блоке (зона пироксенитов-1). Здесь обнаружен плохо выдержанный по мощности слой пи-

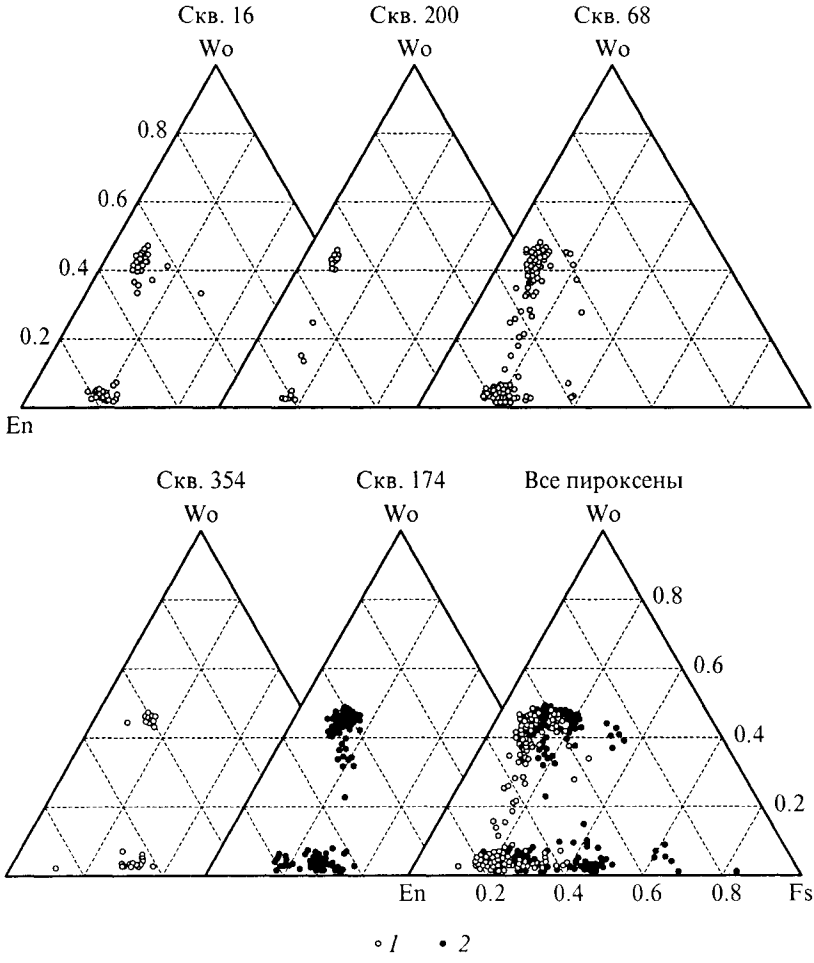


Рис. 4.70. Распределение составов пироксенов Аганозерского (скв. 16, 200, 68, 354) и Шалозерского (скв. 174) блоков бураковско-аганозерского комплекса в координатах En—Wo—Fs.

Пироксены: *1* — Аганозерского, *2* — Шалозерского блоков.

жонитсодержащих клинопироксенитов с миаролоподобными образованиями-включениями. Количество включений в породах достигает десятка объемных процентов. Они сложены кварц-карбонатными, кварц-K-Na-полевошпат-карбонатными минеральными ассоциациями, часто с рудными минералами (сульфидами). Структуры замещения авгита пижонитом в этих породах имеют сходство с твердофазовыми метаморфическими реакциями. В породах Аганозерского блока нередки находки

деформированных зерен плагиоклаза и ромбического пироксена; постоянно отмечаются структуры дорастания диопсида, выполняющего трещины в деформированном плагиоклазе.

Проблема многофазности и источники магм

Проблема многофазности расслоенных интрузивов и ее изучение связаны с двумя аспектами: а) решением вопросов строения, связанного, например, с ритмичным строением многих интрузивов; б) решением вопросов, связанных с формированием месторождений хромитов, сульфидных и платинометалльных руд. Критерии многофазности, которыми пользуются разные исследователи, это в первую очередь периодический (циклический) возврат к высокотемпературным кумулятивным минеральным ассоциациям (мегаритмы), что типично для расслоенных интрузивов. Другим критерием является характер распределения в разрезах интрузивов хрома, никеля и др. Важнейшим инструментом в изучении вопросов многофазности являются изотопно-геохимические методы.

Формирование комплекса Портимо связывают с тремя фазами внедрения, что определило мегаритмичное строение интрузий (три мегацикла в интрузиях Наркаус и Суханко-Конттияарви (Alapieti et al., 1990; Iljina, 1994)). Все три MCU хорошо развиты только в интрузии Наркаус, тогда как массив Суханко-Конттияарви образован исключительно за счет магмы, сформировавшей MCU III. Два главных предшествующих внедрения в этом районе представлены дайками Портимо (Iljina, 1994).

Комплекс Портимо сформирован из двух различных по составу родительских магм (Iljina, 1994). Ранняя магма была более богатой MgO, Cr, LREE и ΣREE, чем поздняя. Обе магмы принадлежали к семейству бонинитов и характеризовались низкими содержаниями TiO_2 (<0.5 вес. %). Содержание MgO в наиболее бедной этим элементом магме достигало порядка 10 вес. %. Однако Sm-Nd изотопные данные свидетельствуют об их генетической общности. Ранняя бонинитовая магма, более богатая Cr-MgO, очевидно, сформировала MCU I- и MCU II-интрузии Наркаус и дайки Портимо, тогда как MCU III верхней части разреза интрузии Наркаус и вся интрузия Суханко-Конттияарви были сформированы в результате внедрения менее богатой этими элементами родительской магмой.

Формирование платинометалльной минерализации не определялось только смешением магм (Iljina, 1994). Этот процесс включал сепарацию сульфидов (магматическая стадия), после-

дующее их частичное или полное растворение флюидом и переотложение в зонах рифов (метасоматическая стадия).

Формирование интрузии Пеникат (рис. 4.52) связывают с пятью инъекциями магм, что, по мнению Алапиети и Халкоахо (Alapieti et al., 1990; Halkoaho, 1994), также определило его мегаритмичное строение (пять мегациклов выявлено в *интрузии Пеникат*). Отмечается, что в формировании верхних мегаритмов и особенно четвертого, кроме того, участвовало коровое вещество.

Предполагается, что два типа магм сформировали интрузив. Они имели бонинитовый состав. Исходя из высокой концентрации Pd, для интрузии Пеникат была предложена двустадийная модель формирования PGE-руд. Первый расплав (тип магмы), источником которого служила недеплетированная мантия (низкая степень парциального плавления), по мнению Т. Халкоахо, был обогащен серой, но обеднен платиноидами. Дальнейшее плавление деплетированного источника привело к формированию магмы второй стадии, обогащенной платиноидами и обедненной серой.

Формирование платинометалльной минерализации не определялось только смешением магм. Как и для интрузий комплекса Портимо, при формировании PGE-руд в интрузии Пеникат бóльшая роль отводится процессам растворения сульфидов магматической стадии и последующему их переотложению в зонах рифов (метасоматическая стадия).

Формирование интрузий Койтелайнен и Аканваара происходило за счет магмы толеитового состава. По мнению Т. Мутанена (Mutanen, 1997), нет данных о многофазном происхождении интрузивов. Контаминация магмой вмещающих пород, по его мнению, могла влиять на ход кристаллизации и формирование расслоенных серий. Например, формирование анортозитовых кумулатов связывается с частичным плавлением пелитовых пород. Кроме того, Т. Мутанен отмечает высокое содержание в интеркумулусе интрузивных пород минералов-концентраторов несовместимых компонентов. Эти минералы представлены ловерингитом, хлор-апатитом, цирконом, цирконолитом, бадделеитом, торитом, алланитом, перриеритом, галенитом, минералами Ti-Th-REE-P и др. Вещество контаминантов в виде расплавных включений было обнаружено в оливине, хромите, ортопироксене и плагиоклазе. Повсеместно присутствует «гранитный» интеркумулятивный материал. Формирование однофазной интрузии Кейвица (возраст 2057 млн лет) также связывается с мощным влиянием вещества контаминанта.

Состав исходной магмы расслоенного интрузива Кивакка отвечает низкотитанистым и высокомагнезиальным базальтам

марианит-бонинитовой фациальной серии (Коптев-Дворников и др., 2001). Все перечисленные зоны массива и отдельные дифференциаты в их пределах сменяют друг друга в разрезе фациально; рвущих взаимоотношений между ними не обнаружено. Это позволяет предположить, что интрузив сформировался в результате одноактного внедрения магмы и ее последующей дифференциации в камере на месте становления. Об этом же свидетельствуют данные изотопной геохимии (Amelin, Semenov, 1996).

Интрузия Луккулайсваара, по нашим представлениям, сформирована за счет неоднократного внедрения магм бонинитового состава. При этом средневзвешенные составы массива Луккулайсваара (этот состав мы трактуем как состав первичной магмы) и тел, сформированных за счет дополнительных внедрений магм, близки по своему химизму. Концентрации Cr в первичной магме — порядка 500 ppm, а в телах микрозернистых пород — 300—800 ppm. Это свидетельствует о примитивном составе магм, сформировавших как интрузив, так и тела микрогабброидов. Симметричное распределение породообразующих элементов, Cr и Ni вдоль профилей через тела микрозернистых пород с минимальной их концентрацией в приосевых частях разрезов свидетельствует о кристаллизации тел в закрытых условиях. Микрозернистые породы в отличие от пород расслоенной серии характеризуются положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$ (+3.04 ÷ +3.94). Все эти данные позволяют отнести данные породы к дополнительным внедрениям новых порций магм из деплетированного источника (источников).

Состав исходной магмы (магм) расслоенного интрузива Ципринга отвечает толеитовым базальтам. Значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ (+0.2 ÷ ÷ +0.4), полученные для троктолитов расслоенной серии, значительно выше значений $\varepsilon_{Nd}(T)$ для пород расслоенных серий массивов Кивакка и Луккулайсваара. Незначительные вариации значений $\varepsilon_{Nd}(T) = 1.4 \pm 1.0$ ε-единиц в массиве Ципринга могут быть результатом как ассимиляции магмой вмещающих пород, так и дополнительного внедрения (внедрений) и смешения с магмой, имеющей другие изотопные характеристики.

Бураковско-аганозерский расслоенный комплекс имеет сложную историю. Петрография, геохимия пород, составы породообразующих минералов свидетельствуют о независимом ходе кристаллизации магмы в двух субкамерах расслоенного массива. В то же время результаты изотопно-геохимических исследований вообще предполагают разные источники магмы (источники с разными изотопно-геохимическими характеристиками). Изотопно-геохимические данные позволяют говорить о четырех им-

пульсах дополнительных внедрений магм, главными из которых были: а) внедрение «аганозерской» магмы с изотопными характеристиками $\varepsilon_{Nd} = -0.4 \div +0.9$, $^{87}Sr/^{86}Sr(T) = 0.7022—0.7034$; б) внедрение «шалозерской» магмы с изотопными характеристиками $\varepsilon_{Nd} = -3.31$, $^{87}Sr/^{86}Sr(T) = 0.7019$.

Все это позволяет полагать, что Бураковско-Аганозерская расслоенная интрузия сформировалась в два этапа. Первой начала формироваться аганозерская часть интрузии, затем — Бураковский лополит, который в шалозерской части «наложился» на неостывшую (породы закалочной зоны не идентифицированы) Аганозерскую интрузию. Все приведенные выше данные дают основание считать, что формирование антиклиналеподобной структуры в зоне сочленения блоков может быть связано с дополнительным внедрением значительного объема магмы. В результате этого события произошло «сжатие» (скучивание) еще не консолидированной части разреза интрузии первой фазы внедрения, что, по всей вероятности, привело к образованию несогласия и в южной части Аганозерского блока в связи с перестройкой магматической камеры. Формирование пород с миаролоподобными включениями (вероятно, дегазация магмы), твердофазовые реакции замещения авгита пижонитом в клинопироксенитах, обилие деформированных зерен плагиоклаза, развитие диопсида по трещинам в этом минерале в породах расслоенной серии Аганозерского блока — результат деформаций и прогрева сформированной части разреза интрузивного комплекса на стадии внедрения дополнительной фазы — «шалозерской» магмы. Наиболее близкие по петрографии, химизму породообразующих минералов, по изотопно-геохимическим характеристикам породы зон габбро-норитов-3 (Аганозерский блок) и габбро-норитов-2 (Шалозерский блок) могут быть результатом смешения магм с участием корового вещества. Кроме этих двух крупных событий, происходили и более мелкие по своему масштабу дополнительные внедрения магм. Об этом свидетельствуют закартированные в базитовых частях разрезов Аганозерского и Шалозерского блоков «висячие» горизонты мелко-микрозернистых ультраосновных пород.

ГЛАВА 5

СВЕКОФЕННСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Оригинальные авторские материалы по Свекофеннской провинции получены в Северном и Западном Приладожье, а отчасти в Юго-Восточной Финляндии, но ее рассмотрение и современная трактовка невозможны без привлечения информации по Центральной и Юго-Восточной Финляндии и Швеции (рис. 5.1). Свекофеннская провинция делится на две неравные части Раахе-Ладожским швом: собственно Свекофеннскую, являющуюся областью генерации раннепротерозойской континентальной коры, и Свеко-Карельскую (или Ладожско-Ботническую, или Саво-Ладожскую) зоны, формирующиеся на окраине эпиархейского кратона.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Центральная часть Балтийского щита, относящаяся преимущественно к Свекофеннской складчатой области (Глебовицкий, Турченко, 1975), была образована ростом ювенильной континентальной коры в свекофеннский (2.0—1.8 млрд лет) период эволюции (Gaal, Gorbatchev, 1987). Это событие характеризуется выплавлением больших объемов мантийных тоналит-гранодиоритовых магм. Ниодимовые изотопные исследования (Patchet, Arndt, 1988) показали, что более 80 % коры с возрастом 1.95—1.75 млрд лет на Балтийском щите было образовано из мантии. Более поздние орогенические события (Готская орогения — 1.75—1.55 млрд лет) привнесли лишь незначительные объемы нового ювенильного материала на юго-западе щита. В дальнейшем эта часть территории была вовлечена в интенсивную тектоно-термальную переработку в течение халландианской (1.5—

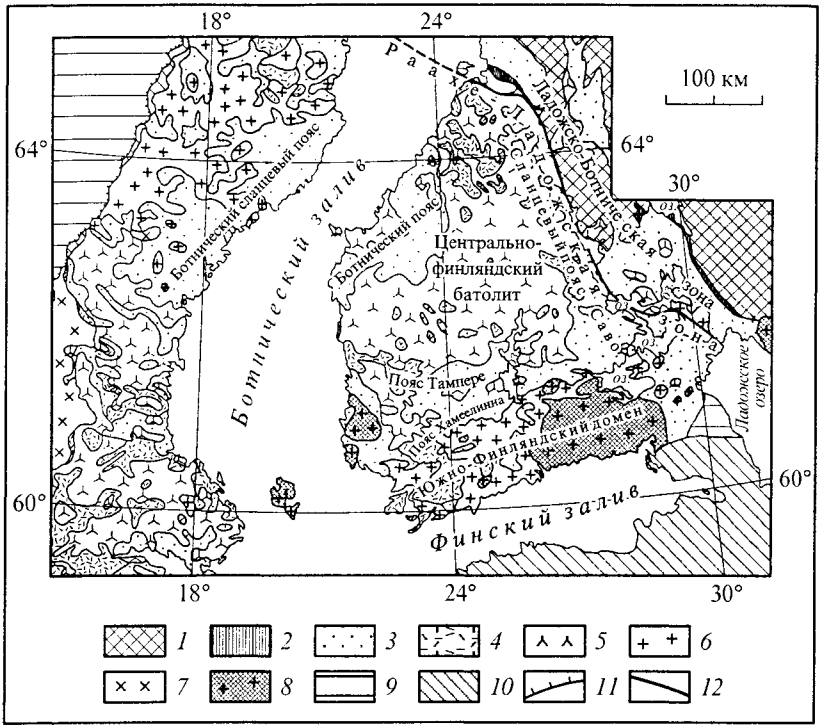


Рис. 5.1. Схема геологического строения Свекофеннской складчатой области.

1 — геологические комплексы архейского основания. Ранний протерозой: *2* — ятулийские интракратонные вулканогенные и осадочные комплексы, *3* — калевийские преимущественно метаосадочные комплексы, *4* — свекофеннские островодужные осадочно-вулканогенные комплексы. Ассоциации гранитоидов: *5* — тоналит-трондьемитовые, *6* — гранитные, *7* — гранитоиды Трансскандинавского пояса; *8* — ассоциация анортозитов и гранитов рапакиви; *9* — иотнийские и каледонские комплексы; *10* — платформенный осадочный чехол; *11* — надвиги; *12* — Раахе-Ладожский шов.

1.4 млрд лет) и многоэтапной свеконорвежско-гренвилльской (1.25—0.9 млрд лет) эпох (Gaal, Gorbatchev, 1987; Wilson et al., 1987).

Собственно в Свекофеннской провинции в первом приближении можно выделить два крупных домена, существенно различающиеся характером корообразующих процессов, а возможно и их возрастом (рис. 5.1). Первый из них охватывает территорию Центральнофинляндского гранитоидного массива и обрамляющих его зон линейной складчатости. Одна из них, прилегающая к нему на севере и северо-востоке, непосредст-

венно сочленяется с Фенно-Карельским кратоном. Другая — зона Тампере, прослеживающаяся в широтном направлении из Финляндии в Южную Швецию. Фрагмент структуры подобного рода имеется на территории Северного Приладожья, где он был исследован с большой детальностью авторами данной работы (Судовиков и др., 1970; Мигматизация..., 1985; Балтыбаев и др., 2000). Этот домен отличается ярко выраженной натриевой специализацией всех аллохтонных плутонитов, мигматитов и автохтонных гранитоидов. Второй домен охватывает Южную Финляндию, на востоке прослеживается вдоль Российско-Финляндской государственной границы и заходит на территорию Северного Приладожья; на западе домен уходит в Швецию. Характерной особенностью этой структуры является калиевая специализация плутонитов, мигматитов и автохтонных гранитоидов. Именно здесь П. Эскола описал «идеальные граниты», а А. Симонен (Simonen, 1960) выделил гранитную провинцию. Геологически ясно, что Южно-Финляндская зона является более молодой, так как развивающиеся в ее пределах мощные зоны сдвиговых деформаций, синхронные с внедрением калиевых плутонитов и мигматизацией, пересекают ориентированные в северо-западном направлении складчатые и сдвиговые структуры натриевых доменов. Судя по последним данным (Korsman et al., 1999), появляются и изотопно-геохронологические подтверждения этих геологических наблюдений. Но к ним мы вернемся позже.

В пределах Балтийского щита выделяется три главных раннепротерозойских стратиграфических подразделения. Из них два, наиболее древние, сумий-сариолийский (лаппонийский) с возрастными рубежами 2500—2300 ± 50 млн лет (Семихатов и др., 1992) и ятулий-людиковийский (2300—2000 млн лет), представляют эпикратонные рифтогенные структурно-вещественные комплексы (СВК) пород. Калевийский и свекофеннский (вепсийский) СВК, сформированные в интервале 2000—1700 млн лет в пределах Свекофеннской складчатой области, слагают главные пояса развития аккреционных структур раннего протерозоя. Эта раннепротерозойская орогеническая провинция Балтийского щита сложена двумя типами породных ансамблей: 1) сформированных без участия или с небольшим вкладом архейской континентальной коры в составе вещественных комплексов (Huhma, 1986; Patchett et al., 1987) и не имеющих архейского фундамента; 2) сформированных на архейской коре. Эта орогеническая провинция развивалась в период 1.93—1.8 млрд лет в процессе роста коры, а позже — коллизии ювенильных островных дуг и края континента (Park, 1991) с по-

следующим интенсивным плавлением коры 1.8—1.55 млрд лет назад. Протягиваясь от архейского кратона через Финляндию и Швецию на юг, включая Прибалтику, вплоть до линии Торнквиста в Польше, она занимает область шириной около 1200 км. Северо-восточной границей Свекофеннской провинции является сутурная зона, прослеживаемая на юго-восток от района Кируна-Лулеа в Северной Швеции к району Савонлинна в Юго-Восточной Финляндии и названная в Финляндии и Карелии Раахе-Ладожской зоной. Вдоль нее прослеживается сложная покровно-надвиговая структура, которая отделяет ее от Кольско-Карельского архейского блока. Эта зона содержит надвиговые чешуи, сложенные двумя типами отложений калевийского комплекса: 1) автохтонных турбидитов, содержащих архейский и протерозойский детритовый материал, перемежающихся с толеитами, для которых П. Вард (Ward, 1987, 1988) установил их формирование в рифтовой зоне вблизи границ кратона; 2) аллохтонных турбидитов, которые, как считает П. Вард, были отложены в подводных каньонах возле аккреционных границ.

Свеко-Карельская, или Ладожско-Ботническая, зона

Свеко-Карельская зона отличается прежде всего тем, что в ее пределах присутствуют многочисленные выходы архейского фундамента в виде обрамленных гранито-гнейсовых куполов. Их генетическая трактовка впервые была дана П. Эскола (Eskola, 1949), связавшим их с явлениями диапиризма после ремобилизации (реоморфизма) гранитных массивов фундамента. Позже концепция П. Эскола неоднократно пересматривалась, что стимулировалось новыми исследованиями структуры и последовательности деформаций. Впервые эти образования были рассмотрены как результат разновременной перекрестной складчатости в работе (Судовиков и др., 1970). В настоящее время благодаря исследованиям финских (Koistinen, 1981; Park et al., 1987) и российских (Судовиков и др., 1970; Мигматизация..., 1985) геологов структура всей области была расшифрована с большой детальностью и достоверностью.

Протерозойский разрез северо-восточной Коли-Вяртсельской зоны представлен платформенными отложениями нижнего карелия, преимущественно ятулия в составе его нижней, существенно кварцитовой, части и верхней, терригенно-карбонатной (Предовский и др., 1967; Pekkarinen, 1979; Pekkarinen, Lukkari-

nen, 1991). Платформенные отложения вмещают покровы, силлы и дайки толеитов. В более южной Соткума-Сортавальской зоне отложения ятулия почти не сохранились, здесь распространены верхнекарельские образования. Нижние части, относимые нами к ливвию, объединены в сортавальскую серию, сопоставимую с морским ятулием (Viyrynen, 1933). Она сложена преимущественно амфиболитами, образованными по толеитам; вверх по разрезу метавулканиты сменяются вулканогенно-осадочной толщей. Большим распространением в этой зоне пользуются терригенные отложения калевия, представленные на нашей территории в основном турбидитами ладожской серии. Как показал Х. Хухма (Huhma et al., 1991), калевийские отложения в разных структурах Финляндии содержат обломочный циркон архейского и раннепротерозойского возраста — от 1.91 млрд лет и древнее. Это определяет возраст изученных отложений как относительно молодой, синхронный с возрастом свекофеннских островодужных серий Финляндии. Существуют, однако, представления (Kohonen, 1995) о более древнем возрасте калевийских отложений в отдаленных от платформы участках, где он, может быть, опускается до верхнего и среднего ятулия.

Собственно Свекофеннский пояс

Как установлено геологическими и особенно изотопно-геохимическими исследованиями (Wilson et al., 1985; Patchett, Kouvo, 1982; Huhma, 1987; Patchett et al., 1987; Romer, 1981), бóльшая часть Свекофеннской провинции, расположенная к юго-западу от зоны Раахе-Ладога, не содержит блоков архейской коры и в ней отсутствуют или присутствуют в незначительном количестве архейские изотопные метки. Здесь калевийский комплекс представлен турбидитами, глубоководными осадочными породами и преимущественно толеитовыми вулканитами, которые составляют ранние аккреционные структуры. Этот комплекс известен на территории Северного Приладожья в России и широко распространен на севере Финляндии в субпровинции Остроботния (пояс Кииминки), в структуре Кайнуу вместе с офиолитовым комплексом Йормуа и в субпровинции Оутокумпу в центральной части Финляндии. Метаосадочные породы и метавулканиты с возрастом 1.9—2.1 млрд лет (Honkamo, 1987) в субпровинции Остроботния несогласно перекрывают архейский фундамент; породы ятулия представлены в низах разрезов конгломератами и метааркозами, а в верхней части — метавулканитами, ассоциирующими с метаграувакками и слю-

дистыми сланцами. Среди метавулканитов преобладают базальтоиды, которые включают в свой состав пиллоу-лавы и лавобрекчии, гиалокластиты, туфы и массивные базальты. По геохимическим признакам они характеризуются слабым обогащением Th, Ta и LREE относительно типичных N-MORB базальтов (Honkamo, 1987), но сходны с толеитами океанического дна (Holm, 1985). Ti/V-отношения, типичные для таких метавулканитов, и природа ассоциирующих осадочных пород подтверждают, что они могли быть образованы в условиях заостроводужных бассейнов (Honkamo, 1987).

Бóльшая часть территории, расположенной юго-западнее Раахе-Ладожского шва, отличается глубоким метаморфизмом, доходящим до гранулитовой фации, что затрудняет стратиграфическое расчленение пород этого региона, которое до последнего времени оставалось крайне неопределенным. Здесь, как уже отмечалось, отсутствуют архейские породы (Huhma, 1986; Vaasjoki, Sakko, 1988). Отсутствуют также породы, которые можно было бы принять за аналоги ятулийских платформенных осадков или метатолеитов. Бóльшая часть развитых здесь отложений является аналогом терригенных осадков ладожской серии, или калевия (Судовиков и др., 1970). Их верхняя возрастная граница определяется в 1.89 млрд лет, т. е. моментом внедрения наиболее ранних интрузий. Вместе с тем характерным является достаточно широкое распространение вулканогенных толщ, которые особенно детально исследованы в Центральной Финляндии, в районе Киурувесси, зоне Тампере, в Южной Финляндии и Швеции, зоне Ориярви. Все они были интерпретированы как остатки островных дуг с возрастом древнейших из них 1.91—1.92 млрд лет (Park et al., 1987).

Комплекс Йормуа с возрастом 1.96 млрд лет (Kontinen, 1987) является редким примером хорошо изученных раннепротерозойских офиолитов в аккреционных структурах. Ассоциация пород офиолитового комплекса распространена вблизи шовной зоны, вдоль которой Свекофеннский ороген был аккретирован к архейскому кратону (Park, 1985), и тектонически ассоциируется с ятулийскими континентальными осадками и нижнекалевийскими конгломератами, сланцами, филлитами и железисто-кремнистыми осадками. Офиолиты состоят из базальных слоев серпентинитов, прорванных габбро с магматическими включениями трондьемитов и мафическими дайками. Этот комплекс пород перекрыт базальтовыми подушечными лавами. Возраст пород офиолитовой ассоциации определен по цирконам из габбро и трондьемитов. Кумулятивное габбро когенетично дайкам и лавам базальтов, слабо обогащенных LREE — (La/Yb)N =

= 1.92 и химически сходных с толеитами заостроводужных бассейнов (Kontinen, 1987).

Структура Оутокумпу представляет собой аллохтон и сходна по строению с регионом, где развит комплекс Йормуа, но здесь базальтоидные вулканиты редки, сильно деформированы и гидротермально изменены. Базальтоиды обогащены LIL-элементами и Th, имеют более низкие содержания HFS-элементов и более высокие содержания Cr, чем обычные MORB-базальты. По подобным соотношениям вулканиты района Оутокумпу сходны с базальтами островодужных и заостроводужных тектонических обстановок (Pharaoh, Brever, 1990). Но вместе с тем следует отметить, что (La/Sm)N-, (La/Yb)N- и (La/Nb)N-отношения в базальтоидах этого района, приблизительно равные единице, сходны также и с типичными N-MORB.

ТЕКТОНИКА И СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Общая тектоника

Раахе-Ладожский шов четко прослеживается как по геофизическим, так и по геологическим данным из района Северного Приладожья через Юго-Восточную и Центральную Финляндию в район Шелефтео в Северной Швеции. Если в средней и северо-западной своих частях это круто залегающая зона правостороннего сдвига (Raahe-Ladoga zone, 1999), то в юго-восточной части он выражен серией пологих надвигов (Мейерская зона; Балтыбаев и др., 1997). Структура собственно Свекофеннского пояса (рис. 5.1) определяется гигантским Центральнофинляндским гранитоидным батолитом, который окаймляется тремя протяженными сложнопостроенными зонами линейной складчатости, которые именуются сланцевыми поясами. Северная и северо-восточная ветви, Сланцевый пояс Саво непосредственно примыкают к Раахе-Ладожскому шву и заканчиваются в Северном Приладожье. Южная ветвь, включающая пояса Тампере и Хамеелинна, а также разделяющий их Мигматитовый пояс, в субширотном направлении прослеживается из района Тампере в Южную Швецию. Западный по отношению к батолиту Ботнический сланцевый пояс занимает оба побережья Ботнического залива. Особо выделяется Южно-Финляндская зона свекофеннид, отличающаяся калиевой специализацией гранитоидов.

Этапы структурной эволюции

Стадии структурной эволюции наиболее детально исследованы в районе Оутокумпу (Koistinen, 1981) с последующим их прослеживанием вдоль пояса Саво до района Пюхасалми и Ваханти, в поясе Тампере, в районе Ориярви и в Северном Приладожье (Судовиков и др., 1970; Glebovitsky, 1997; Балтыбаев и др., 2000). Последний регион удобно взять в качестве эталона, так как в нем соотношение деформаций с магматическими телами и со стадиями метаморфизма выступает наиболее отчетливо.

В районе Оутокумпу (рис. 5.2) доказано аллохтонное залегание пород офиолитовой серии и турбидитовых толщ калевия на породах так называемого морского ятулия и куполах архейского фундамента. По-видимому, в момент надвигания офиолитовой пластины происходит формирование серии мелких изоклинальных складок с осевыми поверхностями, параллельными надвигам. Они идентифицированы Т. Коистиненом (Koistinen, 1981) как складки первой генерации (F_1). Эти структуры легко распознаются вдоль всего пояса Саво, в районе Тампере—Хамеелинна, в том числе и в зонах мигматизации, где параллельно их осевым поверхностям располагаются наиболее ранние генерации лейкосом тонкополосчатых мигматитов. Складки F_2 сминают эти мигматиты и распознаются чаще всего по наблюдениям структур типа «замок в замке». В отличие от них в группе складок третьей генерации (F_3) выделяются не только мелкие формы, но и крупные структуры. В районе Оутокумпу они имеют субмеридиональное и северо-восточное простирание. Эти складки отражают продолжающееся движение аллохтона на восток. Иными словами, три первые стадии деформации являются перманентной последовательностью, относящейся к одному крупному этапу развития структуры свекофеннид. Юго-западнее Оутокумпу (рис. 5.2) устанавливаются две надвиговые структуры и мощная зона сдвиговых деформаций, которая и является Раахе-Ладожским швом, а также зоны линейных складок северо-западного простирания. Они занимают отчетливо секущее положение по отношению к складчатым структурам третьей генерации. Так как в этот момент кардинально меняется стиль деформаций и они накладываются на некоторые характерные интрузивные комплексы, в частности на хорошо датированные ортопироксеновые гранитоиды, рационально рассматривать их как отражение следующего крупного этапа развития структуры свекофеннид. Подобное структурное развитие характерно и для субширотных поясов южного обрамления Центральнофинляндского батолита.

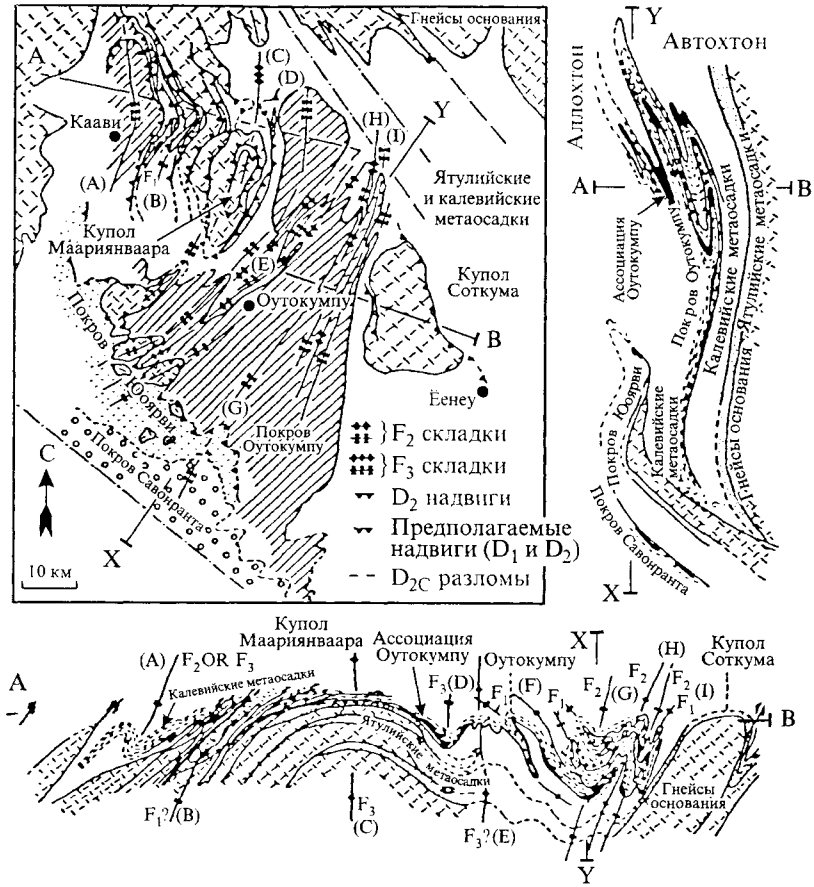


Рис. 5.2. Карта тектоники района Оутокумпу (Koistinen, 1981).

Следующий этап структурной эволюции относится к периоду формирования комплексов калиевых гранитов Южной Финляндии. В Южной Карелии (финляндской и российской) устанавливается серия зон сдвиговых деформаций периода внедрения этих гранитов, ориентированных в северо-восточном и субширотном направлениях, которые секут все структуры второго этапа (Мигматизация..., 1985).

Так как Приладожье является регионом, где наблюдается сопряжение всех названных структурных зон, необходимо остановиться более подробно на его описании.

Структура региона развивалась в течение трех главных этапов деформации супракрустальных и плутонических пород (Glebo-

Таблица 5.1

Последовательность геологических событий

Стадия	Структурные элементы	Метаморфизм	Плутониты, генерации лейкосом мигматитов (Lc_{0-6})	Стадии роста новой континентальной коры	Возраст Ма, млн лет
PD_1	Формирование вулканогенных и седиментогенных пород сортавальской группы и мафических даек				1965 ± 6
PD_2	Формирование офиолитовых ассоциаций Йормуа и Оутокумпу. Рои мафических даек, которые секут ятулий и перекрываются калевийскими турбидитами			Заключительная стадия спрединга	1971 1960
PD_3	Инициальные вулканиты — островодужные серии. Аккумуляция турбидитовых ладожской серии и калевия			Ранняя стадия роста континентальной коры, связанная с юными островными дугами	1920 <1917
ID_1	F_1, N_1 — надвиги, складки S_1 —сланцеватость	M_1: зональный метаморфизм, T = 650—850 °C, P = 4.5—5.5 кбар	σ_1 — метагаббро Lc_{0-1} — лейкократовые граниты	Ранняя стадия коллизии и обдукция офиолитов	
ID_2	F_2 — складки, S_2 — по ОП F_2				
ID_3	F_3 — открытые и изоклинальные складки, S_3 — по ОП F_3		σ_2 — метагаббро Lc_2 —трондьемиты end — эндербиты (Куркиеки)	Зрелые островные дуги. Главная стадия роста континентальной коры	1881.4 ± 6.7

ID_4	Sz, Fr_1 — зоны сдвиговых деформаций, трещины и разломы	M_1: зональный метаморфизм, $T = 650$—850 °C, $P = 4.5$—5.5 кбар	Lc_3 — трондьемиты, граниты δ — диориты, тоналиты (Лауватсаари) γδ — диатектические гранитоиды σ_3 — метагаббро	Зрелые островные дуги. Главная стадия роста континентальной коры	1878.5 ± 3.3
IID_1	F_4 — открытые и изоклинальные складки, N_2 — надвиги, S_4 — по ОП F_4 и по N_2	M_2: амфиболитовая фация, $T = 720$—650 °C, $P = 4.5$—3.5 кбар	Lc_4 — тоналиты Grt-Bt гранодиориты, Grt-Bt и Hbl граниты	Главная стадия коллизии островной дуги и континентальной окраины	
IID_2	F_5 — складки, деформирующие S_4, ОП F_4 и N_2		Lc_5 — Bt, Grt и Hbl граниты, пегматиты		
IID_3	Fr_2 — разломы		γ_5 — Grt граниты σ_4 — метагаббро		
$IIID_1$	Sz — зоны сдвиговых деформаций F_6 — складки в этих зонах	M_3: $T < 650$—400 °C, $P < 3.5$ кбар	Lc_6 —богатые K граниты	Завершающая стадия коллизии	
$IIID_2$	Fr_3 — зоны агматитов		γ_7 — богатые K граниты (Терву)		1858.8 ± 2.5

Примечание: PD_{1-3} — преддеформационные стадии, I—$IIID_{1-4}$ — стадии деформаций; M_{1-3} — метаморфические события; интрузивные породы: σ — габброиды, δ — диориты, γδ — гранодиориты и тоналиты, γ — граниты; Lc_{1-6} — генерации лейкосом мигматитов.

vitsky, 1997). Им предшествовали геологические события, важнейшими из которых были накопление вулканогенных и осадочных толщ сортавальской серии, формирование офиолитовой ассоциации Йормуа (Kontinen, 1987) с последующей обдукцией ее на край Карельского кратона (Koistinen, 1981), инициальный островодужный вулканизм и накопление турбидитовых толщ калевия, ладожской серии и их аналогов в зонах высокоградного метаморфизма (табл. 5.1).

Первый этап деформаций привел к формированию, в частности на востоке района, системы прямых изоклинальных складок субмеридионального простирания, которые накладываются не только на толщи метатурбидитов ладожской серии, но и на архейский фундамент — на породы сортавальской серии, а также на протерозойские базитовые дайки и гранитоиды Питкярантской группы поднятий. По данным А. Н. Казакова (1977), в этой части района распознаются по крайней мере три генерации разномасштабных складок, которые легко сопоставляются с тремя генерациями структур, идентифицированных внутри аллохтона Оутокумпу (Koistinen, 1981) и развитых в процессе его надвигания на край континента (рис. 5.3). С формированием трех ранних генераций складчатых структур связано развитие ранних лейкосом мигматитов (табл. 5.1). Соответствующие структуры очень похожи на те, которые описаны нами (Балтыбаев и др., 1996) в западной части района, к югу от г. Сортавала, где установлены изоклинальные, опрокинутые на восток или лежачие складки, накладывающиеся на толщи ладожской и сортавальской серий, а также на гранито-гнейсы фундамента (рис. 5.4). При такой корреляции структур система субмеридиональных складок на востоке может рассматриваться как своеобразный барьер во фронтальной части двигавшегося на восток аллохтона Оутокумпу.

Второй этап деформаций выразился в формировании простирающихся в широтном и северо-западном направлении складчатых структур и сопряженных с ними зон сдвиговых деформаций. Соотношения между структурами первой и второй стадий хорошо распознаются как в зоне прямых, сильно сжатых складок, так и севернее, в зоне развития пологих надвигов. В первом случае анализ геометрии складок второй стадии показал (Мигматизация..., 1985), что они сминают ранее возникшие формы первой и третьей генераций, шарниры которых рассеяны в связи с этим по большому кругу. Реконструкция их доскладчатой позиции показала, что они были ориентированы полого и погружались на юг, т. е. точно так же, как ориентированы шарниры складок третьей генерации в Северном блоке.

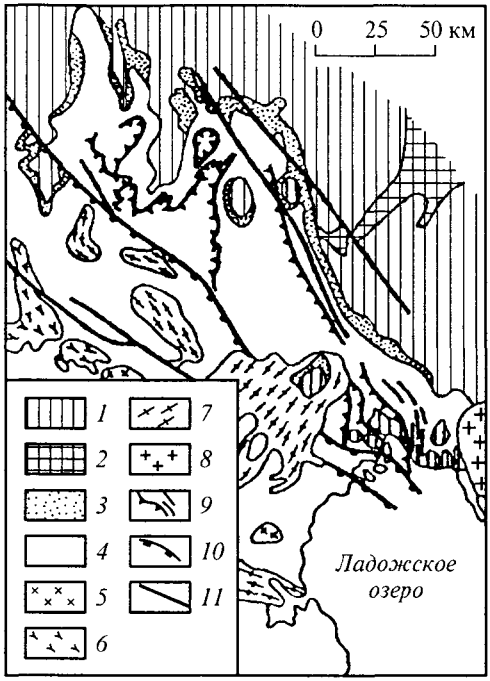


Рис. 5.3. Схематическая карта Ладожско-Ботнической зоны (с использованием данных Т. Коистинена (Koistinen, 1981).

1 — архейский инфракрустальный комплекс; *2* — архейские супракрустальные породы зеленосланцевого пояса Иломантси; *3* — ятулий; *4* — метатурбидиты калевия; *5* — гиперстеновые диориты, тоналиты (эндербиты), габбро-нориты; *6* — диориты, тоналиты и трондьемиты; *7* — автохтонные и парааутохтонные гранитоиды; *8* — рапакиви; *9* — древние разломы и связанные с ними линейные складки; *10* — молодые разломы; *11* — крутопадающие сдвиговые зоны.

В самой Раахе-Ладожской шовной зоне было обнаружено, что интенсивно метаморфизованные и мигматизированные гнейсы, коррелируемые с ладожской серией, были надвинуты на слабее метаморфизованные турбидиты, сортавальские амфиболиты и гранито-гнейсы фундамента. Сместители, представленные милонитами, перекристаллизованными в условиях амфиболитовой фации, или аналогичными по условиям метаморфизма зонами сдвиговых деформаций, несогласно пересекают структуры первой стадии деформаций, в частности — опрокинутые изоклинальные складки с шарнирами, погружающимися в южном направлении.

Надвигание пород гранулитовой фации метаморфизма на более низкотемпературные образования является одной из за-

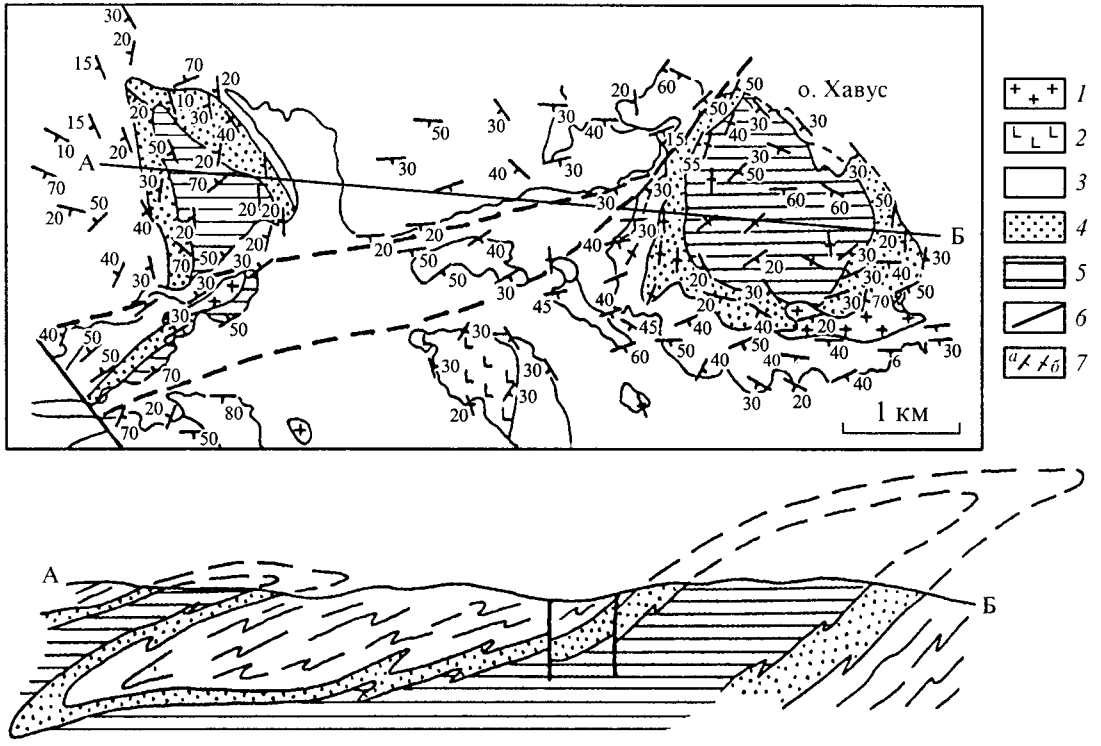


Рис. 5.4. Геологическая карта района о. Хавус с разрезом (внизу) по линии *А—Б*.

1 — метатоналиты и *2* — метадиориты ранней орогенной стадии; *3* — биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы и мигматиты (ладожская серия); *4* — амфиболиты (сортавальская серия); *5* — гранито-гнейсы архейского фундамента; *6* — разломы; *7* — ориентировка сланцеватости (*а* — наклонная, *б* — вертикальная).

мечательных особенностей Мейерской зоны. Сама зона гранулитовой фации характеризуется насыщением интрузивными породами комплекса габбро, норитов и эндербитов. Над всей этой территорией зафиксирована сильная гравитационная аномалия (рис. 5.5), которую очень трудно объяснить плотностями пород, обнажающихся на поверхности. Был сделан модельный расчет, исходя их того что на небольших глубинах существуют значительные объемы базитов ранних фаз упомянутого интрузивного комплекса. Получилось вполне удовлетворительное совпадение расчетной кривой с наблюденной. Отсюда вывод о том, что обнажающиеся на поверхности эндербиты являются сателлитами большого магматического тела, составляющего значительную часть объема данного участка коры. С этих позиций становится понятной причина возникновения сильной положительной термической аномалии, отражением которой и является зона гранулитовой фации метаморфизма.

Развитие надвигов во время первой стадии деформаций местами обусловливает налегание гранито-гнейсов фундамента на амфиболиты сортавальской серии, что наблюдается, например, в районе пос. Мейери (рис. 5.5). В районе Оутокумпу (рис. 5.2) покров Савонранта, сложенный глубокометаморфизованными (амфиболитовая и гранулитовая фации) и мигматизированными породами, а возможно и покров Юоярви, несогласно перекрывают покров Оутокумпу и в свою очередь срезаются протяженной зоной правостороннего сдвига, совпадающего с собственно Раахе-Ладожской шовной зоной.

Рассмотрим некоторые особенности структур второй стадии в южной части Южного блока, в зоне пос. Куркиёки. Здесь закартирована система прямых, чаще всего изоклинальных складок, меняющих свое простирание от субширотного до северо-западного и сложенных главным образом парагнейсами: ритмично-слоистыми метаграувакками и метапелитами. Породы были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Параллельно осевым поверхностям складок развиваются зоны сдвиговых деформаций, которые проявлены так интенсивно, что сохраняются только замки складок в линзах, окруженных подобными зонами. Таким же образом ведут себя массивы эндербитов куркиекского комплекса, превращенные в линзы или стержни в процессе рассматриваемых сдвиговых деформаций (рис. 5.6). Обратим внимание на соотношение лейкосом мигматитов со складками и зонами сдвиговых деформаций. Ранние генерации мигматитов сминаются в складки вместе со слоистостью. Поздние лейкосомы развиваются вдоль зон сдвиговых деформаций. Во многих местах наблюдаются рои базитовых даек, которые

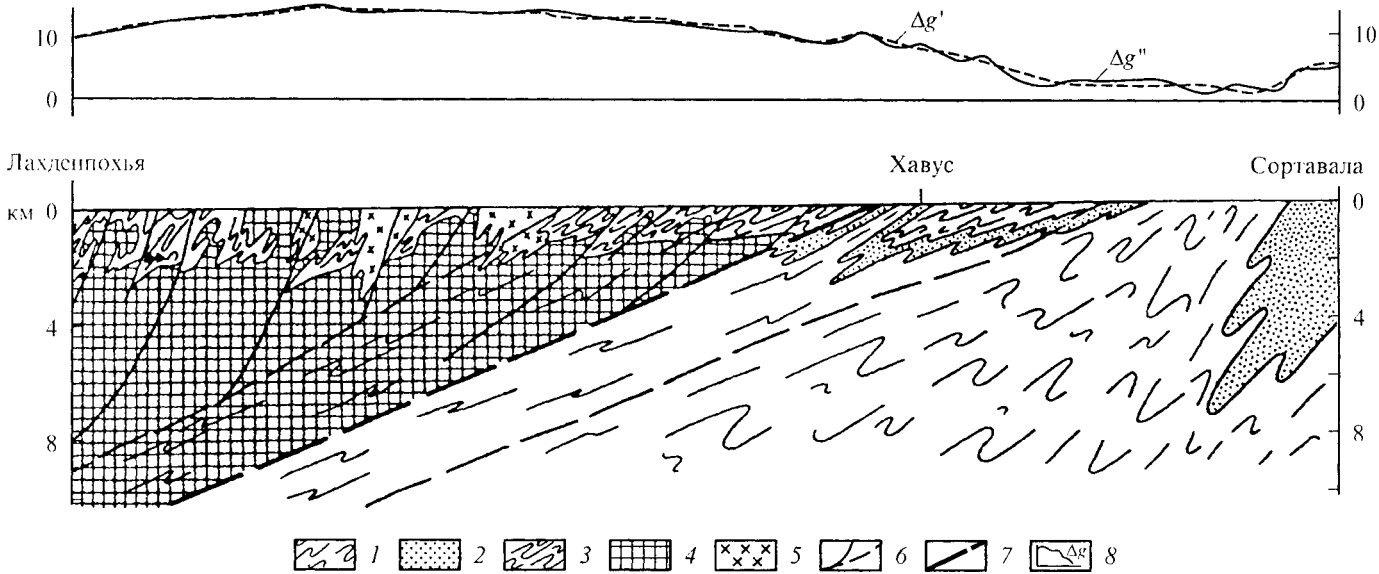


Рис. 5.5. Геолого-геофизический разрез через Мейерскую зону.

1 — гранито-гнейсы архея; *2* — амфиболиты сортавальской серии; *3* — гнейсы ладожской и лахденпохской серий; *4* — гипотетическое тело интрузии основного—ультраосновного состава; *5* — эндербиты и тоналиты; *6* — разломы; *7* — поверхность Мейерского разлома; *8* — гравитационная аномалия: установленная в результате наблюдений ($\Delta g'$) и рассчитанная ($\Delta g''$).

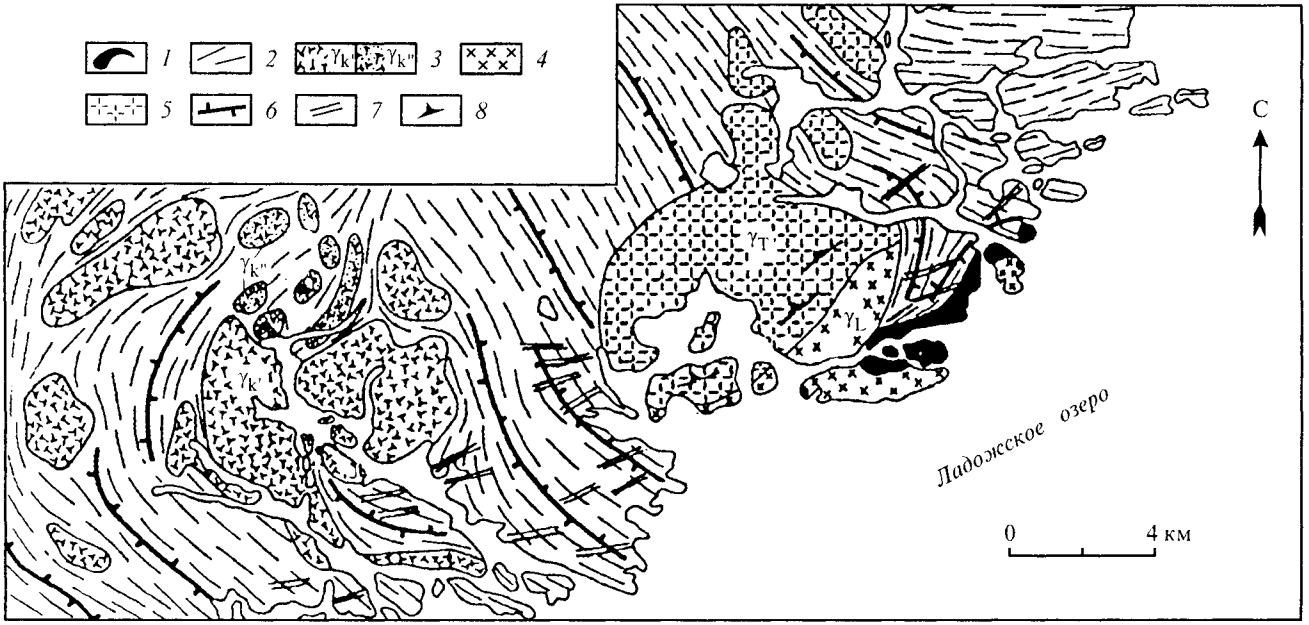


Рис. 5.6. Геологическая карта окрестностей пос. Куркиеки (составили И. К. Козаков, Л. М. Саморукова).

1 — гнейсы с существенным количеством основных кристаллических сланцев, *2* — гранат-биотитовые (иногда с кордиеритом и силлиманитом) гнейсы, *3* — эндербиты куркиёкского комплекса главной ($\gamma_{k'}$) и передовой ($\gamma_{k''}$) стадий внедрения, *4* — диориты и тоналиты лауватсарско-импиниемского комплекса, *5* — граниты Тервуского массива, *6* — осевые поверхности складок зоны сдвиговых деформаций второй стадии структурной эволюции, *7* — зоны сдвиговых деформаций третьей стадии, *8* — ориентировка трахитоидности в гранитах Тервуского массива.

секут ранние мигматиты и сами подвергаются мигматитизации (эффект Седерхольма). Несмотря на интенсивную деформацию массивов эндербитов, местами хорошо сохраняются интрузивные контакты с гнейсами, которые являются секущими по отношению к ранним мигматитам. Эти же ранние мигматиты попадают в эндербиты в виде многочисленных ксенолитов.

Третий этап деформаций представлен поперечными и диагональными зонами сдвиговых деформаций, сопровождающимися локальными поперечными складками и зонами агматитов, которые имеют в исследованном районе северо-восточное простирание (рис. 5.6). Вдоль этих направлений развиваются наиболее поздние мигматиты, лейкосома которых часто имеет состав калиевых гранитов. Между второй и третьей стадиями деформаций происходит внедрение даек базитов, диоритов, а иногда и аплитовидных гранитов, которые подчеркивают временно́е разделение отмеченных только что мигматитов разных генераций. Крупные зоны сдвиговых деформаций картируются как на исследованной нами территории, так и на смежных площадях Юго-Восточной Финляндии. Такие зоны, в частности, развиваются на границе зон амфиболитовой и гранулитовой фаций. Они же ограничивают крупный блок высокометаморфизованных и гранитизированных пород, внутри которого располагаются термальный купол Сулкава с ядром малоглубинных гранулитов, подвергшихся интенсивной калиевой мигматизации, и многочисленные тела параавтохтонных гранитов. С формированием структур третьей стадии связано внедрение позднеорогенных, богатых калием гранитов Тервусского плутона (возраст 1859 млн лет; табл. 5.1), о чем свидетельствуют проникновение его апофиз вдоль зон сдвиговых деформаций северо-восточного простирания и согласованность с ними внутренней структуры плутона, выраженной ориентировкой трахитоидности. Деформации продолжались и после внедрения плутона, накладываясь на граниты.

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

В стратиграфической шкале докембрия Северной Евразии (Семихатов и др., 1991) предусмотрено двучленное деление нижнего протерозоя — карелия, призванное отразить главные этапы развития Балтийского щита — ранний, относительно стабильный, а также поздний этап заложения и развития Свекофеннского подвижного пояса (рис. 5.7). В качестве грани-

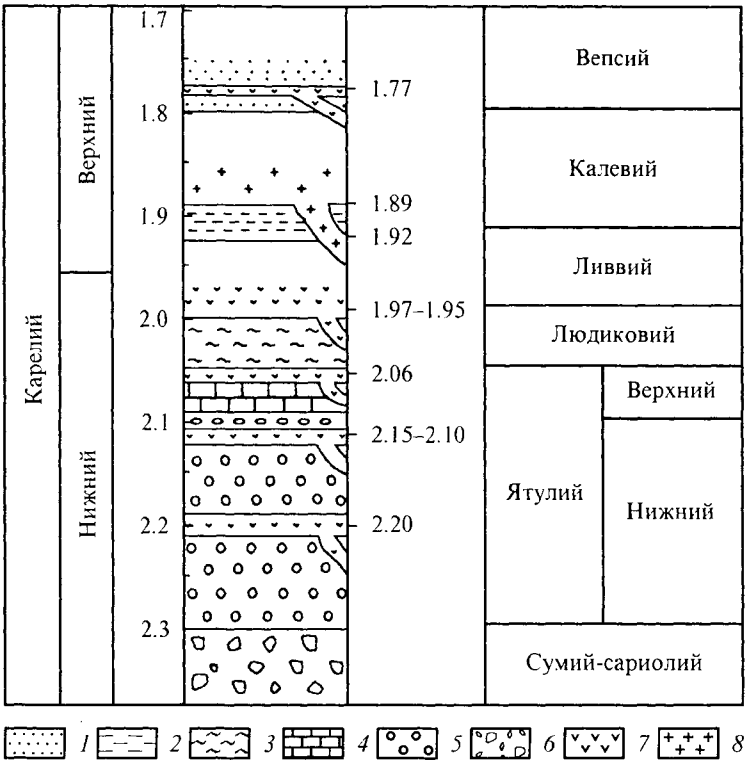


Рис. 5.7. Стратиграфия нижнего протерозоя Юго-Западной Карелии и прилежащих районов Финляндии.

Характерные отложения: *1* — красноцветные, *2* — ритмичнослоистые турбидитовые, *3* — углеродсодержащие, *4* — карбонатные, *5* — кварциты, *6* — грубообломочные; *7* — базиты; *8* — гранитоиды; указан возраст (в млрд лет).

цы нижнего и верхнего карелия был выбран уровень 1900 ± ± 50 млн лет; а новые данные, приведенные в настоящей работе, позволяют уточнить его и определить в 1970 млн лет (Балтыбаев и др., 2000).

Нижний карелий

Нижнекарельские отложения Ладожско-Ботнической зоны образуют серию выходов в полосе Коли—Вяртсиля. Они представлены отложениями внутриплитных бассейнов, наиболее детально изученными по берегам оз. Мал. Янисъярви и в прилежащих районах Финляндии. Строение их разреза не вызывает

особых разногласий (Материалы..., 1982). Согласно А. А. Предовскому (1967), обобщившему данные А. Ф. Демидова, В. А. Соколова, Л. Н. Потрубович, О. Н. Онищенковой, Л. Я. Харитонова, К. О. Кратца и др., этот разрез расчленяется на три подразделения, в современных схемах обозначаемых как нижний ятулий, верхний ятулий и людиковий. Нижний ятулий отличается преобладанием кварцитов и кварцито-песчаников, в низах которых развиты конгломераты и гравелиты, залегающие на архейском фундаменте. Верхний ятулий включает пестроцветные доломиты и известняки с подчиненными песчаниками и сланцами. Людиковий (соанлахтинская свита) состоит преимущественно из биотит-кварцевых сланцев и филлитов, нередко сульфидных и углеродсодержащих, с подчиненными карбонатными породами и кварцитами.

Сильнодеформированные «обрывки» толщ предполагаемого ятулийского и людиковийского возраста известны и в Куопио-Сортавальской зоне, где они приурочены к границам выступов архейского фундамента. Они состоят из метаморфизованных обломочных пород — аркозовых песчаников и кварцитов с подчиненными известняками. В ряде мест описано трансгрессивное, с базальным аркозовым или конгломератовым горизонтом, налегание этих образований на гранито-гнейсы архейского фундамента (Синица, 1984; Светов, Свириденко, 1992, и др.).

Разрез ятулия—людиковия в Юго-Восточной и Центральной Финляндии близок к описанному, хотя принятые там схемы расчленения формально отличаются (Pekkarinen, 1979; Marmo et al., 1988; Kohonen, Marmo, 1992). В подошве ятулия местами выделяются грубообломочные отложения, относимые к сариолию.

Верхняя часть ятулия характеризуется резким перепадом изотопного состава углерода — снижением содержания $\delta^{13}C$ (Karhu, 1993) — признак, который может быть использован для региональной корреляции. Указанный перепад приходится, по Ю. Карху, на возрастной интервал 2.11—2.06 млрд лет.

В разных частях нижнепротерозойского разреза встречаются покровы, силлы и дайки базальтоидов. Они подробно изучены на финской территории, где выделено несколько генераций основных пород (Vuollo et al., 1992). Ранние низкоглиноземистые метатолеиты (карьялиты) известны в нижнем ятулии, их возраст составляет около 2.2 млрд лет. Следующая группа представлена железистыми толеитами с возрастом 2.10—2.12 млрд лет; к ним, в частности, относится вулканическая формация Кольола, залегающая в кварцитах верхней части нижнего ятулия

(Pekkarinen, Lukkarinen, 1991). В составе верхнего ятулия выделена вулканическая формация Оттола; ее изотопный возраст не определен, но по аналогии с занимающей сходное положение в разрезе формацией Койвусари (из окрестностей Куопио) он принимается равным 2.06 млрд лет (Pekkarinen, Lukkarinen, 1991). Таким образом, верхний ятулий укладывается полностью в возрастной интервал между 2.10 и 2.06 млрд лет, и его границы, хотя точно и не совпадают с названными датами, но в определенной степени приближаются к ним (рис. 5.7). Как указывалось, этот интервал примечателен изотопными отношениями углерода в карбонатах.

Самая поздняя серия толеитовых даек, рассекающих ятулий, имеет возраст 1.97 млрд лет (Vuollo et al., 1992), что совпадает с возрастом офиолитов Оутокумпу и Йормуа, относимых нами к низам верхнего карелия.

Верхний карелий

Верхний карелий региона в принятых здесь границах делится на три крупных подразделения — ливвий, калевий и вепсий, которые приурочены к Куопио-Сортавальской зоне.

Ливвий. Ливвий зоны представлен сортавальской серией, обрамляющей узкой полосой выступы архейского фундамента. Выделяют две контрастные по составу толщи (в более ранних работах к сортавальской серии относили и залегающие в ее основании осадочные породы, которые упоминались выше в составе нижнего карелия). Нижняя толща сложена метаморфизованными вулканитами основного состава — измененными, превращенными по большей части в амфиболиты толеитовыми базальтами и их туфами, местами с примесью андезитов и дацитов, превращенных в биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Ее мощность достигает 2000 м. Наиболее полные разрезы толщи отмечаются в обрамлении Кирьяволахтинского купола и подробно описаны А. П. Световым и Л. П. Свириденко (1992), а также в районе Куопио. Верхняя толща сортавальской серии характеризуется большим разнообразием пород и весьма изменчивой мощностью, достигающей 600—700 м. В ее составе установлены мраморы (кальцитовые и доломитовые), кальцифиры, скарны, амфиболиты, амфиболовые, слюдяные, слюдяно-кварцевые сланцы, кварциты; породы нередко обогащены сульфидами и графитом.

В качестве подводящих каналов сортавальских вулканитов выделяются многочисленные дайки и силлы метабазитов. Они

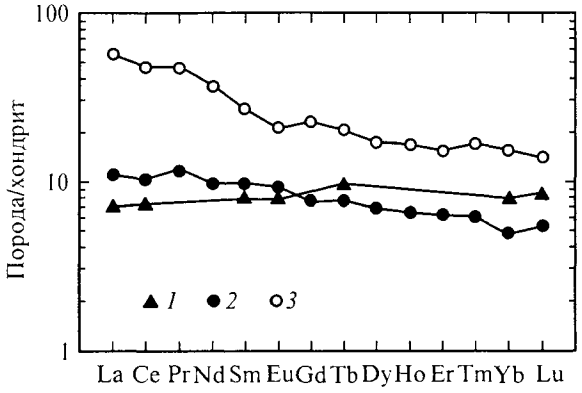


Рис. 5.8. Распределение редкоземельных элементов в породах сортавальской серии.

Образцы: *1* — 1645, *2* — 1956, *3* — 1672. Номера соответствуют приведенным на рис. 5.9.

залегают и в вулканитах, и в подстилающих гнейсах архейского основания.

С целью уточнения возраста сортавальской серии были геохронологически изучены образцы из района г. Сортавала. Исследованная пачка сложена метабазитами, состав которых отвечает базальтам и андезито-базальтам с единичными маломощными прослоями метадацитов. По своим химическим свойствам породы сортавальской серии (Светов, Свириденко, 1992) отвечают внутриплитным континентальным толеитам, но среди них встречены разности, которые по содержанию REE могут быть отнесены к океаническим базальтам (рис. 5.8). Подобные породы были недавно установлены В. В. Иваниковым и др. (1997); судя по пониженным концентрациям LIL и LREE, низким отношениям Ta/Nb и Th/Yb, они могут рассматриваться как базальты примитивного состава, близкого к базальтам офиолитового комплекса Оутокумпу (Peltonen et al., 1996).

Учитывая крайне низкое содержание в базальтах сингенетичного циркона, для определения возраста были взяты образцы из маломощных (первые метры) прослоев дацитового состава (рис. 5.9, обн. 1956), а также из осевой части мощной (около 80 м) дайки метагаббро, дифференцированной до состава кварцевых диоритов (обн. 1672). Результаты исследования циркона из метадацитов не обнаруживают единой изохронной зависимости, что отражает наличие в них различного количества древнего радиогенного свинца. Линия, проведенная по двум крайним левым точкам этой группы, дает значение возраста

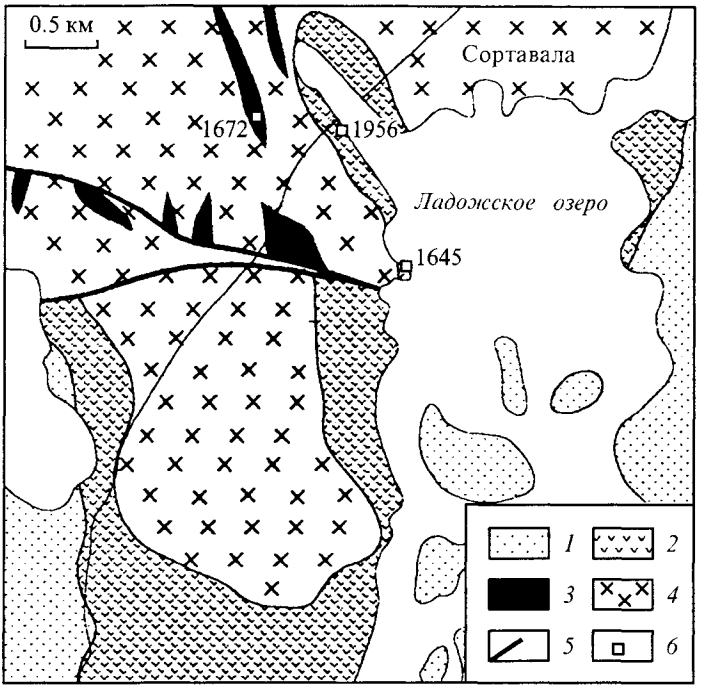


Рис. 5.9. Геологическое строение южной окраины Сортавальского купола.

1 — ладожская серия, *2* — сортавальская серия, *3* — метабазиты, *4* — гранитогнейсы архейского фундамента, *5* — разрывные нарушения, *6* — точки отбора геохронологических проб и их номера.

1987 млн лет (пунктирная линия, рис. 5.10; табл. 5.2). Эта датировка может рассматриваться в качестве ориентировочной оценки максимального возраста проанализированных цирконов.

Циркон из дайки метагаббро представлен мелкими призматическими непрозрачными, частично корродированными зернами. Значения возраста $t(^{207}Pb/^{206}Pb)$ трех фракций колеблются в узком интервале: от 1946.5 до 1952.0 млн лет. Изохронная датировка этого циркона равна 1963 ± 19 млн лет при СКВО-2 (сплошная линия, рис. 5.10; табл. 5.2).

Полученные датировки протерозойских цирконов оказываются близкими к возрасту офиолитов Оутокумпу и Йормуа и упомянутых выше поздних толеитовых даек района Коли—Киихтелюсваара (Vuollo et al., 1992; Peltonen et al., 1996); с учетом наметившейся корреляции возраст сортавальской серии может быть ограничен теми же рамками — 1.97—1.95 млрд лет. Во внутренних частях кратона, в Прионежье, этой дате соответствует

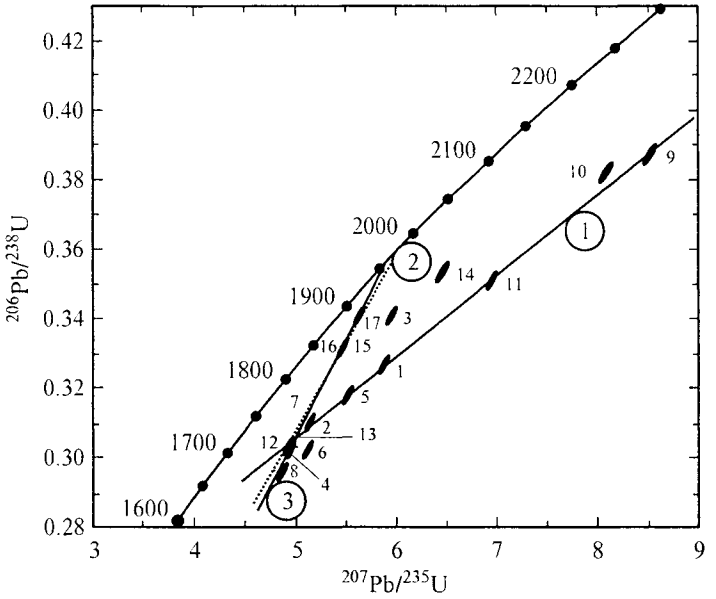


Рис. 5.10. График Везерилла для цирконов сортавальской серии.

Изохроны для цирконов (цифры в кружках): 1 — первая группа из прослоев метадацита (обр. 1956-4 и 1645), 2 — вторая группа тех же пород, 3 — из дайки метабазитов (обр. 1672-8).

формирование вулкано-плутонической ассоциации пикрито-базальтов суйсарской свиты, возраст которой определен Sm-Nd методом в 1974 ± 27 млн лет (Пухтель и др., 1995).

Островодужные серии вулканитов. Эти серии наиболее детально исследованы и описаны в районах, примыкающих к Раахе-Ладожской зоне (в сланцевом поясе Саво), в зоне Тампере и Южно-Финляндском домене. В Центральной Финляндии вулканический пояс почти непрерывно протягивается из района месторождения Виханти на территорию Пьелавеси, где их разрезы детально описаны Э. Экдалом (Ekdahl, 1993), и далее на юг (Lahtinen, 1994). В районе месторождения Виханти бимодальная базальт-риолитовая серия прорывается габброидами с возрастом 1902 ± 12 млн лет (Vaasjoki, Sakko, 1988).

В районе месторождения Пюхасалми выделяется две существенно вулканогенных формации. Первая, названная по имени месторождения, относится к бимодальному островодужному типу. Все вулканиты характеризуются варьирующим калием, что может быть связано как с изменениями глубины выплавления родоначальных магм или вариациями состава мантии, так и

Таблица 5.2

Важнейшие геохронологические данные по Свекофеннской провинции

Порода, место взятия	Метод, минерал	Возраст, млн лет	Источник
Трондьемит в офиолитах, Йормуа	U-Pb, Zr	1960—1954	Kontinen, 1987
Метадацит, Сортавала	»	1987	Балтыбаев и др., 2000
Габбро из дайки, там же	»	1963 ± 19	Тот же
Пикрито-базальт суйсария, Онежская структура	Sm-Nd, порода	1974 ± 27*	Пухтель и др., 1995
Габбро, секущие дациты, Виханти	U-Pb, Zr	1902 ± 12	Vaasjoki, Sakko, 1988
Риолит бимодальной серии, Пюхасалми	»	1921 ± 15	Kousa et al., 1994
Дацит, Пихтипудас	»	1883 ± 20	Aho, 1979
Порфириты, Пюхасалми	»	1878 ± 17	Vaasjoki, Sakko, 1988
Тоналитовые гнейсы, ассоциирующиеся с вулканитами сявия, Саво	»	1925 ± 5	Lahtinen, 1994
Метаандезиты, Киркасаари	»	1882 ± 2	Salli, 1983
Андезит, пояс Хамеелинна	»	1888 ± 11	Vaasjoki, 1994
Метаграувакки, пояс Тампере	»	>1910	Huhma et al., 1991
	T_{DMNd}	2200—2400**	Huhma, 1987; Huhma et al., 1991
Гранодиорито-гнейсы, Пюхасалми	U-Pb, Zr	1930 ± 15	Helovuori, 1979
Гранодиорито-гнейсы, Пьелавеси	»	1925 ± 5	Ekdahl, 1993
Тоналито-гнейсы, Рауталампи	»	1922 ± 12	Korsman et al., 1984
	»	1914 ± 4	Vaasjoki, Sakko, 1988
Дациты, Виртасалми	»	1906 ± 4	Тот же
Тоналито-гнейсы, там же	»	1903 ± 10	Huhma, 1986
Габбро, Каталахти	»	1880 ± 6	Gaal, 1980
Диорит, Кааламо	»	1888 ± 5.2	Богачев и др., 1999
Монцодиорит, Вялимяки	»	1891.7 ± 4.9	Тот же
Диорит, Алатту	»	1884.8 ± 3.3	Балтыбаев и др., 2000
Порфировидный тоналит, Алатту	»	2850 ± 90	Тот же
Тоналиты, Силвола, пояс Саво	»	1886 ± 5	Nironen, 1989
Тоналиты, Туусмяки, там же	»	1888 ± 15	Korsman et al., 1984

Таблица 5.2 (*продолжение*)

Порода, место взятия	Метод, минерал	Возраст, млн лет	Источник
Тоналиты, Осиконмяки, пояс Саво	U-Pb, Zr	1887 ± 5	Vaasjoki, Kontoniemi, 1991
Граниты, Кяпюля, там же	»	1887 ± 3	Vaasjoki, Sakko, 1988
Диориты, Уско, там же	»	1892 ± 15	Helovuori, 1979
Плагиоклазовые порфириты, Пихтипудас, там же	»	1878 ± 17	Vaasjoki, Sakko, 1988
Тоналиты, Пихтипудас, там же	»	1883 ± 20	Aho, 1979
Гранодиориты, Ветели, Ботнийский пояс	»	1913 ± 8	Ekdahl, 1993
Тоналиты, Каллиоканга с, там же	»	1923 ± 10	Vaarma, 1990
Габбро, Юливиеска	»	1883	Patchett, Kouvo, 1986
Плагиоклазовые порфириты, Ботнийский пояс, южная часть	»	1886 ± 3	Makitie, Lahti, 1991
Тоналиты, там же	»	1882 ± 9	Lahtinen, 1994
Монцониты, там же	»	1871 ± 1	Makitie, 1990
Гранодиориты, Хямеенкюро, пояс Тампере	»	1885 ± 2	Nironen, 1989
Гранодиориты, Вярмяля, там же	»	1878 ± 3	Lahtinen, 1994
Габбро, Варисаари, там же	»	1885 ± 5	Patchett, Kouvo, 1986
Ортопироксеновый диорит, Центральнофинляндский массив	»	1882 ± 6	Front, Nurmi, 1987
Габбро, там же	»	1882 ± 2	Lahtinen, 1994
Граниты, Коппелоярви, там же	»	1879 ± 14 ($\varepsilon_{Nd} = -0.4$)	Patchett, Kouvo, 1986
Гранодиориты Кеуру, там же	»	1883 ± 14 ($\varepsilon_{Nd} = -0.2$)	Huhma, 1986
Гранодиориты, Киукаанниеми, там же	»	1883 ± 17 ($\varepsilon_{Nd} = +1.2$)	Lahtinen, 1994
Граниты, Ханкавесси, там же	»	1886 ± 10 ($\varepsilon_{Nd} = +0.7$)	Тот же
Граниты, Лехесвуори, там же	»	1889 ± 15 ($\varepsilon_{Nd} = -0.9$)	» »
Гранодиориты, Ориятви, Южный домен	»	1891 ± 13 ($\varepsilon_{Nd} = -0.7$)	Huhma, 1986
Граниты, Морскар, Южный домен	U-Pb, Zr	1881 ± 9 ($\varepsilon_{Nd} = +0.2$)	Patchett, Kouvo, 1986
Габбро, Скальдо, там же	»	1885 ± 7 ($\varepsilon_{Nd} = +0.1$)	Lahtinen, 1994

Таблица 5.2 (*продолжение*)

Порода, место взятия	Метод, минерал	Возраст, млн лет	Источник
Гранитоиды плутона Сварт-грунт, там же	»	1891 ± 11 (ε_{Nd} = +0.2)	Тот же
Тоналиты, Туусмяки, Иорой-нен-Сулкава	»	1888 ± 15 (ε_{Nd} = +3.3)	Huhma, 1986
Никеленосные габброиды, там же	»	1880 (e_{Nd} = +0.2)	Тот же
Посторогенные граниты, Пу-рувеси	»	1797 ± 15 (ε_{Nd} = 6.9)	Nukanen, 1983
Ортопироксеновый диорит (эндербит), Куркиёки	»	1881 ± 6.7	Глебовицкий и др., 2001
Гранодиориты (чарнокиты), Воинсалми	»	1887 ± 11	Patchett, Kouvo, 1986
Чарнокиты, Ваараслахти	»	1884 ± 5 (ε_{Nd} = −0.6)	Salli, 1983; Holtta, 1995
Чарнокиты, Хаукимяки	»	1887 ± 16	Korsman et al., 1984
Ортопироксеновые граниты, Киурувеси	»	1886 ± 5	Marttila, 1981
Ортопироксеновые диориты, там же	»	1882 ± 2	Salli, 1983
Нориты, Лаукунканга с	»	1880 ± 3	Huhma, 1986
Базиты, Каталахти	»	1883 ± 6	Gaal, 1980
Чарнокит, Сулкава	»	1890 (e_{Nd} = −0.6)	Patchett, Kouvo, 1986
Кварцевый диорит, Лауватса-ари	»	1878.5 ± 3.3	Глебовицкий и др., 2001
Трондьемит, Импиниеми	»	1871 ± 12	Балтыбаев и др., 2000
Гранит, Терву	»	1858.2 ± 2.2	Глебовицкий и др., 2001
Кварцевые монцониты, Вуок-синский массив	»	1808 ± 47	Конопелько, Левченков, 1996
Сиенит, Элисенваара	»	1775 ± 65	Пушкарев, Рюнгенен, 1995

с влиянием метаморфизма и гранитизации. Отличительной их чертой является низкое содержание Ni и довольно высокое — Ba и Mg. Определен возраст риолитов формации Пюхасалми по сингенетическому циркону — 1921 ± 15 млн лет (Kousa et al., 1994; табл. 5.2), что очень хорошо согласуется с данными по другим территориям. Формация Куусаанярви, развитая в этом же районе, несет в себе хорошо сохранившиеся признаки вул-

канитов. Присутствие большого количества пирокластики и пепловых потоков с игнимбритовыми горизонтами, агломератовых прослоев свидетельствует, по крайней мере частично, о субаэральном характере вулканизма. Геохимически эта толща отличается от формации Пюхасалми высокой калиевостью известково-щелочной серии, варьирующей по составу от высокоглиноземистых андезито-базальтов до риолитов. По этому признаку Коуса (Kousa, 1990) коррелирует их с серией Пихтипудас, имеющей возраст 1883 ± 20 млн лет (Aho, 1979). Был определен также возраст гипабиссальных плагиоклазовых порфиритов (1878 ± 17 млн лет; Vaasjoki, Sakko, 1988), которые прорывают самые молодые породы формации Пюхасалми и обнаруживают связь с вулканитами формации Куусаанярви (табл. 5.2).

В районе Пьелавеси, находящемся на самой границе между Свекофеннской провинцией и Фенно-Карельским кратоном (микроконтинентом), благодаря усилиям Э. Экдала (Ekdahl, 1993) получен наиболее убедительный материал по сериям вулканитов, подстилающих калевийские толщи турбидитов. Уникальность этого объекта состоит еще и в том, что в рассматриваемом районе были закартированы купола Киркосаари, Йоутсанниеми и Левяниеми, в ядрах которых, как считается, залегают породы фундамента супракрустальных серий, разделенных здесь на четыре свиты: салонсаари, савиярви, сявия, коивуеки. Первая из них содержит в своем основании горизонт основных метавулканитов (массивные и подушечные лавы), но главным образом состоит из метаосадочных пород. Непосредственно базиты перекрыты горизонтами черных графит-карбонатных сланцев, после чего следуют слюдяные гнейсы, испытавшие интенсивную мигматизацию. Вышележащая свита савиярви характеризуется постепенным нарастанием количества карбонатных, известково-силикатных и кремнистых пород. В основании свиты сявия залегают конгломераты, сменяющиеся вулканической серией, которая прослеживается по всему поясу и включает в себя основные подушечные лавы и пирокласты, кислые лавы и пирокласты, обычно тонко чередующиеся с основными. И все же главная составляющая свиты — это пирокластические породы среднего андезитового и андезито-дацитового состава. Верхняя свита коивуеки состоит из биотит-роговообманковых гнейсов неясной природы, лейкократовых гнейсов (по аркозам) и метавулканитов основного состава. Геохимические особенности вулканитов не позволяют однозначно интерпретировать весь разрез рассматриваемого вулканического пояса. Часть вулканитов, а особенно из низов разреза, характеризующаяся по-

вышенными содержаниями Ti и K, могут быть сопоставлены с внутриплитными базальтами. В то же время низкотитановые и умереннокалиевые вулканиты бимодальной свиты сявия близки к островодужным. Некоторое обогащение несовместимыми элементами может объясняться не столько особенностями мантийного источника, сколько результатом затягивания корового вещества в зону субдукции (Lahtinen, 1994). Толщи, лежащие ниже свиты сявия, прорваны тоналитами с возрастом 1.93 млрд лет (Ekdahl, 1993). Если правильно предположение, что ортогнейсы Киркасаари являются интрузивными аналогами вулканитов сявия, то возраст последних 1925 ± 5 млн лет (Lahtinen, 1994). Много лет назад Салли (Salli, 1983) датировал диориты (1882 ± 2 млн лет), которые, как показал Э. Экдал (Ekdahl, 1993), могут рассматриваться как вулканиты верхней свиты коивуеки. Иными словами, в поясе Саво существует два возрастных уровня вулканических серий — 1.92 и 1.88—1.89 млрд лет, соответствующие этапам становления юных (океанических) и зрелых (островных) дуг (табл. 5.2).

Южно-Финляндская территория свекофеннид представляет собой область достаточно широкого распространения островодужных серий вулканитов. Она подразделяется на серию параллельных, субширотно ориентированных тектонических зон: северная зона Тампере, представляющая окраину Центральнофинляндского гранитоидного батолита, Сланцевый пояс Тампере, Мигматитовый пояс, Сланцевый пояс Хамеелинна, Южно-Финляндский пояс калиевых гранитоидов.

На окраине Центральнофинляндского батолита в плутонитах с возрастом 1879 ± 14 млн лет содержатся небольшие линзовидные включения метаосадочных пород, основных и средних вулканитов. Непосредственно в Сланцевом поясе Тампере островодужного типа вулканиты тесно ассоциируются с метатурбидитами в низах разреза супракрустальной серии. Возраст вулканитов варьирует в пределах 1904—1889 млн лет, что отражает реальную продолжительность процессов. Они объединяются в две стратиграфические единицы, разделенные конгломератами. Преобладают средние по составу пирокласты, отвечающие умереннокалиевым и высококалиевым средним вулканитам известково-щелочной серии (Kahkonen, 1987, 1989, 1994). Мигматитовый пояс тоже включает в себя вулканиты, которые, несмотря на повышенный метаморфизм, сохраняют реликты первичных текстур. На некоторых участках пояса Хамеенлинна вулканиты преобладают, причем бóльшая их часть — это мафические порфириты и амфиболиты, локально обладающие структурами мандельштейнов, вулканических брекчий и

агломератов. Присутствуют также средние и кислые разновидности, часть из которых интерпретируется как лавовые потоки (Simonen, 1949). Часто наблюдается тесная ассоциация вулканитов и плутонитов. Единственное определение изотопного возраста сделано по циркону из дацитов относительно верхней части вулканогенной толщи и дало 1888 ± 11 млн лет (Vaasjoki, 1994; табл. 5.2).

Р. Лахтинен (Lahtinen, 1996) предложил обобщенную характеристику вулканитов рассматриваемой территории и наметил некоторые закономерности латеральных вариаций состава пород. Для зоны Тампере наряду с толеитами, соответствующими внутриплитным базальтам, возникшим из обогащенного мантийного источника, широко распространены андезито-базальты и риолиты известково-щелочной серии со значительной субдукционной компонентой, а также субщелочные высококалиевые трахиандезиты, обогащенные в отличие от всех остальных некогерентными элементами. В поясе Хамеелинна большим распространением пользуются примитивные MORB-базальты и океанические вулканиты, возникшие из обогащенного мантийного источника. И все же максимальным распространением пользуются базальты и андезиты известково-щелочной серии с отчетливыми признаками коровой контаминации в связи со зрелостью островной дуги. В целом они обеднены титаном, щелочами и барием и характеризуются довольно высокими содержаниями La и P.

Калевий. Калевий, представленный на нашей территории турбидитовой ладожской серией, слагает обширные территории Ладожско-Ботнической зоны, в частности межкупольные пространства. Ладожская серия образует мощный (первые тысячи метров) осадочный покров, перекрывающий сортавальскую серию. Интенсивная деформация препятствует однозначному пониманию ее стратиграфического строения и соотношений с сортавальскими вулканитами; тем не менее ее более высокое стратиграфическое положение ясно вытекает из общей структуры. Серия имеет почти исключительно терригенный состав и образована в основном метапесчаниками и метаалевролитами. Характерными особенностями ее разрезов являются ритмичная градационная слоистость, карманы размыва на поверхностях ритмов, косая слоистость, которые указывают на ее происхождение из мутьевых потоков (Судовиков и др., 1970). В низах серии отмечается присутствие редких покровов основных и средних метавулканитов.

Калевийские образования Ладожско-Ботнической зоны могут быть подразделены на две толщи: нижний и верхний кале-

вий (Raahe-Ladoga zone, 1999). Первая из этих толщ распространена на северо-восточном фланге Ладожско-Ботнической зоны. В нижней своей части турбидиты обогащены черносланцевыми горизонтами. В верхней же части в верхних частях ритмов появляется большое количество глинистого материала, в настоящее время представленного высокоглиноземистыми андалузит-ставролитовыми сланцами, а в зоне высокотемпературного метаморфизма — силлиманит-двуслюдяными и кордиеритовыми гнейсами. Верхний калевий — это однообразные толщи граувакковых турбидитов, в настоящее время биотитовых и биотит-гранатовых сланцев и гнейсов.

Породы калевия метаморфизованы преимущественно в фациях зеленых сланцев, а также в ставролитовых субфациях амфиболитовой фации и представлены филлитами, слюдяными, гранат-слюдяными, часто ставролит-, андалузит- и силлиманитсодержащими сланцами, кварцитами. По мере приближения к юго-западной границе Ладожско-Ботнической зоны и собственно к свекофеннидам метаморфизм усиливается до средних и высоких ступеней амфиболитовой, а местами и гранулитовой фаций; здесь массовое развитие получают мигматиты и черты исходной стратификации исчезают.

До недавнего времени стратиграфические построения основывались на упрощенном представлении о складчатой структуре района, которая оказалась совсем не простой и существенно осложненной надвигами; а это требует ревизии стратиграфических схем. Я. Кохонен (Kohonen, 1995) в своей обстоятельной работе по калевию территории по существу отказался от его стратиграфического расчленения и рассматривает калевий как неформальное литологическое подразделение, объединяющее несколько литологических ассоциаций с неясными стратиграфическими отношениями. В отличие от этого при составлении геологической карты Раахе-Ладожской зоны, как это отмечалось выше, была предпринята попытка разделения калевия на нижний и верхний. Наиболее серьезные доказательства правомерности такого разделения можно получить в юго-восточном обрамлении Кирьявалахтинского купола, в прекрасно обнаженном разрезе вдоль берега Ладожского озера. Вулканиты сортавальской серии здесь сменяются ритмичнослоистой турбидитовой толщей, обогащенной в своих низах сульфидно-графитовыми (черными) сланцами. Выше по разрезу появляется (это определяется по прекрасной ритмичности в турбидитах) пачка, обогащенная в верхах ритмов метапелитами (ставролитовыми сланцами), а еще выше — монотонная толща метаграувакк (биотитовых гнейсов).

В пределах краевой Коли-Вяртсильской зоны в подошве калевия нередко обнаруживаются базальные конгломераты, но их соотношения с подстилающими ятулийскими отложениями тектонически нарушены и не могут быть однозначно расшифрованы (Предовский и др., 1967; Kohonen, 1995). Для Сортавальской зоны А. А. Предовский приводит свидетельства постепенного перехода от сортавальской серии к ладожской, но и эти свидетельства не кажутся убедительными из-за интенсивных метаморфических преобразований. Я. Кохонен указывает, что калевийские осадки связаны постепенными переходами с грубозернистыми песчаниками, которые, в свою очередь, тесно ассоциируют с метавулканитами Тохмаярви раннеятулийского возраста (2105 млн лет). Это служит ему основанием для вывода о том, что калевий включает разновозрастные образования: самые нижние относятся к раннему ятулию, верхние же имеют постъятулийский возраст и перекрывают дайки и интрузии 1.97-миллиардного возраста.

Иная трактовка предложена Х. Хухмой (Huhma et al., 1991), который определил время образования калевийских метатурбидитов по возрасту содержащихся в них обломочных цирконов. Исследования велись на ионном микрозонде SHRIMP по единичным зернам циркона, самые молодые из которых, как оказалось, имеют возраст 1.91 млрд лет. Такие данные были получены по разным районам Финляндии, включая район Куопио. В настоящей работе принята трактовка возраста подошвы калевия по Х. Хухме. Верхнее возрастное ограничение ладожской серии устанавливается на основании прорывания так называемыми раннескладчатыми интрузиями диорит-тоналитовой серии с возрастом 1.91—1.89Ga (Korsman et al., 1986), что свидетельствует о кратковременном существовании бассейна седиментации, выполненного толщами ладожской серии и калевия.

Геохимия турбидитовых толщ калевия, в том числе и глубокометаморфизованных, на примере Южной Финляндии рассмотрена Р. Лахтиненом (Lahtinen, 1996). Опуская подробности, отметим, что составы граувакк испытывают значительные вариации в зависимости оттого, с какими подстилающими породами они ассоциируются. Обращает на себя внимание постоянно низкая величина CIA, указывающая на малую роль выветривания, быструю эрозию вулканических дуг и малый перенос обломочного материала. В этом смысле они близки к метагравакам чупинской толщи, но признаки первичноосадочных пород сохранились в них лучше.

Возраст популяций детритового циркона из основания 3.5-километрового разреза граувакковых турбидитов Сланцевых поясов Тампере и Хамеелинна в районе Вихола определялся еще раньше (Kouvo, Tilton, 1966), но наиболее убедительные данные были получены на ионном микрозонде (Huhma et al., 1991). Из этих пород было выделено девять зерен циркона с возрастом, варьирующим от 1907 ± 15 до 1997 ± 16 млн лет; одно зерно — 2316 ± 29 млн лет и три архейских циркона — 2.7 млрд лет. Точная стратиграфическая позиция этих граувакк Вихола неизвестна, но, вероятно, они могут быть скоррелированы с нижними граувакками формации Мюлюниеми в поясе Тампере, где обнаружено 10 зерен циркона с возрастом от 1926 ± 30 до 2039 ± ± 12 млн лет и 6 зерен с возрастом от 2.77 до 3.44 млрд лет. Определявшийся ранее возраст этих популяций циркона (2.2—2.3 млрд лет) отражает лишь механическое смешение детритовых архейских и протерозойских зерен в пропорции 1 : 3. Об этом же свидетельствует полученный для метаосадочных образований модельный (по Nd) возраст 2.2—2.4 млрд лет (Huhma, 1987; Huhma et al., 1991). Эти факты согласуются с данными о гранитной гальке в конгломератах этих же толщ, которые имеют возраст 2.7 млрд лет (U-Pb) и модельный возраст, полученный Sm-Nd методом, равный 2.76 млрд лет (Kohkonen, Huhma, 1993). Все детритовые цирконы происходят из кислых плутонических пород (Claesson et al., 1993), что не позволяет достоверно оценить пропорции вулканитов, особенно основных, и плутонитов в источнике сноса. Исключение составляют некоторые метаграувакки из пояса Хамеелинна, отличающиеся повышенными содержаниями Cr и V, что связано с близостью источника, сложенного основными вулканитами. О серьезном вкладе архейского или протерозойского основного и ультраосновного материала свидетельствует и Cr-Ni геохимическая специализация граувакк, широко развитых в поясе Тампере.

Геохимия граувакк часто используется для оценки их тектонической позиции (Bahtia, Crook, 1986). По соотношению содержаний Sc, V, Cr и Th многие граувакки зоны Тампере сопоставимы с современными глубоководными турбидитами и сходными палеозойскими толщами Восточной Австралии (Lahtinen, 1996). Комбинируя данные по геохимии Sc, Cr и Th, можно найти связь седиментации с поступлением материала из бимодальных серий вулканитов. По соотношениям Nb, Y, K, Sc, с одной стороны, и Cr, Co, Ni — с другой, а также по соотношениям La, Sm, Y, V, Cr были оценены вклады архейских и протерозойских источников для граувакк (Lahtinen, 1996).

Все эти данные позволили идентифицировать бассейны седиментации как франтально-дуговые и задуговые, понять геодинамические обстановки формирования структурных зон свекофеннид.

МАГМАТИЗМ

В данном разделе рассматриваются плутонические образования Свекофеннской провинции, которые отвечают временно́му интервалу 1.93—1.80 млрд лет и формировались в течение несколько этапов. Основные сведения об интрузивном магматизме свекофеннид в целом можно почерпнуть в работе А. Симонена (Simonen, 1960) и в значительно более поздних работах (Korsman et al., 1984, 1986, 1999; Ekdahl, 1993; Lahtinen, 1994, 1996; Holta, 1995; Kousa, 1990). Информация об изверженных породах на нашей территории содержится в трудах Н. Г. Судовикова и др. (1970), Г. М. Саранчиной (1972), С. Б. Лобач-Жученко и др. (1974), В. А. Глебовицкого и др. (Мигматизация..., 1985), А. Б. Котова и Л. М. Саморуковой (1990), А. П. Светова и др. (1990), В. И. Шульдинера и др. (1995), Шинкарева и др. (1992) и других авторов. Новые данные были обобщены в процессе работы над картой Раахе-Ладожской зоны, где интрузивные комплексы были разделены на возрастные группы по интервалам: 1.93—1.89, 1.89—1.88 (габброиды), 1.89—1.88 (гранитоиды), 1.885—1.88, 1.88—1.87, 1.865—1.86, 1.84—1.80 млрд лет. На основании этого разделения и будет построено описание интрузивных комплексов.

В постсвекофеннскую эпоху магматизм в больших масштабах возобновился в самом конце карелия—начале рифея в качественно иных формах. В результате образовались крупные плутоны рапакиви, возраст самого древнего из них — Выборгского — составляет 1646—1630 млн лет (Vaasjoki, Rämö, 1989). Эти образования в данной работе не рассматриваются.

Комплекс тоналитов и гранодиоритов с возрастом 1.93—1.89 млрд лет

Наиболее древние тоналиты свекофеннского цикла встречены и описаны непосредственно в Раахе-Ладожском шве, в сланцевом поясе Саво (Egdahl, 1993; Lahtinen, 1994). Сущест-

вующие данные изотопного датирования указывают на возможность условного разделения этого комплекса пород на две возрастные подгруппы. Ранние метаморфизованные и превращенные в гнейсы тоналиты, трондьемиты и гранодиориты обнаруживают тесную пространственную связь с бимодальной серией островодужных базальт-риолитовых вулканитов Центральной Финляндии. В районе полиметаллического месторождения Виханти эти вулканиты прорваны габброидами с возрастом 1901 ± 12 млн лет, которые рассматриваются как составная часть ранней габбро-плагиогранитной серии. В районе Венитпало гнейсовидные гранодиориты (Lahtinen, 1994) по геохимическим характеристикам сопоставимы с высокоиттриевой серией ортогнейсовых куполов, обрамленных вулканитами и имеющих возраст 1.93—1.91 млрд лет, сравнимый с возрастом кислых вулканитов. В районе полиметаллического месторождения Пюхасалми, где возраст островодужных вулканитов определен как 1921 ± 2 млн лет (Kousa et al., 1994), для ортогнейсов гранодиоритового состава была получена дата 1930 ± 15 млн лет (Helovuori, 1979), которая рассматривалась как доказательство их принадлежности к фундаменту супракрустальной серии (табл. 5.2). Однако вполне вероятна и другая трактовка этих пород как субвулканических силлов, комагматичных с кислыми вулканитами. Это подтверждается сходством их Sm-Nd геохимии. В частности, близки величины ε_{Nd} — около +3, что свидетельствует об их генетической близости и формировании из ювенильных источников непосредственно перед внедрением магм. Объединяет их также повышенный K, что может быть связано с большими глубинами зарождения ювенильных магм в связи с субдукцией. Подобные серии связанных высокоиттриевых вулканитов и плутонитов известны и в районе Кангасярви.

Для понимания происхождения плутонитов и характера эволюции свекофеннид на ранних стадиях важными являются данные по району Пиелавеси, тщательно исследованному Э. Экдалом (Ekdahl, 1993), который не только привел обширную геологическую, геохронологическую и геохимическую информацию, но и дал современную трактовку пояса Саво, а позже и всей Раахе-Ладожской зоны (Raahe-Ladoga zone, 1999). В досконально изученном супракрустальном разрезе выделена не только бимодальная серия, похожая на район Пюхасалми, но и толщи вулканитов среднего, андезито-дацитового, состава, что еще в большей степени сближает их с островодужными сериями. Тоналитовые и частично гранодиоритовые ортогнейсы района Киркkосаари имеют возраст по циркону 1925 ±

± 5 млн лет, что безусловно доказывает их принадлежность к серии ранних плутонитов Раахе-Ладожской зоны и примерную синхронность с распространенной в других районах зоны группой богатых Y ортогнейсов и тоналито-гнейсов. Для них характерны положительные значения ε_{Nd}, варьирующие от +1.9 до +4, что свидетельствует о формировании их непосредственно из ювенильных источников.

В районе Рауталампи Р. Лахтинен выделяет комплекс тоналито-гнейсов с возрастом 1922 ± 12 млн лет (Korsman et al., 1984) и 1914 ± 4 (Vaasjoki, Sakko, 1988). Ксенолиты мафических пород геохимически сопоставляются с вулканитами района Пиелавеси. В районе Виртасалми (Lahtinen, 1994) серия вулканитов с возрастом 1906 ± 4 млн лет (Vaasjoki, Sakko, 1988) прорвана впоследствии разгнейсованными тоналитами с возрастом 1903 ± ± 10 млн лет (Huhma, 1986) (табл. 5.2).

Таким образом, вблизи Раахе-Ладожского шва существует комплекс (или комплексы) метаморфизованных тоналитов и гранодиоритов, внедряющихся в некоторой последовательности, но синхронно с ассоциирующимися вулканитами, с которыми они имеют сходные геохимические характеристики, в частности близкие значения ε_{Nd} (+3.4) и T_{DM} (1930 млн лет), свидетельствующие о происхождении магм из одних ювенильных источников.

Комплекс габбро, норитов, пироксенитов, кварцевых диоритов, тоналитов и монцонитов с возрастом 1.89—1.88 млрд лет

Эти породы широко распространены непосредственно вблизи Раахе-Ладожской зоны и включают в себя такие известные интрузивные тела, как Каталахти (1880 ± 6 млн лет; Gaal, 1980), ряд плутонов в поясе Саво (Ekdahl, 1993) и базиты пояса Тампере (Lahtinen, 1996). Все они несут медно-никелевую, иногда промышленную минерализацию. Рассматриваемый комплекс объединяет кумулятивные пироксениты, нориты, амфиболовые габбро и диориты. По геохимическим признакам они распадаются на две группы с составом: высокотитанистые, высокоиттриевые и высокоциркониевые внутриплитных базальтов, выплавленных из деплетированной и обогащенной мантии, и низкотитанистые базальтов островных дуг, отличающихся от первых низкими содержаниями La, P, Zr, Sm, Y и высокими Sc и Cr. Для обеих групп характерны обогащение K, Rb, Ba и Th, а также отри-

цательная ниобиевая аномалия, особенно ясно выраженная во второй группе (Lahtinen, 1996). Такое обогащение некогерентными элементами может быть связано с контаминацией ювенильных магм главным образом за счет ассимиляции метаосадочных образований калевия и свекофенния.

Кааламский комплекс в Северном Приладожье безусловно коррелируется с рассматриваемой возрастной группой как по геохимическому признаку, так и по новым, приводимым ниже, изотопно-геохронологическим данным. Он включает массивы преимущественно основного состава, которые по петрографическим особенностям могут быть разделены на три группы: собственно кааламскую, велимякскую и суйстамскую. Массивы прорывают ладожскую серию и метаморфизованы вместе с породами рамы преимущественно в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях (Светов и др., 1990).

Кааламская группа представлена крупным (около 100 км^2) массивом Кааламо и серией мелких тел, сложенных норитами, габбро-норитами, габбро и диоритами. Возраст кварцевых диоритов массива Кааламо, определенный U-Pb методом, составляет 1888 ± 5.2 млн лет (Богачев и др., 1999).

К Велимякской группе относится одноименный массив, сложенный преимущественно монцодиоритами и монцонитами. Геохронологическая проба, отобранная из порфировидных монцодиоритов, дала датировку 1891.7 ± 4.9 млн лет (Богачев и др., 1999).

Суйстамская группа (рис. 5.11) представлена гипабиссальной серией малых интрузий и даек, состав которых варьирует от габбро-диоритов до плагиогранит-порфиров и кварцевых порфиров. Интрузии, секущие стратифицированные образования сортавальской и ладожской серий, отличаются постоянством состава на большой территории и сохраняют гипабиссальный облик в зонах с различной интенсивностью метаморфизма и складчатости. Эта группа изучалась для датирования верхней возрастной границы ладожской серии.

Малые интрузии, отвечающие по составу габбро-диоритам, диорит-порфирам, тоналит-порфирам и трондьемит-порфирам, секут стратифицированные образования сортавальской и ладожской серий, однако они также отмечены среди внутрикупольных гранито-гнейсов. Наиболее крупное тело данной группы — шток района пос. Алатту — сложено габбро и меланократовыми диоритами. Диаметр штока 0.6 км. Геохронологическая проба отобрана из меланодиорита в центральной части штока. Рассчитанные значения возраста $t(^{207}Pb/^{206}Pb)$ трех фракций меняются в узком диапазоне — от 1884.9 до

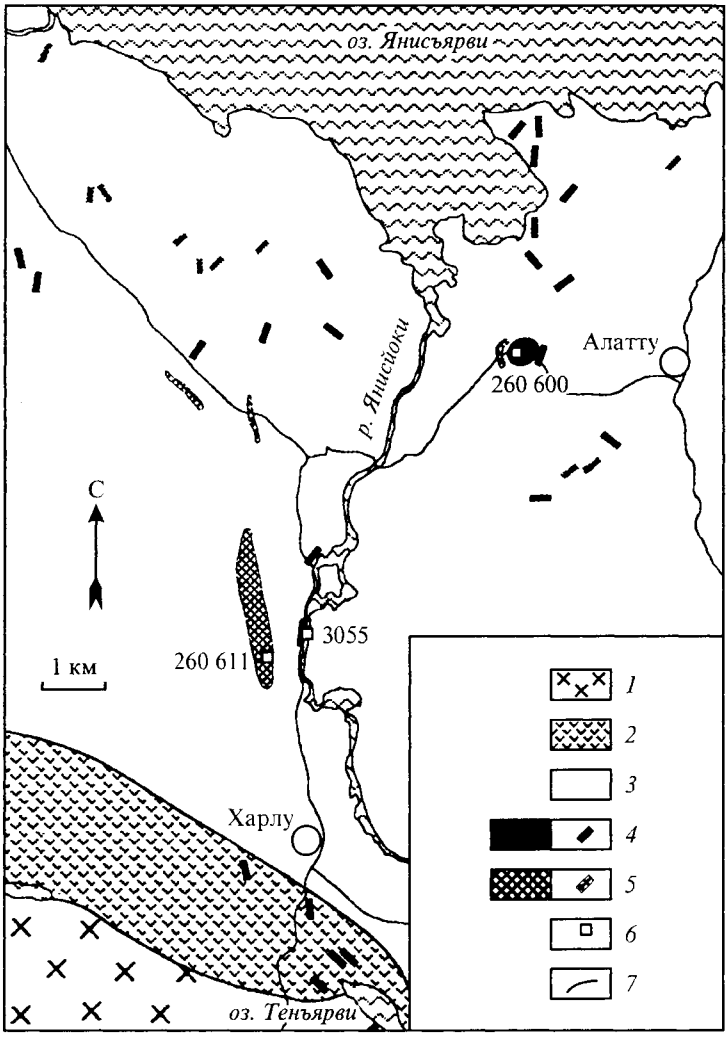


Рис. 5.11. Схематическая карта района пос. Харлу—Алатту с точками отбора проб для геохронологического изучения.

1 — гранито-гнейсы архейского фундамента, *2* — сортавальская серия, *3* — ладожская серия, *4* — дайки и малые интрузии габбро-диоритов, *5* — дайки и малые интрузии тоналит-порфиров и плагиогранит-порфиров, *6* — места отбора геохронологических проб, *7* — шоссе.

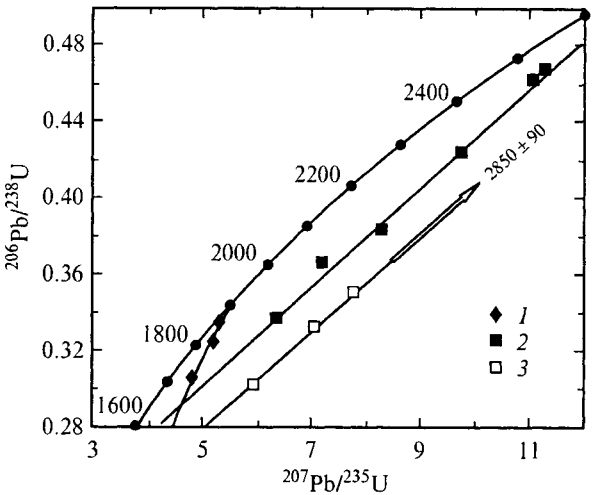


Рис. 5.12. График Везерилла для цирконов кааламского комплекса.
1 — габбро-диориты (обр. 260600), *2* и *3* — плагиогранит-порфиры (обр. 3955 и 260611).

1886.9 млн лет. На основании изохроны, построенной по трем точкам, получено значение 1884.8 ± 3.3 млн лет, СКВО-0.4 (рис. 5.12; табл. 5.2).

Для датирования плагиогранитоидов суйстамской группы выбраны наиболее крупная дайкоподобная интрузия тоналит-порфиров к западу от р. Янисйоки и мощная дайка плагиогранит-порфиров на берегу этой реки. Измеренные значения возраста $t(^{207}Pb/^{206}Pb)$ трех фракций различных морфологических типов цирконов изменяются от 2254.0 до 2463.6 млн лет. На графике Везерилла фигуративные точки пробы образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту циркона 2850 ± 90 млн лет, СКВО-0.89 (рис. 5.12). Для семи фракций цирконов пробы из плагиогранит-порфира определен возраст $t(^{207}Pb/^{206}Pb)$ в интервале от 2176.6 до 2599.6 млн лет. Верхнее пересечение дискордии с конкордией равно 2705 ± ± 60 млн лет, СКВО-20 (табл. 5.2).

Таким образом, хотя плагиогранитоиды суйстамской группы отчетливо интрудируют осадочные толщи ладожской серии, изотопный возраст цирконов — архейский, а сингенетичные протерозойские цирконы не обнаружены. Это обстоятельство, по-видимому, указывает на внутрикоровое происхождение гранитной магмы, образовавшейся при плавлении архейского фундамента.

Комплекс тоналитов, трондьемитов и гранодиоритов с возрастом 1.88—1.89 млрд лет

Кроме упомянутых только что гранитоидов, генетически связанных с Кааломским комплексом габброидов и диоритов, в пределах свекофеннид широким распространением пользуются тоналиты, трондьемиты и гранодиориты, которые укладываются в указанный выше возрастной интервал. Они слагают основной объем Центральнофинляндского батолита. Широко распространены они и в Сланцевом поясе Саво, в Ботнийском сланцевом поясе, в поясах Тампере и Хамеелинна и разделяющем их Мигматитовом поясе. Известны они и в Южно-Финляндском домене, хотя по объему там они подчинены калиевым гранитоидам.

В последнем, наиболее последовательном описании плутонитов Свекофеннской провинции (Lahtinen, 1994, 1996) они классифицированы как по геологическому, так и по геохимическому признаку. Это явилось основой для геодинамических интерпретаций в рамках тектоники плит.

В Сланцевом поясе Саво, непосредственно вблизи Раахе-Ладожского шва, были продатированы узловые объекты и получены следующие данные: тоналиты Силвола (1886 ± 5 млн лет; Nironen, 1989), Туусмяки (1888 ± 15; Korsman et al., 1984), Осиконмяки (1887 ± 5; Vaasjoki, Kontoniemi, 1991), граниты Кяпюля (1887.3 млн лет; Vaasjoki, Sakko, 1988). В эту же группу гранитоидов включены достаточно широко распрастраненные диориты и кварцевые диориты, которые в массиве Уско дают возраст 1892 ± 15 млн лет (Helovuori, 1979), представляя ранние фазы этого интрузивного комплекса. Выше отмечалось, что в Сланцевом поясе Саво выделяется два цикла вулканической активности. С поздней фазой совпадает внедрение гипабиссальных плагиоклазовых порфиритов с возрастом 1878 ± 17 млн лет (Vaasjoki, Sakko, 1988). В районе Пихтипудас кислые вулканиты и гранитоиды связаны в единую вулкано-плутоническую ассоциацию с возрастом 1883 ± 20 млн лет (Aho, 1979) (табл. 5.2).

Внедрение тоналитовых плутонов синхронизируется с деформациями D_2, которые могут быть связаны с ранними явлениями коллизии юных островных дуг, с только что возникшей тоналитовой корой и малокалиевыми известково-щелочными вулканитами, а также краями континента. Сами по себе магмы, отличающиеся относительным обогащением LREE и обеднением HREE, относительным обогащением Ba и Sr, низкими концентрациями U, интерпретируются или в качестве результата плавления этого раннего корового материала, или как возник-

шие из ювенильного источника, но контаминированные коровым веществом. Кроме того, в процессах магмогенерации существенная роль принадлежит их взаимодействию с мафическим веществом утолщенной нижней коры, где рестит может содержать гранат. Одновременные с тоналитами габбро и диориты геохимически близки к внутриплитным базальтам подобно синхронным с ними вулканитам. Эти габброиды слагают шток Варпаранта, контролирующий Cu-Ni месторождение (Grundstrom, 1980), и отличаются сильным обогащением легкими редкими землями и $\varepsilon_{Nd} = +0.2$ (Huhma, 1986), что может объясняться либо генерацией магмы в деплетированной мантии с последующей контаминацией коровым веществом, либо плавлением вещества обогащенной мантии, например в результате поставки корового вещества при субдукции. Однако если рассматривать коровую контаминацию как причину низких значений ε_{Nd}, нужно признать необходимость значительного обогащения пород легкими редкими землями, так как ε_{Nd} ранних плутонитов и осадков калевия колеблется от -1 до $+3$ и от -1 до 0 соответственно (Huhma, 1986, 1987). Выводу о сильной коровой контаминации противоречат низкие содержания Th и Rb.

В Ботнийском сланцевом поясе наряду с самыми древними гранитоидами свекофеннид (гранодиориты Ветели, 1913 ± ± 8 млн лет; Ekdahl, 1993; тоналиты Каллиоканrас, 1923 ± ± 10 млн лет; Vaarma, 1990) широким распространением пользуются гранитоиды рассматриваемой возрастной группы. В частности, они слагают батолит Раутио. В качестве ранних фаз выступают габброиды (габбро Юливиеска, 1883 млн лет; Patchett, Kouvo, 1986) и диориты (тот же возраст; Vaasjoki, 1989). В южной части Ботнийского сланцевого пояса был определен возраст последовательно формировавшихся плагиоклазовых порфиритов из вулкано-плутонической ассоциации (1886 ± ± 3 млн лет; Makitie, Lahti, 1991), тоналитов (1882 ± 9 млн лет; Lahtinen, 1994) и кварцевых монцонитов (1871 ± 1 млн лет; Makitie, 1990) (табл. 5.2).

Батолит Раутио внедрялся, по-видимому, в позднеорогенную стадию развития данной тектонической структуры. Диориты ранних фаз интерпретируются как богатые калием средние плутониты активных континентальных окраин, а следующие за ними гранодиориты — как результат парциального плавления вещества коры, так как они приобретают черты S-типа (Nurmi, 1983). Однако высокие значения ε_{Nd}, от $+3.0$ до 3.2 (Huhma, 1986), указывают на очень короткую их коровую предысторию и очень быстрое развитие от стадии становления островных дуг

до завершения формирования активной континентальной окраины. Габбро Юливиеска также отличаются высокими значениями ε_{Nd} (+2.6; Patchett, Kouvo, 1986). Особого внимания заслуживают тоналиты Тиенпяа, обнаруживающие значительное сходство с развитыми в поясе вулканитами известково-щелочной серии, и могут рассматриваться как плутоническая фация островодужных ассоциаций изверженных пород. Следующие за ними гранодиориты, равно как и более поздние тоналиты, рассматриваются в качестве продуктов незначительной степени парциального плавления вулканитов и плутонитов с габбровым реститом в первом случае и плагиоклазовых амфиболитов во втором. Но все же эти породы обладают высокими значениями ε_{Nd} (+3.9), что опять же свидетельствует об очень короткой истории коры в данной структуре.

В сланцевых поясах Тампере и Хамеелинна и разделяющем их поясе мигматитов плутониты данной возрастной группы ассоциируют с вулканитами островодужной серии, которые, как уже говорилось, формировались в возрастном интервале 1904—1889 млн лет. Реперными возрастными датировками являются данные о гранодиоритах Хямеенкюро (1885 ± 2 млн лет; Nironen, 1989), Вярмяля (1878 ± 3 млн лет; Lahtinen, 1994) и о габбро Варисаари (1885 ± 5 млн лет; Patchett, Kouvo, 1986). Крупнейший в районе батолит Нокия содержит большое разнообразие популяций циркона, что мешает их однозначной интерпретации. Но определялся возраст детритовых цирконов из конгломератов, перекрывающих плутон, — 1890—1884 млн лет (Nironen, 1989) — при полном отсутствии более древних обломков (табл. 5.2). Архейские цирконы встречены в нижних конгломератах структуры Тампере.

Геохимически гранитоиды района рассматриваются как формирующиеся в обстановках островной дуги или активной континентальной окраины. ε_{Nd} у этих гранитоидов близок к нулю, что указывает на существенное добавление в мантийный источник архейского вещества при затягивании осадочных образований в зону субдукции (Huhma et al., 1991; Claesson et al., 1993).

Центральнофинляндский гранитный батолит сосредотачивает основную массу гранитоидов данной возрастной группы. Исследован он не с той детальностью, как окружающие его сланцевые пояса. В батолите представлено большое разнообразие изверженных пород: габбро, нориты, диориты, тоналиты, трондъемиты и гранодиориты. Явление миндлинга базитовых и гранитоидных составов наблюдается очень часто, что свидетельствует о частом смешении основных и кислых магм. Геохими-

чески гранитоиды (>60 % SiO_2) Центральнофинляндского батолита отличаются от окружающих поясов более высокими величинами отношений FeO/MgO и K_2O/Na_2O, но в целом они соответствуют I-типу, чем и напоминают комплекс ортопироксеновых гранитоидов (Front, Nurmi, 1987). Последние изредка встречаются внутри батолита, имеют возраст 1882 ± 6 млн лет (Front, Nurmi, 1987) и рассматриваются как производные известково-щелочной серии плутонитов. Мафические породы данной группы (1882 ± 2 млн лет; Lahtinen, 1994) трудны для интерпретации, но могут условно рассматриваться как продукты взаимодействия ювенильных расплавов и коровых магм. Граниты выступают в качестве поздних фаз.

Имеются следующие данные по возрасту гранитоидов (U-Pb) и по их Sm-Nd геохимии. Поздние граниты Коппелоярви с возрастом 1879 ± 14 млн лет имеют $\varepsilon_{Nd} = -0.4$ (Patchett, Kouvo, 1986); гранодиориты Кеуру — 1883 ± 14 и $\varepsilon_{Nd} = -0.2$ (Huhma, 1986); гранодиориты Киукаанниеми — 1883 ± 17 и $\varepsilon_{Nd} = +1.2$ (Lahtinen, 1994); граниты Ханкавесси — 1886 ± 10 млн лет и $\varepsilon_{Nd} = +0.7$ (Lahtinen, 1994); граниты Лехесвуори 1889 ± 15 млн лет и $\varepsilon_{Nd} = -0.9$ (Lahtinen, 1994). Существует крайне интересное наблюдение над соотношениями вулканитов известково-щелочной островодужной серии и плутонитов внутри Центральнофинляндского батолита. Возраст фельзитовых вулканитов варьирует от 1907 ± 13 до 1872 ± 12 млн лет, а возраст ассоциирующихся с ними гранитов и плагиоклазовых порфиритов (субвулканические фации вулкано-плутонической ассоциации) оказывается равным 1893 ± 6 и 1883 ± 15 млн лет соответственно (Vaasjoki, Lahti, 1991), что позволяет говорить о примерной синхронности по крайней мере некоторых вулканитов и плутонитов. Имеющиеся данные не позволяют говорить о какой-либо возрастной зональности батолита, как этого можно было ожидать. Sm-Nd и Pb изотопные данные говорят об абсолютном отсутствии архейской предыстории коры (Vaasjoki, 1981; Huhma, 1986), но все же — о существенной примеси архейского материала, который контаминирует магматические породы в процессе ассимиляции вещества метаосадочных пород (табл. 5.2).

Данное обобщение требует хотя бы краткого рассмотрения самой южной вулкано-плутонической ассоциации этой возрастной группы, которая лучше всего изучена в районе Ориярви и на смежных территориях. Следующими данными по возрасту и Sm-Nd изотопной геохимии являются: для гранодиоритов Ориятви — 1891 ± 13 млн лет и $\varepsilon_{Nd} = -0.7$ (Huhma, 1986), для гранитов Морскар — 1881 ± 9 млн лет и $\varepsilon_{Nd} = +0.2$ (Patchett, Kouvo, 1986), габбро Скальдо — 1885 ± 7 и $\varepsilon_{Nd} = +0.1$ (Lahtinen, 1994)

и для гранитоидов плутона Свартгрунт — 1891 ± 11 млн лет и $\varepsilon_{Nd} = +0.2$ (Lahtinen, 1994). Эти данные свидетельствуют о существовании какой-то более древней коры (табл. 5.2). Низкая же величина ε_{Nd} для базитовых серий указывает на сильную контаминацию магмы коровым веществом. Коровая предыстория не была продолжительной, так как рассчитанные значения Nd модельного возраста не превышают 2.2 млрд лет. Сама же эта величина вовсе не обозначает существования корообразующих процессов в это время, а говорит об ассимиляции древнего материала вместе с метаосадками.

В районе Иоройнен—Сулкава были детально исследованы тоналиты Туусмяки, дающие возраст 1888 ± 15 млн лет и $\varepsilon_{Nd} = +3.3$, которое предполагает рождение магмы из деплетированной мантии (Huhma, 1986). В то же время никеленосные габброиды этого района, имеющие возраст 1880 млн лет, показывают значение $\varepsilon_{Nd} = +0.2$, что говорит о контаминации магмы коровым материалом. К востоку, вблизи продолжения Раахе-Ладожской зоны, в посторогенных гранитах Пурувеси (1797 ± ± 15 млн лет; Nukanen, 1983) определена величина ε_{Nd} −6.9, которая указывает на существенную примесь архейского материала (табл. 5.2).

Таким образом, гранитоиды и более мафические разности рассматриваемой возрастной группы во многом сходны с островодужными сериями. По-видимому, их объединяет и генетическое единство, в частности единые ювенильные источники.

Комплекс пироксеновых гранитоидов (эндербиты и чарнокиты) с возрастом 1.88—1.89 млрд лет

Хотя о существовании ортопироксеновых гранитоидов в свекофеннидах известно давно и первое описание их сделано А. Хитанен, комплекс названных пород был впервые выделен А. Симоненом (Simonen, 1960), который описал так называемую Чарнокитовую провинцию изверженных пород и установил закономерное их пространственное размещение. И несмотря на то что эти образования почти синхронны с только что описанными ассоциациями гранитоидов, данный комплекс пород требует отдельного рассмотрения, так как он разделяет две главные коллизионные стадии в эволюции Свекофеннской провинции и контолирует размещение зон высокотемпературного гранулитового метаморфизма.

Особенно важное значение эти породы имеют для понимания эволюции Раахе-Ладожской зоны и Южно-Финляндского домена, где они и пользуются максимальным распространением. В поясе Саво они продатированы в нескольких местах. Ортопироксеновые гранодиориты (чарнокиты) Воинсалми имеют возраст 1887 ± 11 млн лет (Patchett, Kouvo, 1986), чарнокиты Ваараслахти — 1884 ± 5 млн лет (Salli, 1983), чарнокиты Хаукимяки — 1887 ± 16 млн лет (Korsman et al., 1984). Ортопироксеновые гранитоиды района Киурувеси, секущие толщу ранних островодужных вулканитов, а вместе с тем офитовые габбро и диабазы залегающего среди них дайкового комплекса имеют возраст 1886 ± 5 млн лет (Marttila, 1981). Заметим также, что пироксеновые диориты (1882 ± 2 млн лет; Salli, 1983) и нориты (1880 ± 3 млн лет; Huhma, 1986) из района Cu-Ni месторождения Лаукункангас и базиты месторождения Каталахти (1883 ± ± 6 млн лет; Gaal, 1980) оказались практически синхронными с пироксеновыми гранитоидами (табл. 5.2). Этот факт интересен в том смысле, что никеленосные интрузии и широко распространенные пироксеновые гранитоиды могут оказаться когенетичными. Наиболее показательным, хорошо изученным примером являются пироксеновые гранитоиды Центральной Финляндии, в частности интрузия Ваараслахти. Она не является типичной для комплекса в целом, который состоит главным образом из норитов, габбро, кварцевых диоритов и тоналитов (эндербитов). В названном же массиве присутствует две фазы: монцонитов—кварцевых сиенитов и более поздних гранитов (чарнокитов). Минералогически и геохимически эти породы принадлежат I-типу, имеют отношение A/CNK — 1.0—1.1, низкое первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ — 0.7048 и $\varepsilon_{Nd} = -0.6$, что свидетельствует о коровой контаминации магмы (Holtta, 1995). Из-за высокой температуры магмы ее внедрение обусловливает формирование отчетливого контактового ореола, состоящего из следующих сближенных зон: мусковитовой, кордиерит-калиевошпатовой, гранат-кордиеритовой, гранат-кордиерит-шпинелевой и диатектической. Температура возрастает изобарически (5 кбар) от 600 до 750 °С. Минимальная ширина контактового ореола 2 км. Термальный ореол развивается в период D_2 и D_3. Охлаждение осуществляется почти без падения давления, что показано исследованием ретроградных реакций (Holtta, 1995). По-видимому, с этим связано появление кианита в контактовом ореоле. Интересны явления диатексиса вблизи контакта. Возникающие при этом тоналиты занимают секущее положение как по отношению к ранним мигматитам, так и по отношению к чарнокитам, что, как будет показано дальше, очень характерно

для всех высокотемпературных зон. Имеются данные по термо- и барометрии пород из контактового ореола, свидетельствующие о том, что температура в раме была равна 600 °С. Эта оценка является заниженной, так как в гнейсах развита анатектическая мигматизация.

В районе Иоройнен—Сулкава был описан массив ортопироксеновых гранитов (чарнокитов), образующих крупное интрузивное тело. Их возраст оказался равным 1890 млн лет (Patchett, Kouvo, 1986). ε_{Nd} равен −0.6, а ε_{Hf} — +1.6, что свидетельствует не только о формировании магм из деплетированного мантийного источника, но и о заметной их контаминации при ассимиляции метаосадочных образований.

Наиболее распространенной разновидностью пород рассматриваемого интрузивного комплекса являются кварцевые диориты и тоналиты (энтербиты). Лучше всего они исследованы в Северном Приладожье, где описаны под названием куркиёкского комплекса.

Куркиёкский комплекс. Ортопироксеновые гранитоиды широко распространены в наиболее высокотемпературной зоне, где они образуют различные по форме и размеру тела. Впервые гиперстеновые гранитоиды были выделены, описаны и отделены от более поздних амфиболовых диоритов и тоналитов в работах Г. М. Саранчиной (1972), позже — в трудах многих исследователей (Лобач-Жученко и др., 1974; Мигматизация..., 1985; Котов, Саморукова, 1990; Балтыбаев и др., 2000; Седова и др., 2001). В состав главной фазы куркиёкского комплекса входят метаморфизованные габбро-нориты, кварцевые диориты, эндербиты. Они встречаются во многих местах, однако наиболее широко распространены на двух участках — вблизи пос. Куркиёки и г. Лахденпохьи. Интрузии эндербитоидов образуют довольно крупные выходы площадью до 45 км^2, а также компактные группы небольших массивов, которые, по-видимому, представляют собой фрагменты крупных тел, разобщенные деформациями главной стадии структурной эволюции.

Состав пород комплекса колеблется от ультраосновных пород и габбро-норитов до гиперстеновых диоритов и тоналитов (рис. 5.13, 5.14), при этом более основные разности шире представлены в лахденпохском узле, более кислые — в куркиёкском. Средние составы двух фаз эндербитов Куркиёкского плутона даны в табл. 5.3.

Вмещающими породами эндербитоидов служат гиперстен-биотитовые и гранат-гиперстен-биотитовые, реже гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы. Совместно с ними эндербитоиды прошли полный цикл метаморфических

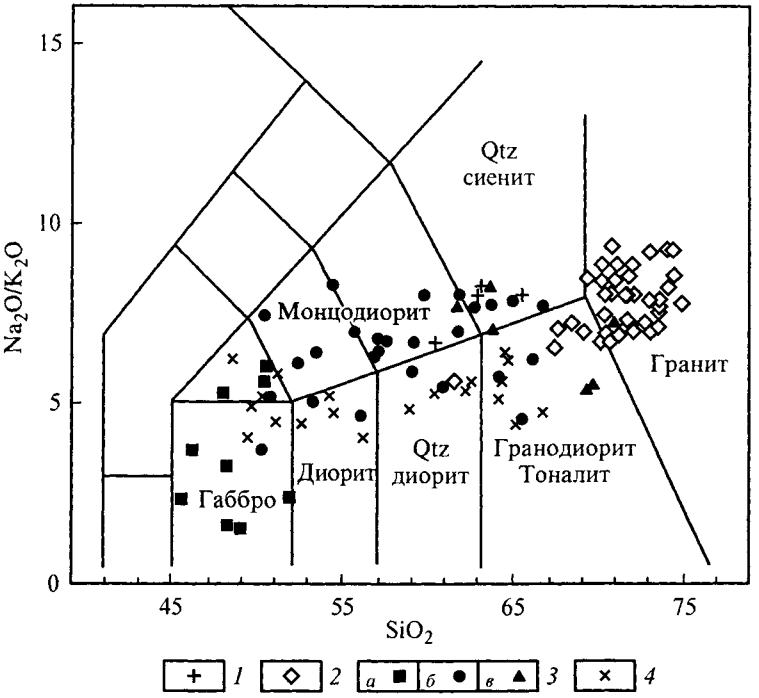


Рис. 5.13. Диаграмма $(Na_2O + K_2O)/SiO_2$ интрузивных пород Приладожья.

Поля — по Ле Мэтру (Le Maitre, 1989). Магматические комплексы: *1* — ояярвинский; *2* — тервуский; *3* — лауватссарско-импинниемский (фазы): *а* — 1-я, *б* — 2-я, *в* — 3-я; *4* — куркиёкский.

превращений — от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации. Наблюдение над контактами свидетельствует о том, что вмещающие гнейсы были мигматизированы до внедрения магм, подобно тому как это наблюдается в Центральной Финляндии.

Согласно результатам изучения углекислотных включений в породах куркиёкского комплекса, давление при его становлении составляло 4.7—5.1 кбар (Балтыбаев и др., 2000). Полученные нами петрохимические характеристики норит-эндербитового и последующего габбро-диорит-тоналитового комплексов определяют их как продукт кристаллизации низкокалиевой, высококальциевой магмы известково-щелочного ряда (рис. 5.14). Данные по петрохимии и геохимии (содержания Rb, Sr, Ba, Yb, величина Ce/Yb; Балтыбаев и др., 2000) позволяют отнести эти образования к I-типу гранитоидов, формирующихся за счет мантийно-корового материала в обстановке активной конти-



Рис. 5.14. Диаграмма AFM куркиёкского и лауватсаарско-импиннием-ского комплексов.

Символы, как на рис. 5.13. Поля показаны по Ф. Баркеру и Дж. Арту (Barker, Arth, 1976).

нентальной окраины, что уже отмечалось в литературе (Шинкарев и др., 1992). Судя по петрохимическим характеристикам, габбро-норит-эндербитовый комплекс относится к слабодифференцированным образованиям, бóльшая часть которых имеет среднюю основность. В эндербитах отмечаются умеренно дифференцированный характер распределения РЗЭ и уменьшение содержания как легких, так и тяжелых РЗЭ при переходе от основных разностей к кислым (рис. 5.15).

Изотопный возраст Куркиёкского массива определен как 1883 ± 2 млн лет (Глебовицкий и др., 2001).

Таблица 5.3

Средний химический состав гранитоидов

Окислы	$\gamma_{K'}$ (32)		$\gamma_{K''}$ (13)		γ_L (35)		γ_T	
	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ
SiO_2	61.95	4.90	62.63	6.30	63.59	3.04	70.81	2.51
TiO_2	0.86	0.44	0.83	0.33	0.77	0.19	0.43	0.19
Al_2O_3	17.07	1.11	15.28	1.36	15.35	0.88	14.33	0.75

Таблица 5.3 (*продолжение*)

Окислы	$\gamma_{K'}$ (32)		$\gamma_{K''}$ (13)		γ_L (35)		γ_T	
	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ
Fe_2O_3	0.93	0.83	0.55	0.39	1.01		0.66	0.58
					0.38			
FeO	4.96	2.21	5.95	1.44	4.60		2.30	0.72
					0.90			
MnO	0.08	0.08	0.09	0.04	0.08		0.04	0.02
					0.03			
MgO	2.45	0.84	3.22	1.75	2.97		0.88	0.58
					0.65			
CaO	4.76	1.18	5.09	2.25	3.99		1.48	0.59
					0.98			
Na_2O	3.69	0.47	3.23	0.58	3.47		3.11	1.43
					0.41			
K_2O	1.74	0.55	1.70	1.77	2.00	0.58	4.45	0.88
P_2O_5	0.26	0.23	0.12	0.03	0.19	0.09	0.17	0.06
П. п. п.	1.00	0.27	0.18	0.12	1.36	0.47	0.75	0.04
Сумма	99.77	0.43	99.50	0.64	99.46	0.52	99.56	0.47
Rb	75 (7)	39	—	—	96 (9)	31	235 (10)	56
Sr	529 (7)	101	—	—	507 (9)	60	186 (10)	72
K/Rb	208	40	—	—	177	47	170	86
Rb/Sr	0.15	0.15	—	—	0.19	0.07	1.41	0.50
$r_{K\text{-}Rb}$	0.98				0.83		0.27	
$r_{Rb\text{-}Sr}$	−0.47				−0.36		−0.87	
N, %	50.0		47.0		54.7		80.3	
$\Sigma\ v/12$	43.33		30.40		24.93		33.40	
$\lvert r\rvert$	0.368		0.494		0.365		0.493	
$\lvert r\rvert/r_{0.05}$	1.04		0.89		1.08		1.59	

Примечание. В скобках — число используемых анализов. Породообразующие окислы даны в мас.%, малые элементы — в г/т. x — среднее, σ — стандартное отклонения; N — процент значимых корреляционных связей (от 66); $\Sigma\ v/12$ — сумма коэффициентов вариаций, деленная на число определяемых окислов (12); $|r|$ — сумма абсолютных величин коэффициентов корреляций, деленная на количество считаемых связей (66); $r_{0.05}$ — значимая (95 %-ная вероятность) величина r для данной выборки. Обозначение плутонов: $\gamma_{K'}$ — Куркиёкский плутон эндербитов, $\gamma_{K''}$ — его сателлиты, γ_L — Лауватсаарский плутон кварцевых диоритов-тоналитов, γ_T — Тервуский плутон калиевых гранитов.

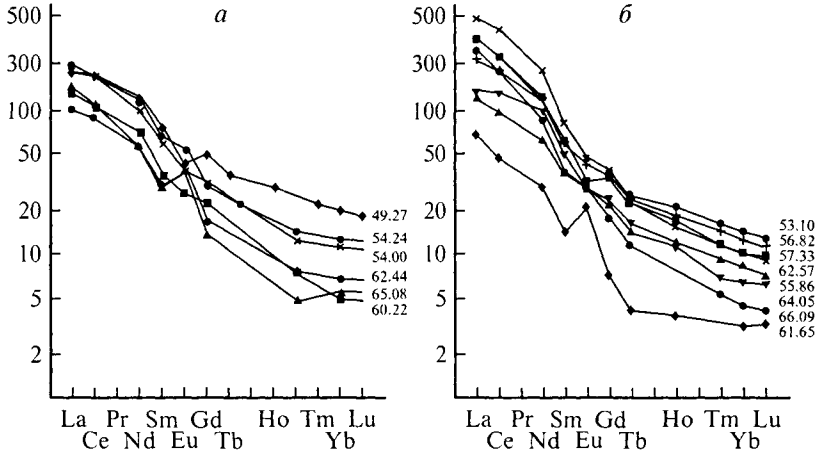


Рис. 5.15. Диаграмма редкоземельных элементов для пород куркиёкского (*а*) и лауватсаарского (*б*) комплексов Приладожья.

Нормировано по хондриту Н. Эвенсона (Evenson, 1978). Цифры у линий соответствуют содержанию SiO_2.

Диориты, тоналиты и трондьемиты с возрастом 1.88—1.87 млрд лет

Породы этого комплекса (Лауватсаарского) пользуются широким распространением в полосе, примыкающей к Раахе-Ладожской зоне. Они слагают значительные по площади гетерогенные массивы. Наряду с перечисленными в подзаголовке породами в этих массивах присутствуют гранодиориты, как правило порфировидные. По особенностям структурной локализации они являются типичними синорогенными образованиями. Их внедрение происходит на рубеже первой и второй стадий структурной эволюции. Во многих местах наблюдается прорывание ими комплекса пироксеновых гранитоидов. Есть основание полагать, что к этой возрастной группе относятся две принципиально разные серии гранитоидов: кристаллизовавшиеся из ювенильной магмы и чисто коровые образования, возникшие при диатексисе. Последние мы рассмотрим в разделе, посвященном метаморфизму.

Лауватсаарский комплекс. В целом это комплекс дифференцированных интрузий, в составе которых с некоторой долей условности выделяется три фазы: 1) габброидов, 2) диоритов и кварцевых диоритов, 3) тоналитов. Секущие соотношения меж-

ду габброидами и диоритами не устанавливаются; известно лишь, что диориты часто содержат мелкие включения пород более основного состава. Прорывание кварцевых диоритов и диоритов дайками тоналитов наблюдалось неоднократно. Микроклинизация приводит к появлению монцодиоритов во второй фазе и гранодиоритов в наиболее поздней из них.

Габброиды ранней фазы представлены роговообманковыми, реже клинопироксен-роговообманковыми, большей частью сильнобиотитизированными разностями. К следующей фазе относятся крупно- и грубозернистые биотит-роговообманковые, иногда пироксенсодержащие диориты и кварцевые диориты лауватсаарского типа, которые прорывают лахденпохскую метаморфическую серию и залегающие в ней эндербиты куркиёкского комплекса. Лауватсаарские диориты и кварцевые диориты интенсивно рассланцованы, особенно в мелких массивах, метаморфизованы и часто мигматизированы в амфиболитовой фации. Поздняя фаза представлена биотитовыми, реже амфиболовыми тоналитами.

Тоналиты имеют относительно монотонный состав; содержание кварца составляет обычно около 20 % и примерно в таком же количестве содержится единственный темноцветный минерал — биотит. Последний насыщен включениями правильных кристалликов апатита, и даже в этих лейкократовых разностях комплекса вполне обычен сфен. Местами породы интенсивно микроклинизированы. Примером такой интрузии служит Кортеланъярвинский массив, расположенный к северу от зал. Меклахти.

Определение давления, контролирующего кристаллизацию интрузивных пород, по углекислотным флюидным включениям показало, что режим глубинности в процессе их формирования существенно не менялся. Для рассматриваемых пород диапазон давления составляет 4.5—5 кбар. Судя по характеру включений, они, вероятно, больше флюидонасыщены по сравнению с эндербитами, что вполне согласуется с особенностями их минерального состава. Данные по редким землям и изотопная геохимия позволяют рассматривать породы лауватсаарского-импиниемского комплекса как более глубинные, чем эндербиты (Балтыбаев и др., 2000).

На основании петрохимических характеристик пород лауватсаарского комплекса установлено их принципиальное сходство с породами более раннего куркиёкского габбро-норит-эндербитового комплекса. Они также могут быть отнесены к продуктам кристаллизации высококальциевой магмы известково-щелочного типа (рис. 5.13, 5.14). В то же время отмечается

заметное различие в химизме пород этих двух комплексов, свидетельствующее о некоторой эволюции условий их генезиса. Лауватсаарский комплекс представляет собой более дифференцированную серию, включающую последовательные фазы габбро, диоритов и кварцевых диоритов, тоналитов. Содержания малых элементов, в целом характерные для I-гранитов, закономерно меняются при переходе от габбро-норит-эндербитового к габбро-диорит-тоналитовому комплексу в сторону обогащения литофильными элементами: Ba, Sr и легкими REE. В распределении REE (рис. 5.15) наряду с чертами сходства отмечаются существенные различия. В диоритах и тоналитах фиксируются более широкие вариации в содержании как тяжелых, так и легких REE, причем содержания последних достигают очень высоких значений. В целом концентрации легких элементов значительно выше, а тяжелых существенно ниже в кислых дериватах. В то же время наблюдается некоторая инверсия в распределении REE на уровне кислотности в 62 % SiO_2. Такой характер распределения близок к распределению REE в породах комплекса Каланти в Юго-Западной Финляндии (Arth et al., 1978). Минеральный состав изученных нами пород также аналогичен составу пород Каланти, для которых была предложена трехстадийная модель фракционирования и установлена существенная роль амфибола в перераспределении REE между расплавом и кумулятом. Однако содержания легких REE в ладожских тоналитах значительно превышают таковые для тоналитов Каланти, что наряду с более высокой щелочностью (индекс Пикока 54.5 против 58.5 для Каланти) свидетельствует, возможно, о большей глубине зарождения магм. В целом изменение содержаний малых и редкоземельных элементов при переходе от габбро-норит-эндербитов к габбро-тоналитам говорит о нарастании коровых характеристик кристаллизующихся магм.

Возраст пород лауватсаарского комплекса определен по образцам из Лауватсаарского и Импиниемского массивов. Для Лауватсаарского массива по данным U-Pb метода он составляет 1872 ± 3 млн лет (Глебовицкий и др., 2001). Датировался также образец из массива Импиниеми (лейкократовой разновидности гранитоидов). Возраст циркона, определенный по верхнему пересечению конкордии, равен 1871 ± 12 млн лет, СКВО-14.

Калиевые граниты с возрастом 1.86—1.80 млрд лет

Поздние этапы развития свекофеннид Финляндии и Приладожья характеризуются формированием обширного субширотного пояса корового магматизма, прослеживающегося через Южную Швецию, всю Южную Финляндию до Ладожского озера и пересекающего северо-западные структуры предшествующей островодужной эпохи развития, включавшей синорогенную стадию. Возраст формирования этого магматического пояса, согласно данным финских геологов (Bedrock Map..., 1997), составляет 1.84—1.82 млрд лет. В этот комплекс включены как автохтонные образования, продукты ультраметаморфизма, коротко рассматривающиеся в разделе о метаморфизме, так и аллохтонные гранитоиды из нижнекоровых, или мантийных, источников. В Приладожье плутонические образования данного пояса представлены серией крупных плутонов двуполевошпатовых гранитов, развитых в южной части района. К этой серии относятся Кузнеченский, Заветнинский, Бородинский, Лазурненский и другие массивы. Типичны крупнозернистые двуполевошпатовые биотитовые граниты, часто порфировидные (Яновский и др., 1983). Породы, как правило, в той или иной степени огнейсованы и милонитизированы. Гнейсовидность параллельна контактам, нередко контакты тектонические. Внутри массивов отмечается множество ксенолитов разных по составу гнейсов и анатектитов.

В Приладожье есть и специфический тип позднеорогенных калиевых гранитов, формирующихся в более древних доменах, примыкающих к Раахе-Ладожской зоне. Они существенно отличаются по возрасту, что и требует их отдельного рассмотрения. Представлены они преимущественно жильными телами, лишь в единичных случаях мелкими и относительно крупными штоками (Тервуский, Путсаарский массивы). От лауватсаарского комплекса рассматриваемые граниты отделены внедрением малых тел диоритов и тоналитов, развитых вблизи Тервуского массива. В хорошо отмытых обнажениях мелких островов к югу от пос.Терву видно, как порфиробласты плагиоклазов в лауватсаарских диоритах срезаются дайками мелкозернистых диоритов.

Главная фаза позднеорогенных интрузий представлена гранитами Тервуского и Путсаарского массивов и несколькими генерациями гранитных даек; их характеристики приведены в работах Г. М. Саранчиной (1972), А. Б. Котова и Л. М. Саморуковой (1990). Тервуский плутон (рис. 5.6) приурочен к сдвиговой зоне северо-восточного простирания и сложен преимущественно розовыми лейкократовыми гранитами с редкими жилами аплитов и пегматитов. Породы плутона метаморфизо-

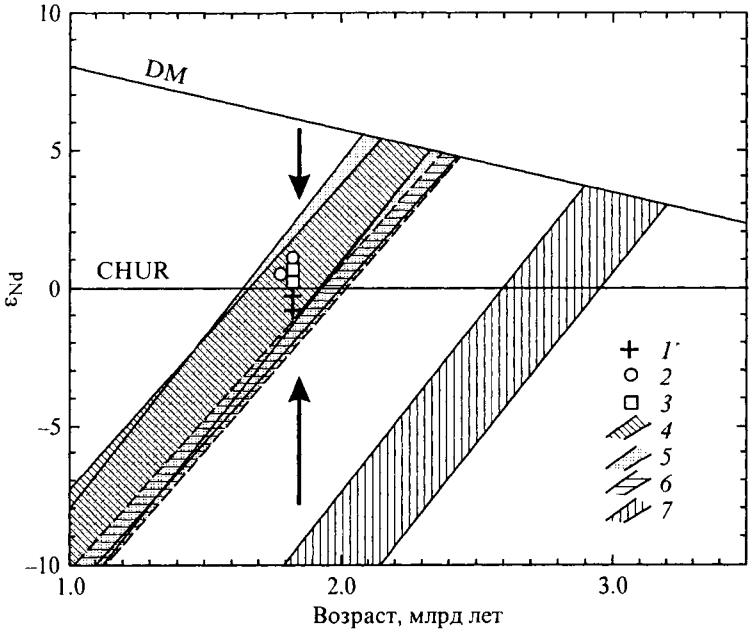


Рис. 5.16. Диаграмма ε_{Nd}—T для Тервуского (*1*), Лауватсаарского (*2*) и Куркиёкского (*3*) плутонов (составлено В. П. Ковачем). В обобщенном виде — зоны эволюции протерозойских ортопироксеновых (*4*) гранитоидов, тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (*5*), супракрусталов калевия (*6*) и архейских гранитов (*7*).

ваны, причем метаморфические преобразования выражаются в развитии субвертикальных северо-восточных зон бластомилонитизации; характерно замещение биотита и полевых шпатов мусковитом. Подобные преобразования обусловливают грубополосчатую структуру плутона. Рассланцованные граниты иногда пересекаются жилами таких же, но массивных гранитов, иногда же, наоборот, более сланцеватых гранитов.

По химическому составу (рис. 5.13) гранитоиды характеризуются как породы нормальной щелочности и несколько повышенной глиноземистости. Более подробные сведения о химическом составе пород Тервуского массива можно найти в нескольких публикациях (Мигматизация..., 1985; Котов, Саморукова, 1990; Седова и др., 2000). На основании полученных данных по углекислотной барометрии флюидное давление для гранитоидов Тервуского массива оценивается в 3.1—4 кбар. Возраст массива составляет, по данным U-Pb метода, 1859 ± ± 2 млн лет (Глебовицкий и др., 2001; табл. 5.2).

Таблица 5.4

Sm-Nd изотопные данные для свекофеннских гранитоидов Северного Приладожья в сравнении с данными по всей Свекофеннской провинции

Номер образца	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\pm 2\sigma m$)	$\varepsilon_{Nd}(0)$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	T_{DM}	T_{DM}^{2st}
				Тервуский комплекс				
115	6.53	39.86	0.0990	0.511406 ± 6	−24.0	−0.8	2311	2414
134	3.77	20.36	0.1119	0.511587 ± 8	−20.5	−0.3	2334	2377
				Лауватсаарский комплекс				
125	4.37	23.03	0.1146	0.511726 ± 8	−17.8	1.9	2185	—
118	4.10	24.09	0.1028	0.511516 ± 6	−21.9	0.6	2240	—
				Куркиёкский комплекс				
105	5.33	23.40	0.1378	0.511941 ± 8	−13.6	0.6	2422	—
109	2.38	16.85	0.0852	0.511329 ± 7	−25.5	1.2	2154	—

Материалы Nd систематики Куркиёкского, Лауватсаарского и Тервуского плутонов (рис. 5.16) показывают, что величина ε_{Nd} близка к нулю (табл. 5.4).

Посторогенные интрузивные комплексы с возрастом 1.81—1.77 млрд лет

Развитие Свекофеннской провинции завершилось формированием весьма специфических посторогенных комплексов интрузивных пород, ознаменовавших собой стабилизацию орогена. Посторогенные комплексы слагают пояс небольших интрузий, протягивающийся от Аландского архипелага (Финляндия) до Ладожского озера. В Приладожье посторогенные породы слагают два относительно крупных плутона: Вуоксинский и Ояярви (60—80 км^2), малые интрузии элисенваарской группы (до 6 км^2) и дайковый рой апатитовых известково-щелочных лампрофиров района о. Калто (рис. 5.17). Определенное сходство с породами посторогенной ассоциации обнаруживают менее изученные массивы — о. Путсаари, Прудинский и Островский, которые здесь нами не рассматриваются.

Элисенваарско-вуоксинский комплекс. Значительный вклад в изучение элисенваарской группы интрузий внесли работы Р. А. Хазова и В. И. Иващенко (Хазов, Иващенко, 1980; Хазов, 1983; Иващенко и др., 1985). Вариации состава массивов с преобладанием в одних мафических, а в других гранитоидных пород, содержание экзотических апатитоносных ультрамафитов, а также плохая обнаженность привели к появлению нескольких противоречащих друг другу трактовок их происхождения (Иващенко и др., 1989; Иваников и др., 1995, 1996; Хазов и др., 1993). В то же время широкий спектр пород, специализированных на калий, фосфор, легкие REE, барий и стронций, а также присутствие апатитоносных калиевых ультрамафитов, не имеющих аналогов на юге Балтийского щита, делают приладожские интрузии особенно важными для понимания природы магматического посторогенного события на рубеже 1.81—1.77 млрд лет (Eklund et al., 1998; Konopelko et al., 1998).

Посторогенные интрузии Приладожья в основном сложены двумя интрузивными сериями: ультрамафит-мафиты включают широкий диапазон составов от калиевых апатитоносных ультрамафитов и лампрофиров, субщелочных габброидов до кварцевых диоритов, монцодиоритов и мезосиенитов; фельзические породы представлены лейкосиенитами и гранитоидами (кварцевыми монцонитами, гранодиоритами, гранитами). Породы

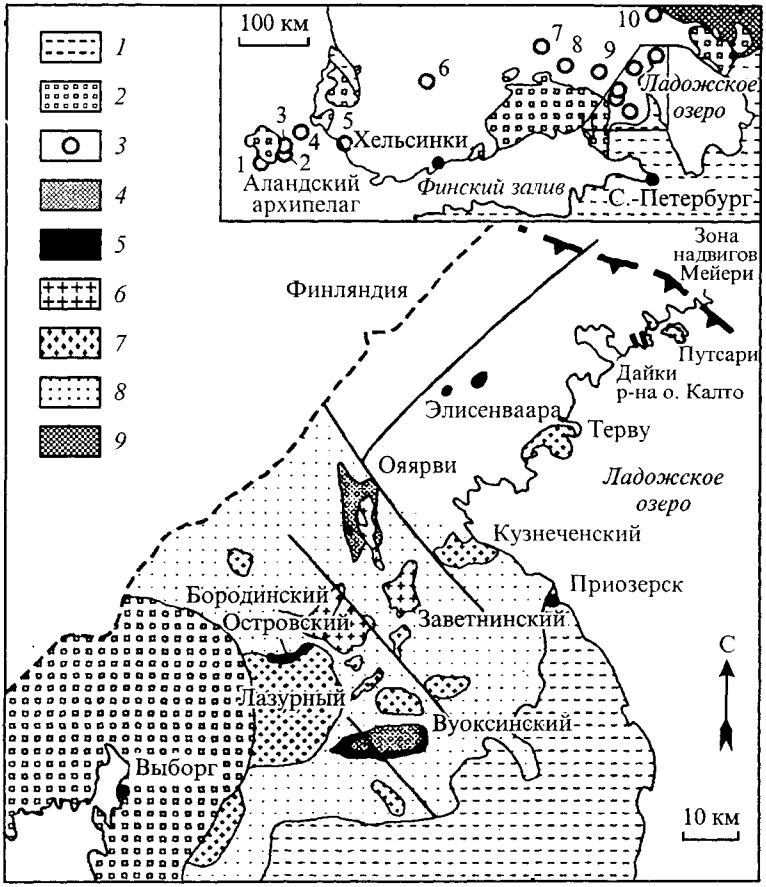


Рис. 5.17. Положение посторогенных интрузивных комплексов юга Балтийского щита, а также поздне- и посторогенных интрузий Приладожья. Схема составлена с учетом работ ПГО «Севзапгеология», В. И. Шульдинера с соавт. (1995), О. Эклунда с соавт. (Eklund et al., 1998).

1 — рифей и фанерозой, *2* — граниты рапакиви; *3—5* — посторогенные интрузии: *3* — расположение плутонов на врезке (1 — Лемланд, 2 — Моссхага, 3 — Сеглинге, 4 — Ова, 5 — Куунсилта (Турку), 6 — Хамеелинна, 7 — Халпанен, 8 — Люонтери, 9 — Эраярви, 10 — Петраваара); *4* — кварцевые монцониты, граниты; *5* — мафиты; *6*, *7* — позднеорогенные граниты, возраста 1.8 млрд лет (*6*) и пр. (*7*); *8* — свекофенниды (точками обозначена область развития калиевых мигматитов и гранитизации в Приладожье); *9* — архей.

приладожских интрузий не метаморфизованы, и в них не установлено достаточно широко проявленных наложенных деформаций.

Вуоксинский массив — это пологозалегающее пластинообразное тело с наибольшей мощностью (около 1 км) в западной части. На юге массив относительно полого, под углом 45—50°, погружается под вмещающие породы и на расстоянии 0.4—1.0 км выклинивается. Возраст массива определен U-Pb методом по цирконам и составляет 1808 ± 47 млн лет (Конопелько, Левченков, 1996; Шульдинер и др., 1999). Особенностью массива является концентрическое расположение главных интрузивных серий: мафиты (первая серия), которые в виде открытого на север полукольца окаймляют кварцевые монцониты (вторая серия). Системой сбросов С-З простирания массив разделен на два блока: западный и восточный. В западном блоке преобладают мафиты, представленные наиболее меланократовыми разновидностями. С ними ассоциируются тела калиевых ультрамафитов мощностью 15—75 м, которые являются убогими апатитовыми рудами. Вариации состава мафитов в значительной степени обусловлены расслоенностью. Среди пород массива описаны многочисленные субсогласные пластины гранитов, отождествляемых с позднеорогенными S-гранитами Приладожья. Х. Рамберг (Ramberg, 1970) установил, что в результате резкого понижения давления и коллапса магматической камеры возникает серия (зонтик) конических пластин, падающих от ее центра. Таким способом, по-видимому, было сформировано внешнее полукольцо, сложенное мафитами. На это указывают его форма на современном эрозионном срезе, пологое падение от центра и выклинивание на юге массива, а также отсутствие брекчий и ксенолитов вмещающих пород. Корневая часть магматической камеры, вероятно, находилась в западной части. На второй стадии сформировалась пологозалегающая интрузия кварцевых монцонитов в центре плутона.

Интрузии элисенваарской группы включают более 12 тел, закартированных в районе пос. Элисенваара на площади около 100 км^2, самыми крупными из которых являются массивы Райвимяки и Кайвомяки (Хазов и др., 1993). Возраст интрузий, определенный Pb-Pb методом, составляет 1775 ± 65 млн лет (Пушкарев, Рюнгенен, 1995; Иваников и др., 1996). Интрузии сопровождаются положительными гравитационными и магнитными аномалиями и имеют форму штоков или трубок. Кольцевое строение наиболее отчетливо проявлено в массиве Райвимяки. В его центральной части преобладают мафиты, внешнее полукольцо сложено в основном лейкосиенитами. Главная осо-

бенность интрузий состоит в тесном пространственном совмещении различных, часто контрастных по составу и структурно-текстурным особенностям пород. Характерны взаимные пересечения, «подушки» более основного состава (mafic pillows), часто с зонами закалки, формы нарушенного слоя, коленообразные изгибы даек, составные дайки и остроугольные ксенолиты вмещающих гнейсов. Наблюдаемые взаимоотношения, а также состав пород, по-видимому, обусловлены влиянием следующих процессов. Во-первых, быстрое субсинхронное и, возможно, неоднократное внедрение на высокий коровый уровень, помимо брекчирования, привело к появлению различных форм смешения расплавов. Во-вторых, расслоенность выражается в видимой дифференциации материала на отдельных небольших (первые метры), доступных для наблюдения участках. Широкое распространение лампрофировых структур и мегакристов клинопироксена, амфибола, биотита, реже апатита и магнетита указывает на ранний характер этих фаз и возможность их фракционирования. Это подтверждается находками кумулатов, сложенных клинопироксеном, апатитом и биотитом.

Массив Ояярви сложен преимущественно крупнозернистыми порфировидными биотит-амфиболовыми кварцевыми монцонитами и гранитами, из которых состоит открытое к югу подковообразное тело. В центральной части массива описаны биотитовые граниты и крупные ксенолиты рамы, вытянутые в северо-западном направлении. Пологое падение трахитоидности в гранодиоритах под ксенолиты вмещающих пород позволяет интерпретировать последние как провесы кровли (Ладнер, 1983). Мафиты, слагающие менее 5 % площади массива, отмечены в виде небольших (до 0.2×0.3 км) тел. Внедрение пород массива, по-видимому, привело к плавлению и ремобилизации вмещающих высокоглиноземистых гранито-гнейсов. Такие вторичные коровые выплавки позволяют объяснить сложные контакты массива с элементами мигматизации, а также появление небольших участков гранатсодержащих биотитовых гранитов в его центральной части. Возраст массива, определенный K-Ar методом по амфиболу, составляет 1805 ± 60 млн лет (Иваников и др., 1996).

Дайковый рой апатитовых известково-щелочных лампрофиров на побережье Ладожского озера в районе о. Калто к С-З от г. Лахденпохья впервые описан В. И. Иващенко и О. Б. Лавровым (1993). В пределах нескольких километров береговой линии известно около десяти параллельных даек, секущих вмещающие эндербиты. Дайки имеют мощность 0.5—2 м, протяженность до 100 м, С-З простирание и падают на СВ (под углом 40—80°).

Они полностью раскристаллизованы даже в маломощных апофизах. Характерны микрозернистые зоны закалки (3—5 см), карбонатные миндалины, участки и пятна, обогащенные карбонатом в центральных частях даек, а также мегакристы клинопироксена (до 5 см) и черного сигаровидного апатита (до 3 см в длину).

Геохимия и петрология. Информация о составах посторогенных пород Южной Финляндии и Приладожья, а также об аналитических методах опубликована в виде банка данных (Rutanen et al., 1997). Породы посторогенных интрузий представляют единую серию с непрерывным трендом составов от 35 до 70 % SiO_2. Сумма щелочей варьирует от 4.5—7.5 % в наиболее мафических породах до 8—12 % в гранитоидах; отношение K_2O/Na_2O меняется от 2.0 до 1.3, отражая существенно калиевый характер щелочности. Содержание FeO^{tot} меняется от 8—14 % в ультрамафитах до 2—4 % в гранитоидах, железистость $Fe^{tot}/(Fe^{tot} + Mg)$ соответственно увеличивается от 0.25 до 0.68 (молекулярных количеств). Величина $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ составляет в большинстве пород 0.20—0.30. Значения X_{Mg} наиболее меланократовых пород достигают 60—75, что обусловлено высокими содержаниями MgO, а именно 6—10 %. Некоторые мафиты существенно обогащены CaO — до 8—14 %. Содержания MgO и CaO в гранитоидах составляют 1—2 и 2—4 % соответственно. Породы всех типов резко обогащены P_2O_5: от 3—4.5 в ультрамафитах до 0.3—0.6 % в гранитоидах. На диаграмме TAS породы посторогенных интрузий Приладожья формируют субпараллельные тренды, отличающиеся по щелочности, при этом наиболее щелочным оказывается тренд элисенваарской группы интрузий (рис. 5.18—5.20). На сериальной диаграмме Р. Ле Мэтра (Le Maitre, 1989) K_2O—SiO_2-составы посторогенных пород располагаются в поле шошонитовых серий (рис. 5.19), на диаграмме AFM — в поле известково-щелочных составов. Для всего спектра пород характерны чрезвычайно высокие концентрации бария (10 000—1500 ppm), стронция (10 000—1300 ppm), LREE, фтора (1.5—0.2 %) и относительно пониженные ниобия (10—30 ppm), тантала (0.5—2.0 ppm), хрома (20—150 ppm) и никеля. Распределения редкоземельных элементов резко фракционированы, лишены европиевых аномалий и однотипны для всех разновидностей пород: от ультрамафитов до гранитоидов (рис. 5.20). Петрохимические характеристики посторогенных пород Приладожья: $K_2O + Na_2O > 5$ %, $K_2O/Na_2O > 0.5$, $Al_2O_3 > > 9$ %; высокие содержания Ba, Sr, REE, летучих и относительная обедненность тантала, ниобия, титана, хрома и никеля соответствуют классической шошонит-латитовой ассоциации в понимании Г. Моррисона (Morrison, 1980), Л. В. Таусона (1982)

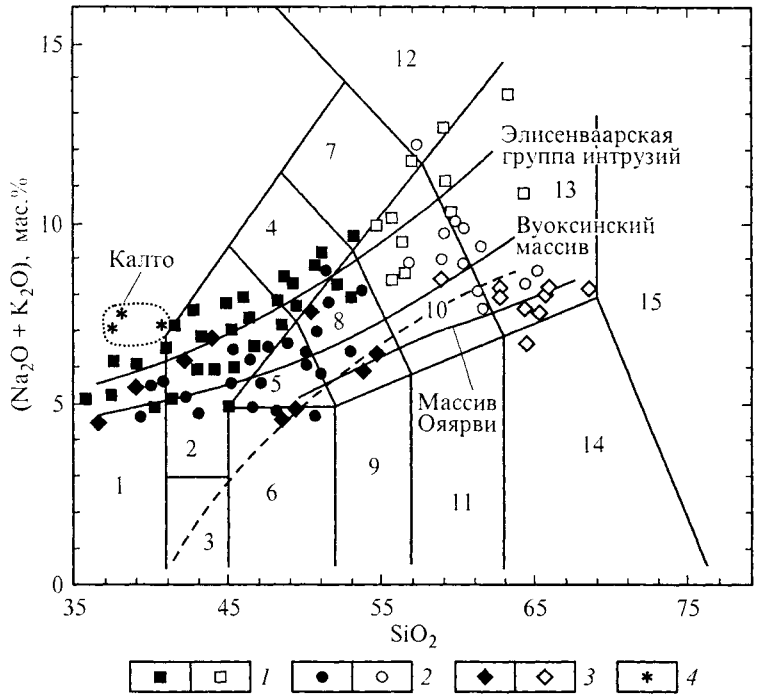


Рис. 5.18. Породы посторогенных интрузий Приладожья на диаграмме TAS (Irvine, Baragar, 1971).

Породы: *1* — элисенваарской группы интрузий, *2* — Вуоксинского массива, *3* — массива Ояярви, *4* — дайки Калто. Залитые фигуры — мафиты, незалитые — гранитоиды и лейкосиениты. Поля: 1 — фойдолит, 2 — фойдогаббро, 3 — перидотитовое габбро, 4 — фойдомонцодиорит, 5 — монцогаббро, 6 — габбро, 7 — фойдомонцосиенит, 8 — монцодиорит, 9 — габбро-диорит, 10 — монцонит, 11 — диорит, 12 — фойдосиенит, 13 — сиенит-кварцевый монцонит, 14 — гранодиорит, 15 — гранит (Middlemost, 1994). Штриховая линия разделяет поля щелочных и известково-щелочных пород.

и резко отличаются от других калиевых серий региона — позднеорогенных S-гранитов и анорогенных гранитов рапакиви.

Апатитоносные калиевые ультрамафиты формально, по содержанию щелочей и кремнезема, относятся к оливин-нефелин ± лейцит нормативным щелочно-ультраосновным породам. Однако они не содержат модальных фельдшпатоидов, оливина и щелочных темноцветных. Это, по-видимому, объясняется эффектом разбавления P_2O_5 (на классификационных диаграммах составы пород, пересчитанные без учета фосфора, смещаются в сторону пород нормального ряда), а также спецификой известково-щелочного расплава, богатого фосфором и летучими.

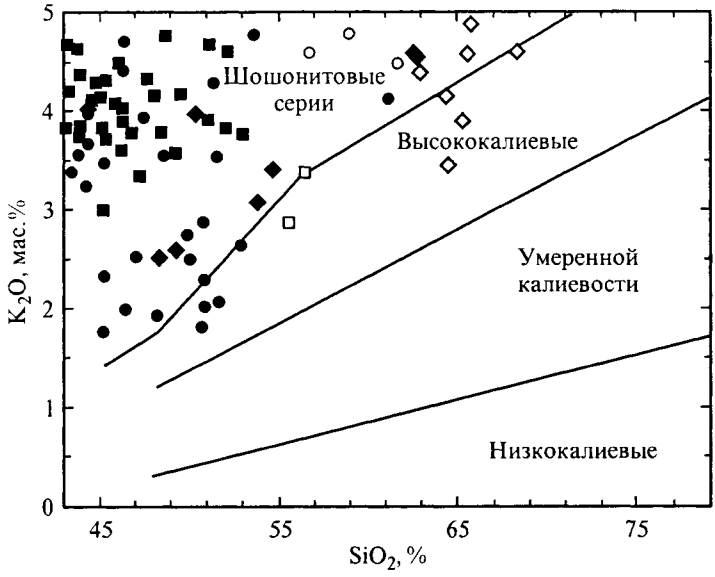


Рис. 5.19. Породы посторогенных интрузий Приладожья на диаграмме K_2O—SiO_2.

Усл. обозн. см. на рис. 5.18.

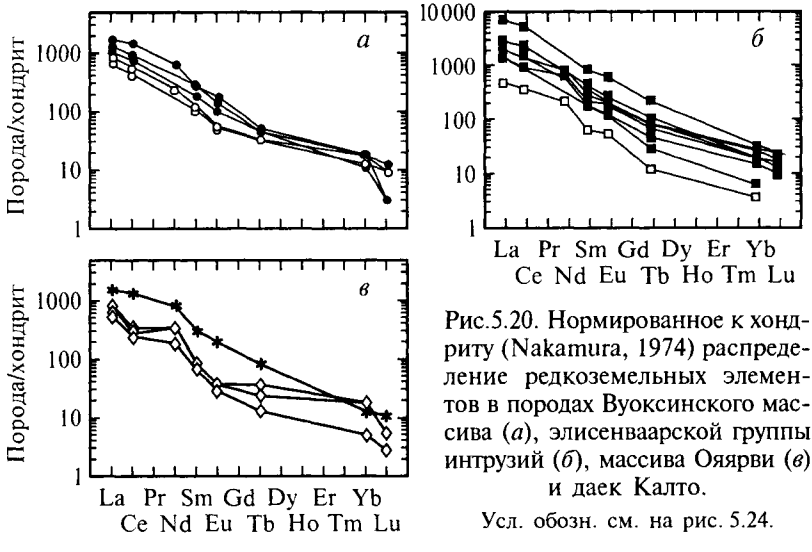


Рис.5.20. Нормированное к хондриту (Nakamura, 1974) распределение редкоземельных элементов в породах Вуоксинского массива (*а*), элисенваарской группы интрузий (*б*), массива Ояярви (*в*) и даек Калто.

Усл. обозн. см. на рис. 5.24.

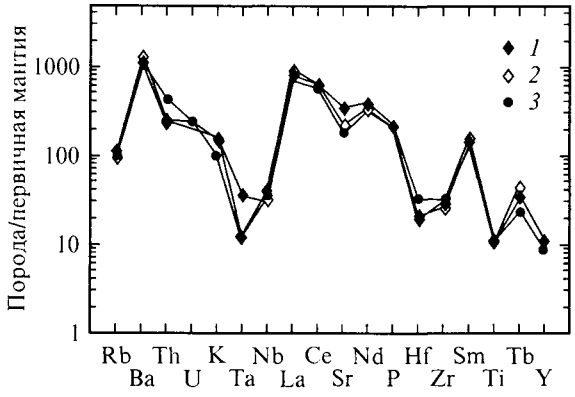


Рис. 5.21. Содержания редких элементов (в мас.%) в ультрамафитах посторогенных интрузий Приладожья, нормированные к первичной мантии (Wood et al., 1979).

Составы пород: Вуоксинский массив (*1*, *2*), дайка Калто (*3*).

Относительно простая минералогия, включающая, однако, необычные составы полевых шпатов и слюд, характерна именно для лампрофиров известково-щелочного ряда (Rock, 1991). На основании вещественного состава и структурных признаков весь комплекс ультрамафитов рассматривается нами как специфические апатитовые высококалиевые известково-щелочные лампрофиры и их интрузивные аналоги. Особенности лампрофиров из даек Калто (существенно биотит-щелочнополевошпатовый состав, нет Na-фельдшпатоидов и лейцита) указывают на их близость к минеттам.

Калиевые ультрамафиты (SiO_2 39—40 %), формирующие многочисленные тела и дайки, отличаются весьма устойчивым составом на большой территории (около 150 км с юга на север). Это наиболее примитивные члены посторогенной серии. Очевидная генетическая связь со средними и кислыми породами в пределах интрузий позволяет рассматривать их в качестве родоначальной магмы посторогенных комплексов Приладожья. Значение X_{Mg} ультрамафитов достаточно велико, чтобы предположить их первично мантийное происхождение. В то же время необычно высокие концентрации P_2O_5, летучих, LRE, некоторых LIL-элементов и обедненность хромом, никелем и кобальтом свидетельствуют о сложной природе источника и могут объясняться процессами мантийно-корового взаимодействия и (или) мантийного метасоматоза. Содержание P_2O_5 в ультрамафитах различных интрузий весьма устойчиво и составляет 3—4.5 %.

Эта величина соответствует уровню насыщения апатитом основных магм при высокой температуре (Watson, 1980). Близкая к уровню насыщения концентрация фосфора в родоначальной магме может указывать на наличие в мантийном источнике остаточных фосфорсодержащих минеральных фаз. Низкие I_{Sr} (0.7030—0.7040) также указывают на мантийный источник с небольшой, но уверенно диагностируемой долей корового компонента (Пушкарев, Рюнгенен, 1995). Интенсивные отрицательные Ta-Nb-Ti аномалии на мультикатионных диаграммах (рис. 5.21), а также шошонитовый характер всего комплекса позволяют связать специфические черты геохимии калиевых ультрамафитов с процессами мантийно-корового взаимодействия в зонах свекофеннской субдукции.

Процессы дифференциации магм. На вариационных диаграммах породы посторогенных интрузий образуют непрерывные тренды, близкие к линейным. В породах интрузий элисенваарской группы содержания MgO, FeO, CaO, P_2O_5, TiO_2 плавно убывают с возрастанием количества SiO_2 (рис. 5.22, см. вкл.). Содержания Al_2O_3, Na_2O, K_2O, напротив, увеличиваются. В крупных массивах Ояярви и Вуоксинском, где, в отличие от элисенваарских интрузий широко развиты гранитоиды, содержания Al_2O_3, Na_2O, K_2O возрастают в мафитах и снижаются в гранитоидах (рис. 5.23). На фоне главных тенденций изменения содержаний петрогенных оксидов отчетливо различимы некоторые частные особенности. Так, наклон трендов CaO и P_2O_5 на диаграммах для пород элисенваарской группы интрузий заметно выполаживается в районе 40 % SiO_2. На этом же уровне происходит перегиб трендов FeO и TiO_2. На основании установленной петрографически ранней кристаллизации Cpx, Bt, Ap в мафитах, наличия кумулатов и положения их составов на вариационных диаграммах в интервале 32—40 % SiO_2, т. е. «левее» уровня родоначальной магмы, содержащей 39—40 % SiO_2, можно предположить, что ведущим механизмом дифференциации было фракционирование кристаллов. На харкеровских вариационных диаграммах для интрузий элисенваарской группы, где нанесены составы породообразующих минералов, хорошо видно, что дифференциация мафитов определялась кристаллизацией и удалением из расплава Bt, Cpx, Ap ± Mag.

Появление гранитоидов связано с переходом к кристаллизации Hbl, Pl, Bt ± AFsp, определившей перегиб трендов Al_2O_3, Na_2O, K_2O на вариационных диаграммах для пород Вуоксинского массива. После моделирования процессов фракционной кристаллизации методом наименьших квадратов на примере Вуоксинского массива установлено, что 55—60 %-ное фракцио-

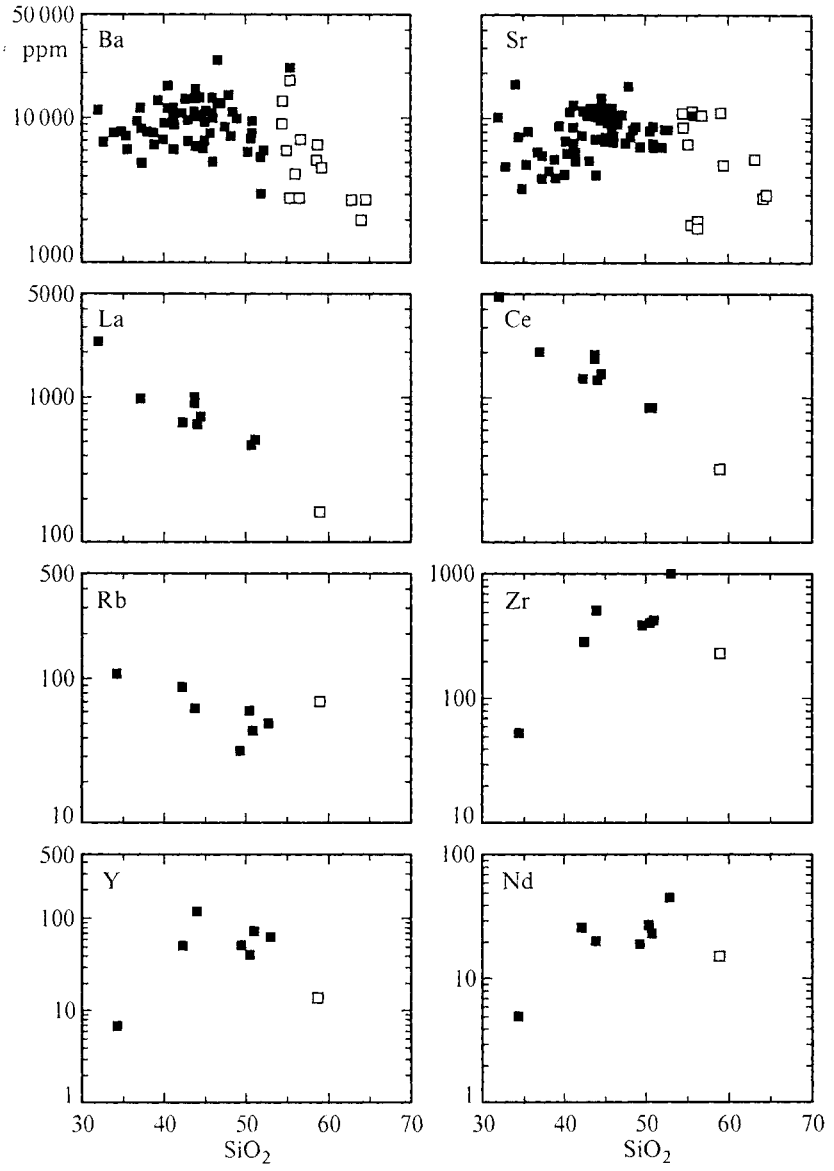


Рис. 5.23. Петрогенетическая вариационная диаграмма для пород Вуоксинского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 5.22.

нирование Bt, Cpx, Ap ± Spn, Mag объясняет первый шаг дифференциации: ультрамафит → монцодиорит. Второй шаг, монцодиорит → кварцевый монцонит (гранодиорит), связан с 60—80 %-ным фракционированием Hbl, Pl, Bt ±AFsp ≫ Mag, Spn, Ap (рис. 5.21).

Содержания апатита, ортита, сфена, магнетита, циркона в породах посторогенных интрузий очень высоки. Во многих мафитах эти минералы относятся к породообразующим, являются ранними магматическими фазами и участвуют в процессе фракционной кристаллизации. Это в значительной степени объясняет необычное поведение редких элементов, среди которых только немногие остаются магматофильными. На вариационных диаграммах отчетливо видно, что LREE, фосфор, барий, стронций совместимы ($K_D \geqslant 1$) для всего спектра посторогенных пород (рис. 5.23). Пологий тренд рубидия в породах элисенваарской группы интрузий объясняется интенсивным фракционированием биотита на всех стадиях процесса дифференциации. Цирконий и ниобий магматофильны на ранней стадии процесса, но затем при переходе к кристаллизации Hbl утрачивают это свойство. Типичным магматофильным элементом является тантал.

Значение I_{Sr}, измеренное в акцессорных апатитах из пород различных интрузий, составляет 0.7033—0.7047 и не связано с изменением содержания SiO_2. Предполагается, что дифференциация происходила в условиях промежуточной магматической камеры в средней—верхней коре при давлениях около 5 кбар и температуре не ниже 800 °C без значительной ассимиляции корового материала, которая бы привела к существенному изменению изотопных и геохимических характеристик гранитоидных разновидностей пород. Продолжающиеся инъекции лампрофировой магмы обусловили появление гибридных составов и субвулканической дайковой фации.

МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфическая зональность

Свекофеннская провинция является классической областью проявления метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа. Степень метаморфизма меняется от зеленосланцевой до гранулитовой фации. В целом ряде регионов были проведены детальные исследования, которые позволили про-

следить переходы между зонами, наметить пограничные реакции и оценить с их помощью температуру и давление. Последние обобщения по метаморфизму содержатся в результатах недавно проведенных исследований вдоль трансекта СВЕКА (Korsman et al., 1999) и в Раахе-Ладожской зоне (Raahe-Ladoga zone, 2000).

Существует несколько положительных термических аномалий, в ядрах которых обнажаются породы гранулитовой фации, а вокруг картируется правильная метаморфическая зональность. В полосе, примыкающей к Раахе-Ладожской сутуре, такая зональность описана в районе Пьелавеси-Киуровеси (Holtta, 1988), в некоторых участках на протяжении всего пояса Саво и в Северном Приладожье (Балтыбаев и др., 2000). В Южной Финляндии зональные переходы к гранулитовой фации описаны в районе Уусамо (Parras, 1958), Турку (Holtta, 1986) и Сулкава (Korsman, 1988). В поясах Тампере, Хамеелинна и в разделяющем их Мигматитовом поясе описаны прогрессивные переходы от зеленосланцевой до высоких ступеней амфиболитовой фации (к зонам мигматизации). Подобная зональность известна в Южной Швеции, например в районе месторождения Фалун. В поясе Саво, Северном Приладожье и в районе Турку гранулиты пространственно ассоциируются с массивами пироксеновых гранитоидов (эндербитов и чарнокитов).

Таким образом, в целом на территории Свекофеннской провинции наблюдается сложная метаморфическая зональность и степень метаморфизма варьирует от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Породы зеленосланцевой фации распространены в широкой зоне, примыкающей к Фенно-Карельскому кратону. Небольшие выходы этих пород имеются в поясе Тампере, в северной части пояса Саво и далее на территории Швеции в районе Шлефтео. В зоне зеленосланцевой фации встречаются пирофиллитовые кварциты, в которых при повышении температуры появляется и кианит, и андалузит, что вероятно при давлении около 4 кбар и температуре около 450 °С.

Альмандиновый гранат и ставролит появляются примерно при одинаковой температуре, что возможно при давлении около 4 кбар, и знаменуют переход к зоне ставролитовых субфаций, которая образует широкую полосу в центральной части Ладожско-Ботнической зоны. Кроме того, породы указанных субфаций достаточно широко распространены в зоне Тампере и во внешних частях зональных ареалов пояса Саво. При условии достаточно широкого распространения андалузит-биотит-мусковитовых сланцев кордиерит со ставролитом и гранатом в калиевых метапелитах встречается крайне редко, да и то в виде

позднего минерала, замещающего ставролит. А это значит, что давление не было существенно меньшим, чем 4 кбара при температуре до 650 °С. Об этом же свидетельствуют дегидратация ставролита в поле устойчивости силлиманита и практически полное отсутствие гнейсов с ассоциацией силлиманита, биотита, граната и калиевого полевого шпата. Эти реакции знаменуют переход к зоне гранат-биотит-мусковит-силлиманитовой субфации.

Такая зона весьма характерна для Свекофеннской провинции. Она почти непрерывно прослеживается вдоль южной окраины Ладожско-Ботнической зоны и обычно выделяется во внешней части ареалов высокого метаморфизма в поясе Саво. Эта зона интересна еще и тем, что имено в ее пределах возникают первые и наиболее ранние мигматиты как продукт парциального плавления метаосадочных пород. Данные твердофазной термо- и барометрии по условиям этой зоны (670 °С и 4.5 кбар) очень хорошо согласуются с данными по флюидным и расплавным включениям в минералах лейкосом ранних мигматитов (680 °С и 4 кбар) (Мигматизация..., 1985). Если принять указанную выше температуру начала анатексиса за действительную, то придется признать, что фугитивность воды во флюиде была необычно высокой, около 3 кбар (Глебовицкий, Другова, 1979), что в целом и отвечает условиям начальной мигматизации.

Кордиерит-гранат-калиевополевошпатовые парагенезисы, соответствующие переходу к следующей зоне, являются, конечно, более высокотемпературными, чем мусковитовые. Полученные для них вариации температур по гранат-биотитовому термометру от 660 до 775 °С представляются вполне реальными, так как зона гранит-кордиерит-ортоклазовой субфации сменяет зону гранит-силлиманит-биотит-мусковитовой субфации через узкую промежуточную зону, а непосредственно с кордиеритовыми гнейсами часто сосуществуют гнейсы с ортопироксеном, появляющимся при температуре 750 °С.

Были предприняты попытки оценить давление разными методами, в том числе и криометрию включений CO_2. Условия пика в каждой зоне определялись по наиболее плотным включениям. Получено возрастание по зональности от 3.5 до 5 кбар, что в целом не противоречит описанной выше траектории прогрессивного метаморфизма. Максимальные давления измерены в мигматитах ранних генераций. К поздним генерациям лейкосом мигматитов эта величина всегда снижается, что, в частности, выражается в появлении на гистограммах температур гомогенизации CO_2 (или плотностей) высокотемпературного шлейфа (Миг-

матизация..., 1985). Вместе с тем надо признать, что во время декомпрессии температура существенно не снижалась, так как в комплексе сохранялся анатектический расплав. Таким образом, выводится нисходящая ветвь *PT*-тренда.

Северное Приладожье относится к тем районам, где петрология метаморфических комплексов изучалась с наибольшей детальностью. Поэтому на его описании следует остановиться более детально. Метаморфизму Приладожья посвящены работы Н. Г. Судовикова и др. (1970), Ю. В. Нагайцева (1974), Д. А. Великославинского (1974), В. А. Глебовицкого и др. (1985), В. П. Петрова (1970, 1995), В. И. Кицула (1963) и др. В настоящей монографии приводятся те сведения о метаморфизме, которые удалось получить авторам в результате работ, проводимых ими в течение последнего десятилетия. Авторы надеются, что с привлечением этих данных общая схема метаморфизма становится более полной и правдоподобной.

При описании метаморфизма используется схема минеральных фаций, разработанная и откалиброванная одним из авторов монографии (Глебовицкий, 1974), так как последние обобщения по физико-химической петрологии метаморфических пород не внесли в нее принципиальных изменений (Spear, 1996). Несмотря на то что на исследованной территории в разной степени метаморфизованные супракрустальные и магматические породы входят в единую зональность, а это подтверждается всеми предшествующими исследованиями не только в Северном Приладожье, но и на смежных территориях Финляндии (Korsman et al., 1984, 1986). В рамках этой работы удобно рассмотреть метаморфизм отдельно в Северном и Южном доменах, разделенных Мейерской надвиговой зоной, так как между ними существуют естественные различия не только в условиях преобразования пород, но и в соотношениях с тектоническими структурами.

В пределах Северного домена метаморфизм возрастает от фации зеленых сланцев в районе южного берега оз. М. Янисъярви до амфиболитовой, а иногда гранулитовой фации на границе с Южным доменом. Породы зеленосланцевой фации представлены метапесчаниками и метаалевролитами в переслаивании с монотонно устойчивым парагенезисом Bt + Mu + Chl + Fsp + + Qtz. Различие между метаалевролитами и метапесчаниками заключается в относительном количестве этих минеральных фаз. В редких прослоях, обогащенных рудным веществом, т. е. в богатых железом разностях, образуется гранат.

При использовании минеральных термометров и барометров приходится ограничиваться данными гранат-биотитового

термометра; о давлении же можно судить лишь по наличию при определнных температурах таких индекс-минералов, как ставролит, кордиерит и андалузит. Рисунки профилей через гранаты (Балтыбаев и др., 2000) из пород этой зоны показывают, как правило, снижение марганцовистости и рост содержания железа при движении от центра к периферии. Такой рисунок характерен для прогрессивной зональности. Отсутствие реликтов ранних биотитов не позволяет считать оценки температуры предшествующего этапа достоверными; температура, определенная по краевым зонам гранатов в непосредственном контакте с биотитом, колеблется в пределах 460—510 °С. Давление, очевидно, составляло 2.5—3.5 кбар, что отвечает наиболее низкотемпературной части ставролитовой зоны (Глебовицкий, 1976).

Переход к силлиманит-биотит-мусковитовой субфации характеризуется главным образом появлением в высокоглиноземистых породах силлиманита. Пространственно этот переход наблюдается в северной части о. Тулолансари, а также севернее Кителя (к востоку от Коккаселькского купола).

Ранее (Мигматизация..., 1985) были произведены оценки термодинамических параметров на границе ставролитовой зоны с силлиманит-мусковитовой. Полученные параметры ($T = 650$ °С и $P = 4.5$ кбар) достаточно хорошо согласуются с упомянутой выше откалиброванной схемой минеральных фаций. В зоне гранат-биотит-силлиманит-мусковитовой субфации появляются первые мигматиты, по крайней мере отчасти являющиеся следствием анатексиса (парциального плавления) метаграувакк. Данные по расплавным включениям позволили установить температуру этого процесса — 680 °С, а это неплохо совпадает с только что приведенными оценками температуры. Давление по наиболее плотным включениям CO_2 в кварцах лейкосомы получается равным около 4.5 кбар.

В южной части Северного домена, в поле распространения пород амфиболитовой фации, наблюдается переход к гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовой субфации, а в породах повышенной глиноземистости появляется ассоциация кордиерита с калиевым полевым шпатом. В то же время в редких метабазитах устойчивость сохраняет куммингтонит с гранатом и обыкновенной роговой обманкой. При дальнейшем повышении температуры в таких породах появляется ортопироксен за счет дегидратации амфиболов. Это и означает переход к гранулитовой фации. В районе Киурувеси, Центральная Финляндия, пояс Саво (Holtta, 1988), найдены малокалиевые метапелиты, в которых за счет жедрита появляется парагенезис граната с орто-

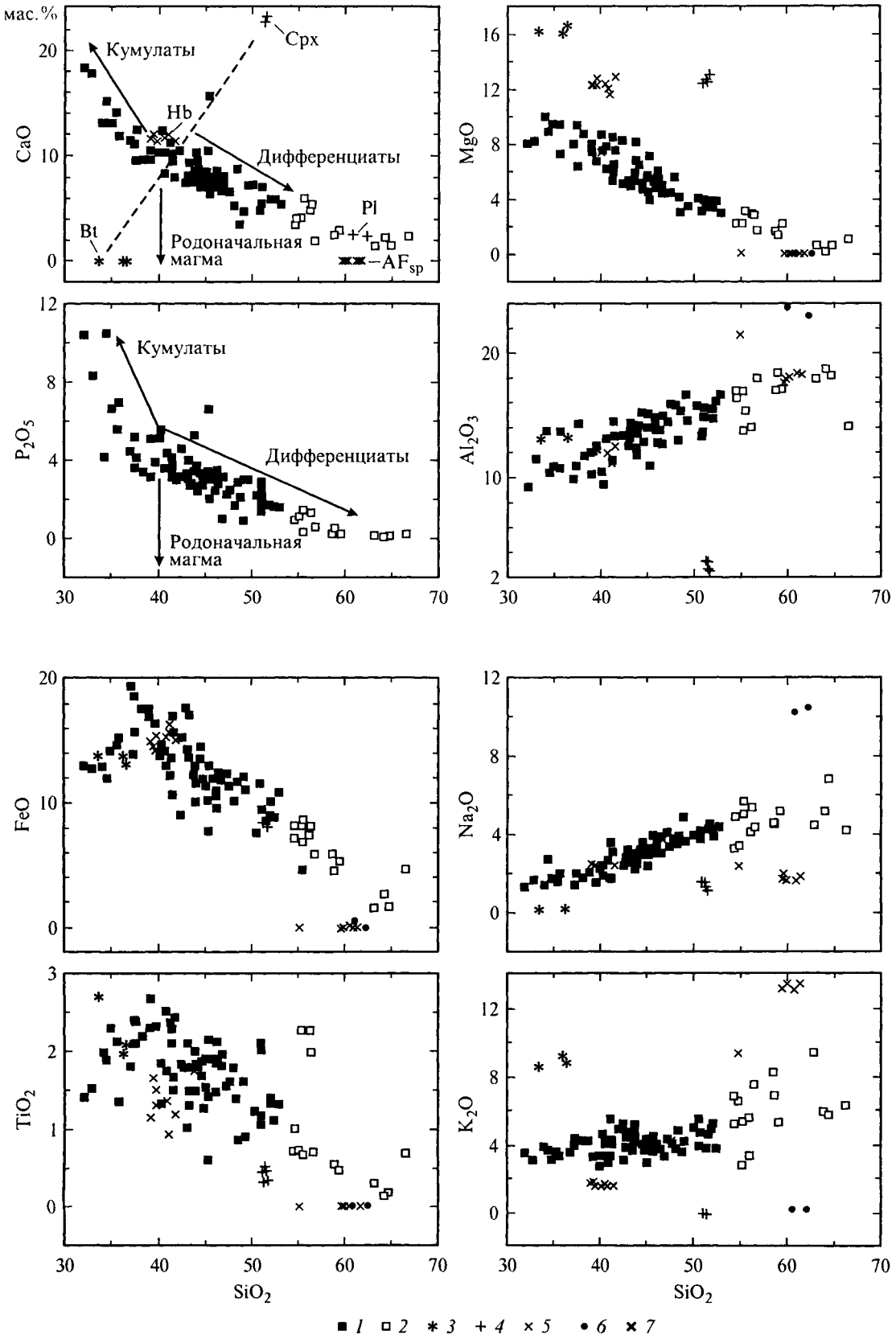


Рис. 5.22. Харкеровские вариационные диаграммы для пород и минералов элисенваарской группы интрузий.

1 — мафиты (SiO_2 32—54 %), *2* — сиениты и лейкосиениты; составы минералов: *3* — Bt, *4* — Cpx, *5* — Hbl, *6* — Pl, *7* — Afsp.

пироксеном и кордиеритом, что исследовано экспериментально и происходит при температуре 750 °С.

Зоны гранат-биотит-силлиманит-мусковитовой (I), гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовой (IIа) субфаций амфиболитовой и гранулитовой (IIб) фаций являются одновременно зонами проградной мигматизации. Ниже будут приведены подробные описания последовательно развивающегося процесса образования мигматитов и автохтонных гранитоидов в исследованном районе. Здесь мы приведем некоторые доказательства прогрессивного характера ультраметаморфизма. Ранее путем подсчета объемных соотношений неосомы и палеосомы в хорошо обнаженных разрезах было показано (Мигматизация..., 1985), что в последовательности зон I → IIа → IIб насыщенность толщ ранней лейкосомой, предшествующей формированию автохтонных диатектических тоналитов и гранодиоритов, возрастает от 0 до 25 %, что прямо отражает рост степени парциального плавления граувакковых толщ. Параллельно с этим измерялись температуры мигматитообразования, в частности на основании исследования включений раскристаллизованных расплавов, которые, как оказалось, увеличиваются с 680 до 770 °С. Поздние мигматиты, накладывающиеся на уже раскристаллизованные диатектиты, оказываются более низкотемпературными (в среднем около 715 °С), и с проявлением этого процесса связаны более или менее развитые процессы ретроградного метаморфизма, которые более подробно будут рассмотрены ниже.

В исследованном районе переход к гранулитовой фации осуществляется вблизи границы Северного и Южного доменов, но это не является общим правилом для всей Раахе-Ладожской зоны. В Центральной и Юго-Восточной Финляндии (Korsman et al., 1984, 1986) такие переходы наблюдаются на обоих флангах названной сутуры и не всегда осложнены тектонически. Выполненные недавно работы по составлению нового поколения обзорных карт Фенноскандии, в частности Раахе-Ладожской зоны, в том числе метаморфической карты этой территории, позволили не только выявить все случаи постепенного перехода в зоны высокоградного метаморфизма, но и установить две принципально разные высокоградные провинции, с которыми связаны главным образом тоналит-трондьемитовые и калиево-гранитные мигматиты соответственно.

Формирование прогрессивной метаморфической зональности определяется временем внедрения комплекса реннеорогенных гранитоидов куркиёкского (1881 млн лет) и лауватсаарского (1878 млн лет) комплексов и ограничивается сверху моментом

позднего надвигообразования, а начало формирования северо-западной границы зоны высокоградного метаморфизма относится ко времени внедрения тервуских гранитов (1859 млн лет). По-видимому, деформации третьего этапа продолжались и позже (примерно до 1810 млн лет), и все это время существовал термальный купол Сулкава.

Геотермобарометрия минеральных ассоциаций

Кульминационная стадия. Наличие парагенезиса гиперстен + + ортоклаз (±гранат) свидетельствует о принадлежности изученных пород на кульминационной стадии метаморфизма к гранулитовой фации. Для определения пиковых *PT*-условий изучены ядра кристаллов гранат-кордиеритовых и гранат-гиперстеновых пар. Использовались соответствующие версии термобарометров Л. Я. Арановича и К. К. Подлесского (Aranovich, Podlesskii, 1989). Так как состав кордиерита в отношении летучих неизвестен, для термобарометра условно взят кордиерит, насыщенный CO_2, что характерно для высокотемпературных обстановок гранулитовой фации. Изученные образцы гранат-кордиеритовых гнейсов (рис. 5.24) дали сходящиеся результаты: получены ха-

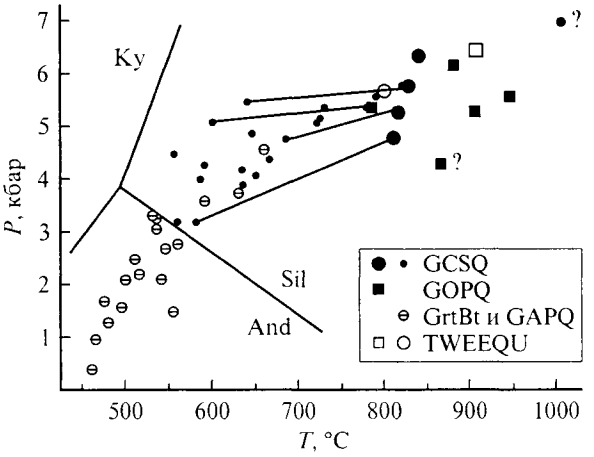


Рис. 5.24. *PT*-оценки условий метаморфизма гнейсов гранулитовой фации.

Кружки — определения по силлиманит- и кордиерит-гранат-биотитовым гнейсам, квадраты — по гиперстен-гранатовым гнейсам; крупные значки — по ядрам кристаллов, мелкие — по соприкасающимся кромкам.

рактерные для гранулитов цифры при их малом разбросе (T от 780 до 840 °С и P от 4.8 до 6.4 кбар). Точно так же сходящиеся данные получены по гранат-гиперстеновым гнейсам, для которых большинство определений укладывается в интервалы $T = 865—945$ °С и $P = 5.6—6.5$ кбар.

Парагенезисы гранат-кордиеритовых и гранат-гиперстеновых пород подверглись тестированию по программе TWEEQU (Berman, 1988, 1991). Как правило, метод выявляет существенную неравновесность изученных ассоциаций, но для некоторых образцов получены удовлетворительные пересечения равновесных кривых, и в этих случаях они согласуются с данными по термобарометрам Л. Я. Арановича и К. К. Подлесского.

Ретроградные стадии. Для минеральной термобарометрии ретроградных преобразований были использованы составы минеральных пар в точках их соприкосновения. О равновесности соприкасающихся минералов косвенным образом говорит и то, что полученные по ним значения T и P оказываются в приблизительной линейной зависимости друг от друга и, следовательно, не могут рассматриваться как случайные.

Для расчета параметров метаморфизма по составам каемок соприкасающихся гранатов и кордиеритов использован упоминавшийся термобарометр Л. Я. Арановича и К. К. Подлесского, но при условии водонасыщенного кордиерита, что более соответствует условиям регрессивной стадии. Как правило, состав кордиерита меняется в обратной зависимости от состава граната (т. е. с более магнезиальным гранатом соприкасается менее магнезиальный кордиерит). Сделанные определения показывают значительный разброс значений T и P: наиболее высокие из них — $T = 790—820$ °С, $P = 5.6—5.8$ кбар — близки к пиковым, самые низкие опускаются до $T = 555—560$ °С и $P = 3.2—4.5$ кбар.

Температуры, полученные по кромкам соприкасающихся зерен граната и гиперстена, не выходят за пределы температурного интервала по гранат-кордиеритовым парам: от 535 до 690 °С, тогда как оценки давления оказались существенно более низкими — от 0.4 до 1.3 кбар и в силу этого противоречия представляются маловероятными.

Замеры температуры по составам кромок соприкасающихся гранатов и биотитов рассчитывались на основе геотермометра Л. Л. Перчука (1989), давления — по составам кромок гранатов на основе Grt-Al_2SiO_5-Pl-Qtz геобарометра А. Козиола и Р. Ньютона (Koziol, Newton, 1989). Полученные параметры метаморфизма по гранат-биотитовым парам в основном укладываются в интервалы $T = 600—460$ °С и $P = 5.0—0.4$ кбар. Они

образуют хорошо выраженный линейный тренд, который располагается на низкотемпературном продолжении тренда гранат-кордиеритовых пар (рис. 5.24).

Ультраметаморфизм

Последовательность мигматитообразования. Проведенные нами детальные исследования показали, что процессы ультраметаморфизма отчетливо связаны с выделенными этапами деформаций (Мигматизация..., 1985). Наблюдения во многих обнажениях Мигматитового пояса южнее Тампере, в Сланцевом поясе Саво, показывают, что там развиты мигматиты той же морфологии. Во время первого этапа возникло не менее четырех генераций мигматитов, что устанавливается по их взаимным пересечениям. Генерации Lc_0, Lc_1, Lc_2 — это типичные полосчатые мигматиты, являющиеся результатом одноактного анатексиса и последующей фракционной кристаллизации в процессе продолжающейся деформации. Как говорилось выше, условия раннего анатексиса меняются по зональности. Лейкосома третьей генерации (Lc_3) контролируется разрывными нарушениями конца первого этапа деформаций, и поэтому ее появление приводит к формированию сетчатых или брекчиевидных мигматитов. Расплавы появляются внутри отдельных слоев, и расширение таких очагов приводит к формированию значительных по объему тел диатектических тоналитов и гранодиоритов.

В зоне гранулитовой фации мигматиты ранних генераций пересекаются дайками основных пород и массивами габбро-эндербит-тоналитовой ассоциации, а затем происходят ретроградные их изменения совместно с вмещающими метаморфическими породами гранулитовой фации.

Диатектические гранитоиды, появляющиеся на рубеже первого и второго этапов деформации, отделяют раннюю мигматизацию от поздней, приводящей к формированию лейкосом четвертой (Lc_4) и пятой (Lc_5) генерации, обильно насыщающей гнейсы в зонах высокотемпературного метаморфизма, и крупных массивов автохтонных и парааутохтонных гранитоидов (гранито-гнейсов).

На заключительной стадии эволюции, совпадающей со вторым этапом деформаций, формируются широко распространенный на территории Южной Финляндии комплекс калиевых гранитоидов, часто окруженных обширными ореолами гранитизации, и калиевых мигматитов. В Северном Приладожье гра-

нитная лейкосома, отнесенная к шестой генерации (Lc_6), локализуется в зонах сдвиговых деформаций северо-восточного простирания, которые контролируют также размещение гранитов Тервуского массива. Тем самым определяется и верхнее возрастное ограничение для ультраметаморфизма трондьемитовых ареалов (1859 млн лет).

Что касается нижнего возрастного ограничения, то в исследованном регионе оно менее определенно. Как отмечалось выше, эндербиты куркиёкского комплекса (1881 млн лет) содержат многочисленные ксенолиты ранних мигматитов, но сами подвергаются поздней мигматизации (Lc_{4-6}). Некоторую ясность вносят данные по датированию мигматитов в районе Тампере—Хамеелинна (Huhma, 1998) по циркону и монациту — 1885 млн лет. Иными словами, внедрение комплекса ортопироксеновых гранитоидов, с которым явно связано появление положительной термической аномалии, инициировало и процессы парциального плавления в толщах калевия. В то же время контакты этих горячих магм были весьма активными, что способствовало ассимиляции вмещающих пород и контаминации магм архейским материалом; это и вызывало понижение в них величины ε_{Nd}.

Для понимания общей эволюции Свекофеннской провинии большое значение имеют материалы по Южно-Финляндскому домену, в частности по району Рантасалми—Сулкава. Существуют заметные временны́е различия в проявлении зонального метаморфизма в Сланцевом поясе Саво и в районе Сулкава (Korsman et al., 1988). Если в первом случае все было завершено к моменту внедрения гранитоидов с возрастом 1880 млн лет, то на юге прогрессивный метаморфизм начал развиваться позднее. Здесь вокруг термального купола картируются последовательные андалузит-мусковитовая, силлиманит-калиевошпатовая, кордиерит-калиевошпатовая, кордиерит-гранат-силлиманит-биотитовая и кордиерит-гранат-силлиманитовая зоны. В последних двух зонах развита интенсивная мигматизация, приводящая в конечном итоге к формированию значительных по объему тел автохтонных калиевых гранитов. Весьма характерно то, что палеосома почти нацело замещается кордиерит-гранат-силлиманитовой или гранат-биотит-силлиманитовой меланосомой, свидетельствующей о проявлении дегидратационного парциального плавления. Была установлена последовательность деформаций и с нею скоррелированы метаморфические эпизоды. Установлено, что прогрессивный метаморфизм протекал в течение двух первых стадий, датируемых интервалом времени 1810—1830 млн лет, а структуры третьей стадии пересекаются гранитами с возрастом

1800 млн лет (Kilpelainen, 1988). Таким образом, геологическое наблюдение над соотношением крупных структур в Юго-Восточной Финляндии, о котором упоминалось в разделе «Тектоника и структурная эволюция», получило геохронологическое подтверждение.

Диатексис и формирование коровых очагов гранитной магмы. В Северном Приладожье специально исследовался комплекс автохтонных тоналитов, трондьемитов и гранодиоритов диатектической природы, которые, как уже отмечалось, являются результатом эволюции ранних анатектических мигматитов (Мигматиты..., 1985; Глебовицкий, Седова, 1998). Они наблюдаются как в мигматизированных толщах метатурбидитов грауваккового, реже полупелитового, состава, так и среди пород основного состава. Метагаббро обычно включены в гранодиориты в виде округленных ксенолитов. Форма тел, особенно мелких, разнообразна: округлая, овальная, удлиненная. Размеры широко варьируют от первых десятков сантиметров до первых сотен метров. Мелкие тела имеют нечеткие контакты, наблюдаются постепенные переходы к мигматитам в том смысле, что границы между палеосомой и мезосомой стираются, а мигматит гомогенизируется, превращаясь в однородный мелкозернистый тоналит или порфиробластический гранодиорит. Встречаются параавтохтонные, значительно перемещенные тела этих гранитоидов, в которых гнейсы и метагабброиды присутствуют в виде переориентированных в направлении директивной магматической текстуры ксенолитов. В габброидах и эндербитах зоны гранулитовой фации преобладает жильная форма тел. Ксенолиты основных пород в них либо «растворяются», имеют размытые контакты и превращаются в тени, обогащенные роговой обманкой и биотитом, либо имеют резкие контакты, угловатую, округлую и эллипсоидальную форму. Как в крупных, так и в мелких телах гранодиоритов появляются порфиробласты калиевого полевого шпата, обладающие признаками позднемагматической кристаллизации, так как они в статической обстановке накладываются на директивные текстуры.

По соотношениям с этапами деформаций и генерациями лейкосом тоналиты и гранодиориты рассматриваемого комплекса (γ_P) синхронизируются с Лауватсаарским комплексом диоритов-тоналитов (γ_L), которые, подобно куркиёкским эндербитам (γ_K), возникли из ювенильного (мантийного) источника, но были существенно контаминированы коровым веществом (Неймарк и др., 1988). Этот же вывод следует из последних данных по Sm-Nd геохимии. Модельный возраст (по Nd) обоих магматических комплексов меняется в пределах 2.3—

2.4 млрд лет, а коровые источники этого времени не известны в Свекофеннской провинции, что приводит к предположению о контаминации магм главным образом осадочными породами, содержащими смесь архейского (более 2.7 млрд лет) и раннесвекофеннского (около 1.92 млрд лет) корового материала.

Минералогический состав рассматриваемых гранитоидов довольно однообразен, и меняются лишь количественные соотношения между минералами. Главные ассоциации: Pl—Qtz—Bt ± ± Ms, Pl—Qtz—Kfs—Bt, Pl—Qtz ± Kfs—Bt—Grt; редко, преимущественно в разновидностях, связанных пространственно с габброидами, присутствуют роговая обманка и кумингтонит. Из акцессориев следует отметить циркон, большей частью включенный в биотит, апатит и ильменит.

Общая геохимическая характеристика диатектических гранитоидов приведена в работе В. А. Глебовицкого и И. С. Седовой (1998). По классификационной диаграмме $(K_2O + Na_2O)—SiO_2$ рассматриваемые породы, как и γ_L, относятся к кварцевым диоритам— тоналитам—гранодиоритам (Мигматизация..., 1985). По соотношению Ab, An и Or они относятся преимущественно к гранодиоритам и редко к кварцевым монцонитам (O'Conner, 1965). В координатах Ab—Qtz—Or (Barker, Arth, 1976) они широко разбросаны, так что часть из них тяготеет к известково-щелочной, а часть — к трондьемитовой серии. По соотношению Alk : : FeO′ : MgO (Kuno, 1968; Barker, Arth, 1976) это типичная известково-щелочная серия.

В гранодиоритах района о. Путсаари преобладающее количество анализов приходится на интервал (19 образцов из 29) содержаний SiO_2 60—65 %, натрий преобладает над калием, причем содержание Na_2O постоянно, а количество K_2O меняется от 1.6 до 5.39 мас. %. От гранитоидов Лауватсаари они отличаются более высоким содержанием калия и низкими Fe, Mg и Ca (табл. 5.5). Самое же характерное отличие заключается в меньшей однородности γ_P, что выражается в более значительных величинах стандартных отклонений, которые оцениваются коэффициентами вариаций, а также в более низких значениях коэффициентов парной корреляции (процент значимых связей для них равен 45 против 53, рассчитанных для γ_L). Условный коэффициент корреляции, равный сумме абсолютных значений коэффициентов корреляции между главными элементами, деленной на количество связей (66), и отнесенный к величине r, значимой для 95 %-ной вероятности, дает 0.953 для γ_P и 1.081 для γ_L, т. е. для последних связь выше (табл. 5.3 и 5.5). Это легко объяснить, если обратить внимание на то, что в отличие от еди-

Таблица 5.5

Параметры составов гранодиоритов, субстрата мигматитов и базитов
(Северо-Западное Приладожье)

Окислы	γ_L	γ_p	γ_p^{IIa}	γ_p^{II6}	γ_p^{gnIIa}	$\gamma_p^{\beta IIa}$	γ_p^{gnII6}	$\gamma_p^{\beta II6}$	gn^{IIa}	β^{IIa}	gn^{II6}	β^{II6}
SiO_2	63.59	63.45	65.11	61.67	65.43	63.84	63.26	60.79	59.02	57.16	60.96	53.74
	3.04	5.15	4.44	5.41	4.90	1.79	7.77	3.86	6.58		4.27	2.36
TiO_2	0.77	0.82	0.92	0.72	0.91	0.97	0.66	0.76	1.01	0.78	0.65	1.22
	0.19	0.28	0.26	0.27	0.29	0.11	0.38	0.20	0.42		0.34	0.58
Al_2O_3	15.35	16.49	15.68	17.30	15.52	16.32	16.44	17.87	17.07	16.15	17.18	17.60
	0.88	1.69	1.30	1.73	1.39	0.68	1.31	1.67	2.04		0.91	0.58
Fe_2O_3	1.01	1.22	0.95	1.51	1.01	0.74	1.14	1.72	2.45	1.97	1.01	2.46
	0.38	0.67	0.46	0.76	0.50	0.16	0.94	0.60	1.09		0.69	0.58
FeO	4.60	3.84	4.10	3.57	3.96	4.66	4.34	3.15	5.61	6.16	5.38	5.84
	0.90	1.27	1.20	1.32	1.29	0.64	1.99	0.54	1.61		1.87	1.44
MnO	0.08	0.09	0.10	0.08	0.11	0.05	0.09	0.07	0.10	0.21	0.10	0.13
	0.03	0.10	0.14	0.04	0.16	0.01	0.06	0.03	0.04		0.05	0.03
MgO	2.97	1.97	1.92	2.02	1.96	1.75	2.13	1.96	3.71	5.37	2.98	3.50
	0.65	0.72	0.62	0.84	0.68	1.25	1.23	0.61	1.14		0.70	0.52
CaO	3.99	3.41	2.77	4.10	2.73	2.90	3.93	4.19	2.69	6.66	4.16	6.97
	0.98	1.43	0.64	1.72	0.69	0.49	2.40	1.37	1.13		1.91	0.96
Na_2O	3.47	3.62	3.54	3.70	3.43	3.97	3.43	3.85	2.68	2.40	3.16	3.63
	0.41	0.56	0.45	0.66	0.43	0.24	0.69	0.63	0.42		0.60	0.62

K_2O	2.00 0.58	2.95 1.00	2.89 0.77	3.01 1.27	2.87 0.86	2.99 0.22	2.46 0.67	3.32 1.40	3.15 0.76	1.30	2.55 1.69	1.89 0.60
P_2O_5	0.19 0.09	0.47 0.44	0.38 0.29	0.57 0.55	0.36 0.32	0.43 0.12	0.59 0.92	0.56 0.26	0.22 0.26	0.50	0.28 0.24	0.82 0.30
П. п. п.	1.36 0.47	1.24 0.43	1.13 0.36	1.36 0.47	1.13 0.40	1.11 0.17	1.38 0.58	1.35 0.44	1.32 0.42	0.99	1.31 0.29	1.77 0.66
n'/n''	35/9	29/27	15/13	14/14	12/10	3/3	5/5	9/9	12/10	1/1	5/5	9/9
$r_{K\text{-}Rb}$	0.83	0.53										
$r_{Rb\text{-}Sr}$	−0.36	−0.18	−0.38	0.21								
N, %	53	45										
$\|R\|$	0.365	0.352										
$r_{0.95}$	0.337	0.369										
$R/r_{0.95}$	1.081	0.953										
$\Sigma\ v/11$	24.04	43.01										

Примечание. n'/n'' — отношение количества силикатных анализов к количеству определений Rb и Sr; γ_L — гранитоиды плутона Лауватсаари; γ_p — автохтонные и параавтохтонные гранитоиды района о. Путсаари. Верхний индекс означает, в каких породах (gn — гнейсы, β — базиты, эндербиты, амфиболиты) и в какой зоне (IIа — амфиболитовая, IIб — гранулитовая фации) они развиты. N — процент значимых корреляционных связей; $|R|$ — условный суммарный коэффициент корреляции, равный сумме абсолютных значений парных коэффициентов корреляции (r), деленной на число всех рассчитанных r (в данном случае 66); $r_{0.95}$ — величина значимых r. $\Sigma\ v/11$ — сумма коэффициентов вариации, деленная на 11 (число определяемых окислов).

ного Лауватсаарского плутона гранодиориты Путсаари слагают мелкие разобщенные тела, не связанные друг с другом.

Теперь посмотрим, с чем связана неоднородность γ_P, прежде всего — отличаются ли гранодиориты, развитые в зоне гранулитовой фации ($\gamma_P^{IIб}$) от пород, возникающих за счет мигматитов амфиболитовой фации ($\gamma_P^{IIа}$). Диапазон вариаций SiO_2 в первых более широкий (52—72 %) в отличие от вторых (60—74 %). Они же характеризуются более высокими содержаниями Al_2O_3, Fe_2O_3 и CaO, некоторой тенденцией к пониженным содержаниям TiO_2, FeO, Rb при одинаковых вариациях K_2O и Na_2O (табл. 5.5, 5.6). Эти различия двух групп гранодиоритов подтверждаются и методами математической статистики (Мигматизация..., 1985); они выдерживаются и при сравнении более дробных подразделений пород, т. е. гранодиоритов в основных породах зон IIа и IIб ($\gamma_P^{\beta IIа}$ и $\gamma_P^{\beta IIб}$), и в метаграувакках зон IIа, IIб ($\gamma_P^{gnIIа}$, $\gamma_P^{gnIIб}$). Сравнение гранодиоритов с возможными исходными породами как по сериям ($gn^{IIа} \rightarrow \gamma_P^{gnIIа}$, $gn^{IIб} \rightarrow \gamma_P^{gnIIб}$, $\beta^{IIа} \rightarrow \gamma_P^{\beta IIа}$, $\beta^{IIб} \rightarrow \gamma_P^{\beta IIб}$), так и по средним составам показывает в отношении некоторых элементов унаследованность составов от исходных пород (табл. 5.5, 5.6). Это относится к Si, Al, отчасти к Fe_2O_3, Fe, Mg, Ca, K и Na. Обращает на себя внимание более значительная степень преобразования в сериях $\beta \rightarrow \gamma_P$ по сравнению с $gn \rightarrow \gamma_P$, иногда даже обратная, что свойственно, например Al и K.

Лейкосомы, по крайней мере трех первых генераций, предшествовавших диатексису, отличаются от них меньшей мафичностью и большей кремнекислотностью, поэтому рассчитанные составы мигматитов, хотя и не идентичны гранодиоритам, но весьма близки к ним (Мигматизация..., 1985). Несколько серий, которые отбирались там, где непосредственно наблюдались переходы мигматитов в диатектиты, демонстрируют эту близость составов, что и подтверждает реальность рассматриваемого процесса (табл. 5.5, 5.7). Температура гомогенизации расплавных включений в диатектитах варьирует от 650 до 750 °С (Мигматизация..., 1985), а такие температуры могли достигаться в соответствующей зоне после кульминации метаморфизма. Что касается серий $\beta \rightarrow \gamma_P$, то, судя по рассмотренным геологическим соотношениям, расплавы, генерированные в гнейсовых толщах, были инъецированы в базиты и контаминированы их веществом, что определило повышение мафичности. Типично, что содержание K_2O в подобных гранитоидах повышается в связи с ростом щелочности, а при развитии гранодиоритов в метаосадках, наоборот, понижается. Как отмечалось выше, в гранодиоритах развиваются лейкосомы последующих генераций начиная с Lc_4. Количество последних достигает 40—50 %, а иногда

Таблица 5.6

Средние содержания окислов и некоторых параметров состава гнейсов, а также развитых в них ранних лейкосом для зоны I (биотит-гранат-мусковит-силлиманитовая субфация) и зоны IIа (биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовая субфация) амфиболитовой фации

Компоненты	gn_1^I	Lc_1^I	gn_2^I	Lc_2^I	Lc_3^I	gn_1^{IIa}	Lc_1^{IIa}	gn_2^{IIa}	Lc_1^{IIa}	Lc_2^{IIa}	Lc_3^{IIa}
SiO_2	66.29	71.37	71.31	75.92	72.96	70.00	69.74	60.18	72.35	72.77	70.14
	7.35	2.73	2.61	4.86	2.02		7.55	11.33	2.92	1.76	2.94
TiO_2	0.63	0.32	0.56	0.40	0.35	0.62	0.45	0.87	0.43	0.15	0.56
	0.27	0.14	0.10	0.22	0.10		0.03	0.32	0.20	0.13	0.25
Al_2O_3	15.76	14.86	13.83	11.46	13.61	13.77	15.20	17.22	13.79	14.91	14.55
	2.46	1.27	1.22	1.96	0.96		4.29	4.06	1.41	0.27	1.19
Fe_2O_3	1.08	0.54	0.93	0.69	1.45	1.38	0.64	2.34	0.84	0.09	1.33
	0.67	0.33	0.15	0.37	1.44		0.23	2.00	0.48	0.10	1.49
FeO	3.88	2.18	3.1	1.96	2.16	3.20	3.13	5.08	1.79	1.59	2.76
	1.42	0.88	0.54	1.30	0.05		1.37	1.87	0.43	1.13	1.07
MnO	0.08	0.08	0.07	0.06	0.05	0.06	0.04	0.08	0.05	0.03	0.05
	0.02	0.06	0.01	0.05	0.01		0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	2.42	1.32	1.70	1.28	1.20	2.40	1.55	3.03	1.13	0.41	1.41
	1.07	0.59	0.34	0.90	0.33		0.09	1.21	0.19	0.60	0.75
CaO	2.26	2.35	1.92	1.84	1.97	2.66	2.44	2.01	2.01	2.77	2.37
	1.08	0.79	0.54	0.76	0.43		0.25	0.13	0.28	1.04	0.47
Na_2O	2.71	3.53	2.68	2.27	3.24	2.80	3.11	2.96	3.17	3.79	2.96
	0.74	0.94	0.48	1.07	0.68		0.45	0.47	0.47	0.74	0.33

Таблица 5.6 (*продолжение*)

Компоненты	gn_1^I	Lc_1^I	gn_2^I	Lc_2^I	Lc_3^I	gn_1^{IIa}	Lc_1^{IIa}	gn_2^{IIa}	Lc_1^{IIa}	Lc_2^{IIa}	Lc_3^{IIa}
K_2O	3.04	1.86	2.06	2.27	2.25	2.00	2.90	3.73	3.02	2.83	3.37
	1.72	0.76	0.42	1.25	0.95		1.46	1.67	0.72	2.42	1.56
P_2O_5	0.12	0.18	0.18	0.19	0.18	0.10	0.06	0.15	0.07	0.10	0.13
	0.06	0.11	0.04	0.20	0.14		0.04	0.01	0.03	0.07	0.07
П.п.п.	1.33 t_g	0.95	0.90	1.00	0.91	0.66	0.70	1.60	0.75	0.55	0.99
	1.09	0.24	0.29	0.35	0.67		0.37	1.08	0.17	0.19	0.54
An	0.30	0.27	0.28	0.33	0.25	0.27	0.29	0.28	0.26	0.31	0.33
	0.08	0.08	0.04	0.17	0.05		0.02	0.04	0.02	0.01	0.04
maf	21.17	12.94	16.39	13.16	10.73	16.79	14.15	25.48	10.07	7.42	12.21
	10.30	3.74	2.95	4.06	2.01		4.89	9.87	2.88	0.73	5.60
f	54.08	52.48	56.23	48.79	60.15	51.21	48.75	56.24	55.37	62.35	59.90
	7.58	5.94	2.48	23.44	13.41		1.77	6.58	4.22	32.07	14.93
Rb	138	76	91	81	77	94	67	150	69	41	98
	72	34	24	26	16			63	20	9	24
Sr	262	308	250	190	270	301	242	282	369	379	394
	107	85	20	63	42			42	93		219
N_1/n_2	7/7	7/7	5/4	6/6	13/13	1/1	2/1	4/4	5/5	3/1	4/4

Примечание. Первая строка — среднее содержание, вторая — стандартное отклонение. gn_1^I и gn_2^I — гнейсы зоны метаморфизма I, являющиеся субстратом для лейкосом первой и второй генераций (Lc_1^I и Lc_2^I), gn_1^{IIa} и gn_2^{IIa} — гнейсы субстрата зоны IIa для лейкосом Lc_1^{IIa}, Lc_2^{IIa} и Lc_3^{IIa} (пегматоидная разновидность), Lc_3^I и Lc_3^{IIa} — лейкосомы третьей генерации, развитые соответственно в зонах I и IIa. Отношение An — Ca/(Ca + Na) — в мол. кол., $f = (Fe + Fe^{3+}) \cdot 100/(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)$, maf = 100 – (Ab + An + Or + + Qtz), n_1/n_2 — отношение количества анализов породообразующих окислов и малых элементов (Rb и Sr) соответственно.

Таблица 5.7

Содержания главных (в мас.%) и малых (в г/т) элементов в породах серий мигматито- и гранитообразования

Компоненты	gn → Lc_1 → Lc_3			gn → Lc_2 → Lc_3				mig → γδ		Gn → Lc_2 → $Lc_{2'}$ → γδ			
	5	5/1	5б	105	105е	105ж	105з	131к	131и	182ж	215а	215б	182е
SiO_2	69.19	72.26	75.56	70.56	72.40	72.29	73.13	65.05	62.92	67.18	69.46	73.10	67.50
TiO_2	0.55	0.27	0.33	0.61	0.47	0.39	0.45	0.88	0.98	0.63	0.72	0.15	0.64
Al_2O_3	14.31	15.54	12.67	14.06	13.62	13.98	13.80	14.12	14.51	15.21	14.74	14.92	14.97
Fe_2O_3	0.76	0.84	3.14	1.02	1.14	0.51	0.36	1.81	1.68	0.95	0.47	0.06	0.85
FeO	3.56	1.66	2.23	3.49	2.22	2.56	2.74	5.11	5.65	4.08	1.81	1.38	3.94
MnO	0.06	0.21	0.05	0.07	0.07	0.05	0.06	0.11	0.14	0.08	0.02	0.02	0.06
MgO	2.20	1.01	0.50	1.97	1.52	1.61	1.51	3.42	3.12	2.30	0.92	1.10	2.22
CaO	2.38	2.80	1.96	1.82	2.70	2.13	1.70	1.54	1.40	2.03	2.00	3.46	2.05
Na_2O	3.48	2.20	3.72	2.16	3.40	1.87	3.16	2.30	2.40	3.44	3.76	4.42	3.44
K_2O	2.00	1.40	1.44	2.48	1.51	3.40	2.57	2.60	3.73	2.68	3.81	1.04	2.73
P_2O_5	0.19	0.22	0.08	0.13	0.14	0.10	0.17	0.10	0.23	0.14	0.06	0.04	0.15
П.п.п.	0.75	0.73	0.50	0.67	0.62	0.73	0.48	1.40	2.08	1.41	0.56	0.53	1.42
Sr	445	436	256	257	282	277	314	240	232	292	478	379	297
Rb	93	45	51	111	72	70	75	144	144	103	68	41	94
Cs	5.4	2.7	2.5	4.4	2.4	1.7	2.1	6.3	1.7	3.0	1.4	1.4	1.9
Sc	13.2	6.3	7.4	12.6	8.8	8.1	8.2	20	18	14	3.3	3.6	13
Cr	82	42	51	86	45	66	63	128	152	82	16	27	75
Co	39	38	41	39	37	41	32	36	41	24	23	27	28

Таблица 5.7 (*продолжение*)

Компоненты	gn → Lc_1 → Lc_3			gn → Lc_2 → Lc_3				mig → γδ		Gn → Lc_2 → $Lc_{2'}$ → γδ			
	5	5/1	5б	105	105е	105ж	105з	131к	131и	182ж	215а	215б	182е
Hf	5.1	2.1	2.8	4.4	3.5	3.5	3.5	5.7	5.9	4.2	5.1	2.9	5.6
Ta	4.4	5.0	5.1	4.1	4.4	4.1	4.2	3.0	3.0	2.2	2.4	3.2	2.1
Th	9.8	5.6	5.7	13	9.7	7.9	9.1	19	17	9.4	15	4.8	16
U	3.3	2.3	2.2	3.0	2.6	1.9	2.7	3.8	2.8	1.6	2.2	2.2	3.8
La	33	19	20	41	33	23	34	54	48	31	54	14	54
Ce	65	36	39	79	56	49	60	103	90	62	101	29	110
Nd	33	18	16	34	27	21	28	45	39	28	35	12	44
Sm	5.3	3.4	2.9	6.1	4.5	3.4	4.5	7.3	6.4	4.1	4.4	1.9	7.2
Eu	1.3	1.55	1.13	1.3	1.03	1.14	1.34	0.98	1.13	1.15	1.21	1.02	1.21
Tb	0.90	0.62	0.55	1.00	0.69	0.56	0.72	0.96	0.73	0.70	0.37	0.27	1.20
Yb	2.6	2.0	1.9	2.4	1.7	0.96	1.7	2.5	1.9	1.6	0.99	0.82	2.3
Lu	0.34	0.32	0.29	0.31	0.22	0.16	0.23	0.29	0.34	0.24	0.12	0.14	0.29
REE	141	80.8	81.7	165	124	99.2	130	214	187	128	197	59.1	220
	5	9	7	1	1	2	5	0	0	8	1	5	2
La/Y	8.58	6.38	13.1	11.5	13.1	16.1	13.5	14.5	17.0	13.1	37.0	11.5	15.8
La/Sm	4.59	3.52	4.33	4.22	4.61	4.26	4.75	4.66	4.72	4.76	7.71	4.66	4.72
Tb/Yb	1.53	1.36	1.27	1.83	1.79	2.56	1.88	1.80	1.69	1.95	1.66	1.46	2.30
FeO′	6.44	3.42	5.53	6.37	4.74	4.50	2.40	10.14	10.16	7.25	3.15	2.53	6.92

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 5.6. Главные элементы были определены в химической лаборатории ИГГЭ, малые и RE — методом нейронной активации (там же).

и больше, что требует привноса Si, K, Na, хотя можно допустить, что часть Lc_4 является результатом фракционной кристаллизации гранодиоритовой магмы и отделения остаточного расплава. Следует также отметить, что Lc_4 в гранодиоритах и метаосадочных толщах отличаются по составу: в последних они более кислые и глиноземистые, менее щелочные.

Геохимия редких земель и других малых элементов. Остановимся на характеристике распределения REE в гранодиоритах, в исходных для них породах, в Lc_4, развивающихся в них, и для сравнения — в ранних лейкосомах (рис. 5.25, 5.26). Близкое содержание REE свойственно для двух образцов гранодиоритов зоны IIа и исходных для них мигматитов, хотя совпадение это неполное (табл. 5.7). Два других образца гранодиоритов зоны IIб характеризуются более широкими вариациями, умеренной дифференциацией (La/Yb = 15.84—20.92), более значительной для LREE (La/Sm = 4.66—5.35) и менее существенной для HREE (Tb/Yb = 1.5—2.05), отрицательной Eu-аномалией при близком содержании в гранитоидах и гнейсах (Глебовицкий, Седова, 1998). Вариации REE в лауватсаарском комплексе более значительные, чем в путсаарских гранодиоритах, дифференцированность более значительная (La/Yb до 50), содержание Eu более высокое; Eu-аномалия либо отсутствует, либо является положительной. Довольно значительные изменения REE в гранодиоритах связаны с неравномерным распределением акцессориев. Примером может явиться обр. 82в, где количество циркона более высокое, чем в других образцах, и присутствует гранат (до 6 %).

Ранние лейкосомы мигматитов имеют более низкие содержания REE по сравнению с гнейсовой палеосомой, более значительные их вариации, более слабое фракционирование HREE (La/Sm больше, чем Tb/Yb). Содержание REE в Lc_4 меньше, чем в гранодиоритах. Характерно, что почти для всех пород устанавливается положительная корреляция ΣREE, La, Yb, Hf, Th (связанных с цирконом и другими акцессориями) с содержанием биотита, которое отражается в Fe + Mg, так как биотит часто является единственным темноцветным минералом, а циркон, как правило, включен в него.

В автохтонных гранодиоритах Северо-Западного Приладожья (γ_P) температура полной гомогенизации расплавных включений (обычно это температура растворения газовой в силикатной жидкости, возникшей в результате полного плавления кристаллов во включении) варьирует в интервале 650—750 °С при начальной температуре плавления силикатных фаз 620—720 °С (Мигматизация..., 1985). Гранодиориты развиваются по породам,

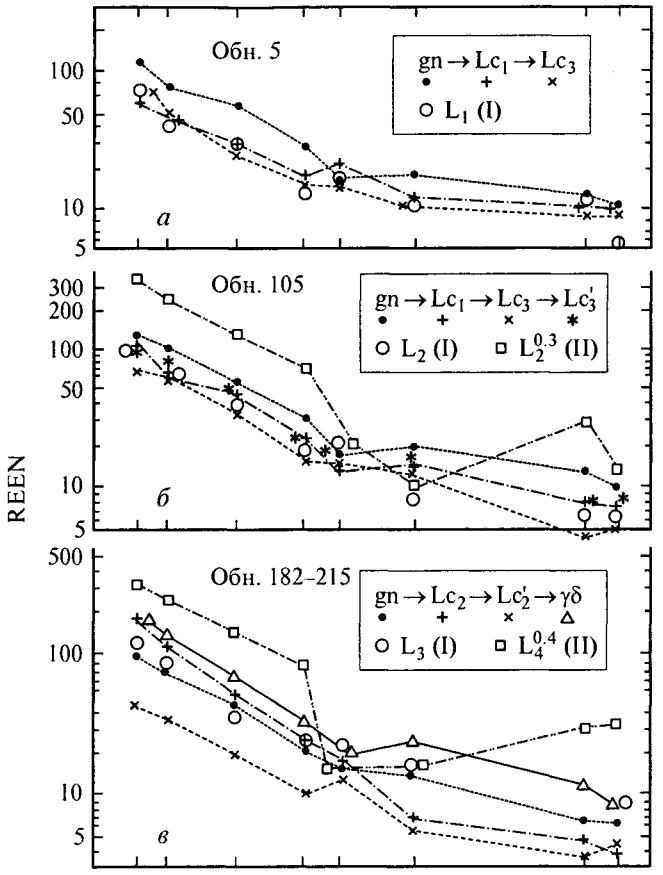


Рис. 5.25. Нормированные по хондриту (Boynton, 1984) содержания REE в породах Северного-Западного Приладожья.

а, *б* — серии лейкосом (обн. 5, 105) в зоне I (gn → $Lc_{1(2)}$ → Lc_3). L_1 — расплав, рассчитанный по модели неравновесного плавления (модель 1). Состав источника близок к составу гнейса (*а*) и не нанесен на диаграмму; *в* — серия обн. 182—215 и 131 в зоне IIа; *г*, *д* — серия лейкосом по гранодиоритам зоны IIб; L_5 — расплав, рассчитанный по модели 1, возникший в результате парциального плавления гранодиоритов (обр. 182е), моделирующий Lc_4 (табл. 5.13).

предварительно метаморфизованным в условиях высокотемпературной амфиболитовой и в гранулитовой фаций, в интервале 700—850 °С (Baltybayev et al., 1998), где температура гомогенизации расплавных включений в ранних лейкосомах равна соответственно 630—730 °С (средняя из 12 определений 711 °С при температуре начала плавления 580—600 °С) и 720—800 °С

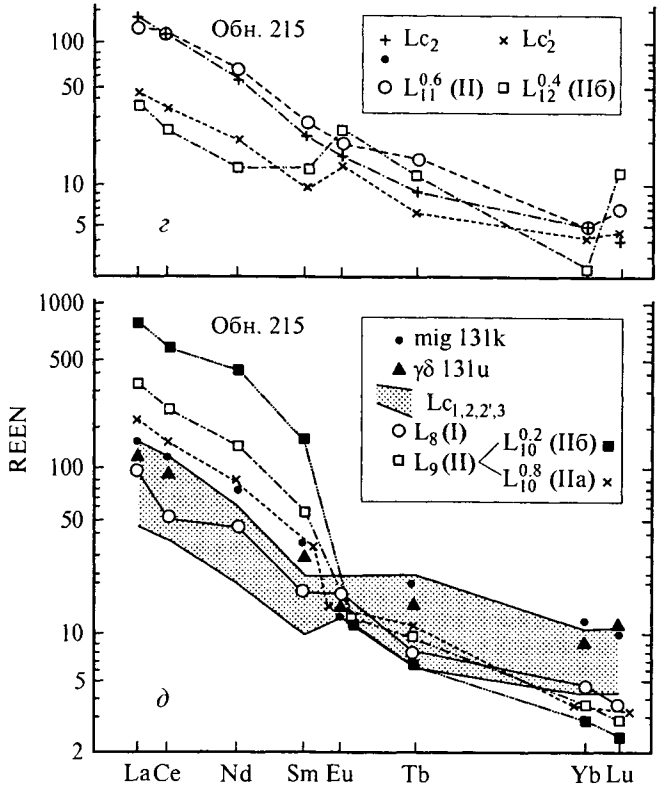


Рис. 5.25 (*продолжение*).

(среднее из 15 — 770 °С). Для Lc_3 в зоне IIб, непосредственно предшествовавших образованию гранодиоритов, получена температура 745 °С (средняя из 7 определений). Образование лейкосомы Lc_4 происходило в интервале 700—720 °С (средняя из 14 — 717 °С при температуре начала плавления 580—650 °С). Судя по этим данным, автохтонные гранодиориты формировались в условиях *PT*-параметров амфиболитовой фации, причем температуры были близки к формированию лейкосом мигматитов амфиболитовой фации.

Остановимся более подробно на характеристике процессов образования ранних лейкосом двух серий образцов зоны I и одной зоны IIа. Характер изменения породообразующих окислов в исследованных сериях не отличим от поведения средних. Так, серия обн. 5 (зона I) gn → Lc_1 → Lc_3 на этапе образования Lc_1 характеризуется повышением содержаний Si, Na и Ca и уменьшением всех остальных исследованных элементов

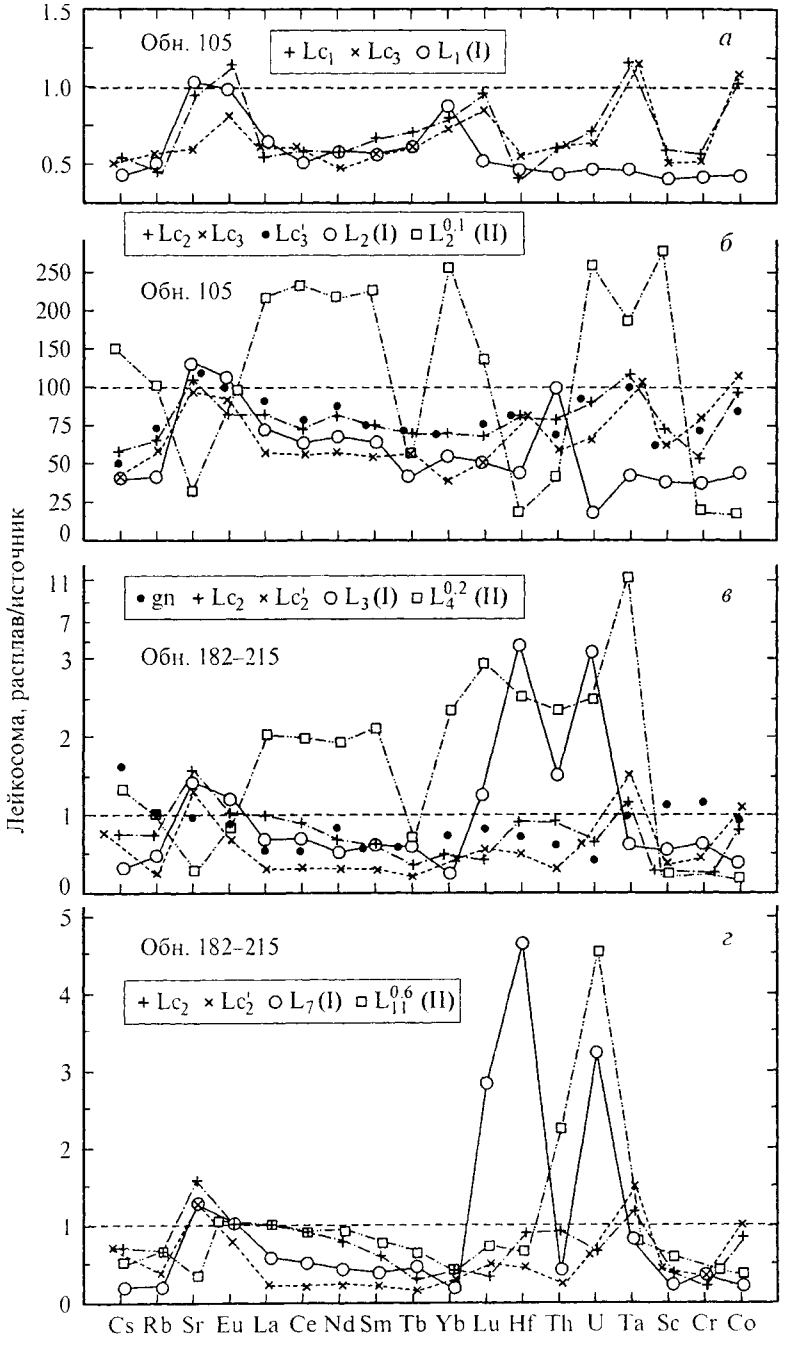
(табл. 5.7). При переходе к Lc_3 отмечается слабое возрастание количества Si, остальные элементы, как и обычно, изменяются в противоположном направлении. В серии той же зоны обн. 105 (рис. 5.25, *б*) — gn → Lc_2 → Lc_3 ($Lc_{3'}$) — лейкосомы третьей генерации представлены двумя образцами: один занимает секущее положение к Lc_2 (обр. 105ж), другой (обр. 105з) расположен согласно мигматитовой полосчатости, но нигде не пересекается лейкосомой второй генерации; от него отходят перпендикулярно простиранию мелкие, быстро выклинивающиеся апофизы. Отнесение этого образца к Lc_3 в какой-то мере условно — возможно, это Lc_2 с элементами подплавления в этап образования Lc_3. Некоторым подтверждением этому предположению может служить близость составов в отношении содержаний REE и других малых элементов. В серии зоны IIa gn → → Lc_2 → $Lc_{2'}$ → γδ (обн. 182—215, рис. 25, *в*) характер изменения содержаний элементов обычен; изменение направленности тренда содержаний к гранодиоритам типично и сопоставимо с тем, что происходит при переходе к Lc_3, но в более отчетливой форме. Следует напомнить, что гранодиориты γδ по составу ближе к гнейсам и мигматитам, чем к лейкосомам. В серии mig → γδ (обн. 131) изменения также незначительны, не превышают 5 %, исключая K (18 %) и потери при прокаливании (19 %). Это кажется довольно естественным, так как постоянно отмечалось (в обн. 189—215 и во многих других), что гранодиориты возникают при гомогенизации более ранних мигматитов.

Поведение REE и малых элементов в указанных сериях видно из рис. 5.25 и 5.26. Для серий зоны I направленность изменений содержаний рассматриваемых элементов достаточно близка, отличается только степенью изменения и сводится к уменьшению содержаний рассматриваемых элементов, за исключением Eu, иногда Sr, Co, Ta. Иная картина отмечается в обн. 189—215 зоны IIa: содержания HREE и LREE, Sr,Th, Ta, Hf увеличиваются от gn к Lc_2 и уменьшаются к Lc_2, снова возрастая к гранодиоритам. Количество Rb уменьшается к $Lc_{2'}$ и возрастает к гранодиоритам, причем если по содержаниям Sr, Rb, Sc, Cr

---

Рис. 5.26. Результаты моделирования расплавов лейкосом мигматитов.

Нормирование проведено по хондриту (Boynton, 1984). Показана область вариаций составов лейкосом $Lc_{1-2,3}$. Составы L_1, L_2, L_4 рассчитаны по модели неравновесного плавления из источников mig_1 (не показан), mig_2, γδ; L_3 — расплав, сформированный при 20 %-ном плавлении mig_2; L_3^{80} — остаток от раскристаллизованного на 80 % расплава L_3 (рестит) при отделении 20 %-ного расплава.


Обн. 105
+ Lc1 × Lc3 ○ L1 (I)
а
+ Lc2 × Lc3 • Lc'3 ○ L2 (I) □ L2 0.1 (II)
б
Обн. 105
• gn + Lc2 × Lc'2 ○ L3 (I) □ L4 0.2 (II)
в
Обн. 182–215
Обн. 182–215
+ Lc2 × Lc'2 ○ L7 (I) □ L11 0.6 (II)
г
Лейкосома, расплав/источник
Cs Rb Sr Eu La Ce Nd Sm Tb Yb Lu Hf Th U Ta Sc Cr Co

гранодиориты близки к гнейсам, то количества в них REE, Th и U резко возрастают относительно гнейсов, что, скорее всего, может быть связано с неравномерным и более высоким содержанием акцессорных минералов. В серии обн. 131 mig → → γδ содержания REE незначительно уменьшаются, как и Sc, Th, U, Cs, исключением являются Eu и Lu, Cr и Co, при близких значениях Rb, Sr, Hf, Ta. Если сравнивать эту серию с частью серии обн. 182-215 gn → γδ, то направленность изменения обычно противоположная, что связано с более разнообразными процессами в последней. Кроме того, возможно также предполагать некоторое перемещение гранодиоритов. Обращаем также внимание на то, что гранодиорит из зоны гранулитовой фации характеризуется более высоким содержанием REE (сумма их равна 410 против 220 и 187 г/т в обр. 182е, 131и).

Геохимическое моделирование расплавов лейкосом мигматитов. Попытаемся оценить возможности выплавления ранних лейкосом Lc_1 и Lc_2 из гнейсов с ассоциациями Bt + Qtz + Pl ± ± Ksp ± Grt, учитывая, что степень плавления в зоне I не превышала 10 %, а в зоне IIa — 20 %, используя модели неравновесного плавления (MI) и равновесного парциального плавления (MII) по данным REE и некоторым малым элементам. Отметим также, что во всех исследованных образцах в качестве акцессорных минералов присутствуют циркон и апатит, причем очень характерно, особенно для первого из них, присутствие в зернах биотита. Чем больше биотита, тем больше и циркона в породе. Чем крупнее биотит, тем крупнее и циркон, а это обычно характерно для лейкосомы.

Для серии обн. 5, предполагая отсутствие потери лейкосомы и учитывая, что количество Lc_1 и Lc_3 по подсчету в данном обнажении не превышает 5 % для каждой генерации, рассчитываем возможный состав протолита, практически не отличимый от гнейса, а затем — состав расплава L_1, используя модели I и II. По содержанию REE, рассчитанных по модели неравновесного плавления (MI), L_1 близок к Lc_1 и Lc_3, особенно для LREE, Cs, Rb, Sr (рис. 5.25, *а* и 5.26, *а*). Для серии обн. 105 источником выбран гнейс. Различия в составе возникающей здесь Lc_2 и затем Lc_3 более существенны. Расчетный состав расплава (MI) ближе по REE к Lc_3 и различается для остальных элементов (рис. 5.25, *б* и 5.26, *б*). Для серии обн. 182—215 за исходный состав выбран обр. 182е гранодиорита, так как при наличии перемещенных лейкосом Lc_2, а также Lc_3 нет уверенности в правильности расчета исходного мигматита, тогда как наблюдения неоднократно показывали, что гранодиориты возникали за счет плавления мигматита с Lc_{1-3}, причем просле-

живается постепенная гомогенизация мигматита при переходе сначала в теневой гранодиорит, а затем и в более однородный. Поэтому источником лейкосом был выбран гранодиорит. Проверялись модель неравновесного плавления MI, с помощью которой был получен расплав L_3, и модель парциального равновесного плавления MII, на основании которой был получен расплав L_4 при степени плавления $F = 0.2$. В качестве модального состава для расплавов взята смесь $0.9Lc_2$(обр. 215а) + + $0.1Lc_{2'}$(обр. 215б). Полученный состав расплава L_3(MI) ближе, чем L_4(MII), хотя и отсутствует полное соответствие, к составу лейкосом (рис. 5.25, *в*). Составы расплава, полученного из L_4 при 30 %-ном плавлении ($L_5^{0.3}$), и рестита ($L_5^{0.7}$), который можно рассматривать как более ранние лейкосомы, существенно отличаются от природных составов (рис. 5.25). Не вызывает сомнения, что пегматоидные лейкосомы, часто смятые в довольно ранние пигматитовые складки и секущие Lc_{1-2}, но прорываемые Lc_3 и всеми более поздними генерациями, возникли при кристаллизации лейкократового расплава, состав которого не однороден в основном в отношении содержания калия. Для конкретной серии обн. 182—215 он не может рассматриваться как остаточный в силу особенностей состава — более высокое содержание Na и Ca при заметном обеднении K и Rb, REE. Были сделаны попытки произвести подобный расплав L_7^l и L_6^l при неравновесном плавлении (MI) соответствующего гранодиорита (обр. 182е) или Lc_2 (обр. 215а). Состав расплава L_7 более соответствует лейкосоме $Lc_{2'}$ в отношении Cs, Rb, Sr, REE (исключая Lu), Sc, Cr, Co, Ta и Th.

Мы попытались применить последовательно обе модели — сначала MI для получения расплава L_3, а затем использовать полученный расплав в качестве источника для выплавления из него L_{11} при остатке L_{12}, принимая степень плавления $F = 0.6$ по модели MII. Полученные составы по REE близки к Lc_2 и отчасти $Lc_{2'}$ (рис. 5.25, *г*).

Во всех рассматриваемых выше случаях мы пользовались при расчете состава расплава модальными составами конкретных образцов. Кроме того, была сделана попытка использовать для серии $mig \rightarrow \gamma\delta$ обн. 131 при расчете по MI и MII средние модальные составы лейкосом Lc_{1-2} и Lc_3 зоны IIа. Результаты показывают, что в отношении всех редких земель модель неравновесного плавления дает хорошие результаты, значения их содержаний в расплаве L_8 располагаются в центре полосы ранних лейкосом (рис. 5.25, *д*), тогда как составы, рассчитанные по MII при 20 %-ном плавлении мигматита (L_9) и последующей кристаллизации остатка ($L_{10}^{0.8}$), полученного

при новом 20 %-ном плавлении расплава L_9 с образованием расплава $L_{10}^{0.2}$, характеризуются более существенными отклонениями (рис. 5.25, *з*).

ВЫВОДЫ

Свекофеннская провинция представляет собой классический акреционный ороген, в пределах которого в течение сравнительно короткого времени (не более 100 млн лет) происходило формирование значительных масс новой ювенильной континентальной коры. Высокая степень геологической и геохронологической изученности позволяет с большой детальностью проследить историю формирования структуры орогена и выявить те черты строения и эволюции, которые позволяют последовательно интерпретировать геодинамические обстановки в рамках тектоники литосферных плит. Важнейшими из этих черт являются следующие.

1. Существование офиолитовых серий Йормуа и Оутокумпу определенно указывает на то, что длительный период глобального рифтогенеза, начавшегося около 2.5 млрд лет, привел на рубеже 1.97—1.96 млрд лет к раскрытию Людиковийского океана. Этому моменту во внутрикратонных структурах соответствуют проявление мощного, весьма специфического, в частности пикритового, вулканизма и формирование дайковых роев, предшествовавших накоплению турбидитовых толщ калевия в задуговых бассейнах.

2. По крайней мере в четырех тектонических зонах происходило формирование вулканических поясов островодужного типа, каждый из которых проходил две стадии развития: юных (океанических) и зрелых (приконтинентальных) островных дуг. Во время второй стадии в большей мере развивались вулканиты полимодальной известково-щелочной серии, в отдельных случаях включающие каливые шошанитовые ассоциации. Каждой серии вулканитов соответствует синхронная серия плутонитов тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, которые и представляют вещество новой ювенильной коры. Изотопно-геохимические данные во всех случаях свидетельствуют о короткой коровой предыстории всех плутонитов и сильно проявленной контаминации магм коровым веществом (рис. 5.16), в частности путем ассимиляции метатурбидитовых толщ калевия.

3. На окраине континента (в Ладожско-Ботнической зоне) помимо субплатформенных сариолийских и ятулийских толщ

выделяется вулканогенно-осадочная сортавальская серия, синхронная с офиолитами, знаменующая переход к состоянию активной континентальной окраины.

4. Выделяется по крайней мере две стадии коллизии островных дуг и края континента. Во время первой из них происходит обдукция офиолитов, а второй — надвигание зон высокотемпературного метаморфизма (гранулиты) на более низкотемпературные. Они разделены широко проявленным магматизмом периода развития зрелых островных дуг. Одним из проявлений этого магматизма является формирование взаимосвязанных комплексов базитов и ортопироксеновых гранитоидов, обусловившее появление во вновь образованной коре очень сильных положительных термических аномалий (зоны гранулитовой фации).

ГЛАВА 6

ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В этой главе мы попытаемся ответить на те вопросы, которые были поставлены во «Введении», а именно:

1. Используя все данные по датированию, проследить эволюцию раннедокембрийских структур на территории Балтийского щита и выделить главные периоды роста континентальной земной коры.

2. На основании имеющейся информации по редкоэлементной, редкоземельной и изотопной геохимии изверженных пород проследить механизмы и динамику роста архейской и протерозойской земной коры.

3. На основании данных о геологии, структуре, петрологии и геохимии главнейших комплексов супракрустальных и плутонических пород, по условиям, *PT*-режимам и *PT*-эволюции метаморфических комплексов проанализировать геодинамические обстановки в литосфере для каждого крупного этапа развития региона.

АРХЕЙ

Анализ данных по датированию архейских супракрустальных и плутонических комплексов пород указывает, казалось бы, на непрерывность эндогенных процессов в интервале времени от 3.2 до 2.5 млрд лет. Тем не менее результаты геологических исследований в совокупности с геохронологическими данными позволяют разделить архейскую историю щита на ряд интервалов, соответствующих наиболее важным периодам формирования континентальной коры этой территории.

Период 3.20—3.1 млрд лет

В это время были сформированы «сиалические ядра» — наиболее древние, поддающиеся реконструкции структуры Балтийского щита. Крупнейшее такое ядро составляет центральную часть щита — Водлозерский домен Карелии. Небольшие фрагменты пород, образованных в этот период, находятся в Северной и Центральной Финляндии (рис. 6.1).

В Северной Финляндии выходы древнейших пород обнажены в районе Койтелайнен, где они образуют небольшой (1.4 × 2.6 км) купол, обрамленный осадочными и вулканическими породами (Puustinen, 1977), которые, возможно, относятся к зеленокаменному поясу Киттеля (Gaal et al., 1978). Купол сложен тоналитами и трондьемитами, которые наряду с общими для всех ТТГ-пород химическими чертами отличаются от древних водлозерских ТТГ-пород низкой магнезиальностью, низким содержанием Sr (табл. 4.3, № 30) и положительной Eu-аномалией. Возраст тоналитов определен как 3110 ± 34 млн лет, а $\varepsilon_{Nd}(t) = -3.7—1.8$, что свидетельствует о его длительной (300—500 млн лет) коровой предыстории (Kroner et al., 1981; Jahn et al., 1984).

На юго-западе Центральной Финляндии в блоке Иисалми также на небольших участках, не затронутых гранулитовым метаморфизмом, сохраняются древние тоналиты. Их возраст равен 3.1 млрд лет (табл. 4.5), и они также имеют более древние — 3.2—3.4 млрд лет — значения модельного возраста (Sm-Nd).

Наиболее полная геологическая характеристика имеется для «сиалического ядра» Водлозерского домена. Здесь установлено, что: 1) древнейшие сиалические породы представлены как плутоническими, так и известково-щелочными вулканическими породами; 2) становлению этих пород предшествовало образование основных пород, их метаморфизм и мигматизация; 3) изотопные данные позволяют предполагать на более глубоких уровнях присутствие пород более древних, чем 3.3 млрд лет; 4) протолит древних сиалических пород был образован из обедненной в отношении Nd мантии.

Различия в химизме тоналитов Водлозерского домена и тоналитов района Койтелайнен, скорее всего, являются следствием различий в составе источника — толеит-бонинитового на юго-востоке щита и толеитового на северо-западе, а также различиями петрогенезиса — значительной ролью процесса кристаллизационной дифференциации в тоналитах Койтелайнен, что может указывать на достаточную мощность коры,

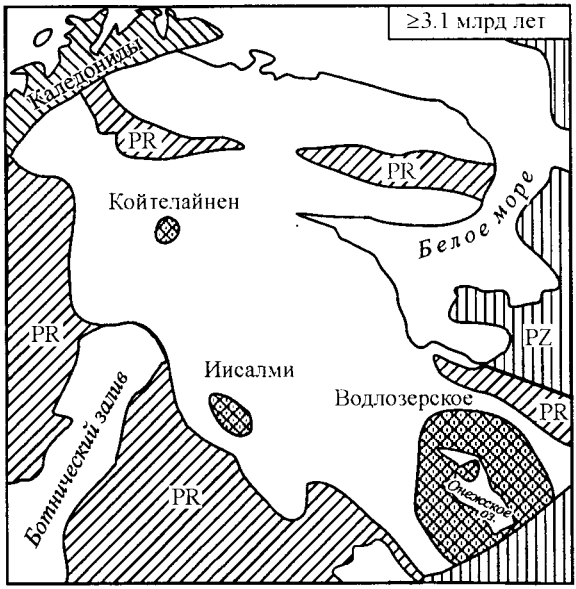


Рис. 6.1. Древние (>3.1 млрд лет) ядра континентальной коры.
Заштрихованы древние ядра Фенноскандинавского щита.

а следовательно, на значительное площадное распространение сиалической коры в Северной Финляндии 3.1 млрд лет назад.

Период 3.0—2.9 млрд лет

Эндогенные процессы, ответственные за формирование континентальной коры в это время, хорошо исследованы в Юго-Восточной Карелии (Водлозерский домен и его обрамление), в Западной Карелии и на Кольском полуострове (рис. 6.2). Анализ древнейших детритовых цирконов из чупинских метаграувакк (Бибикова и др., 1999; Бибикова и др., в печати, гл. 3 настоящей монографии) приводит к заключению, что становление Карельского кратона или, по крайней мере, его северо-западной (в современных координатах) части началось 3000—2900 млн лет назад и к рубежу 2900 млн лет он вступил во взаимодействие со своим северо-восточным обрамлением — Хетоламбинским террейном, в настоящее время сохранившимся в одноименном покрове. Данные о Sm-Nd изотопной геохимии древнейших тоналитовых гнейсов и вулканитов вблизи юго-западной границы Беломорского подвижного пояса, а также су-

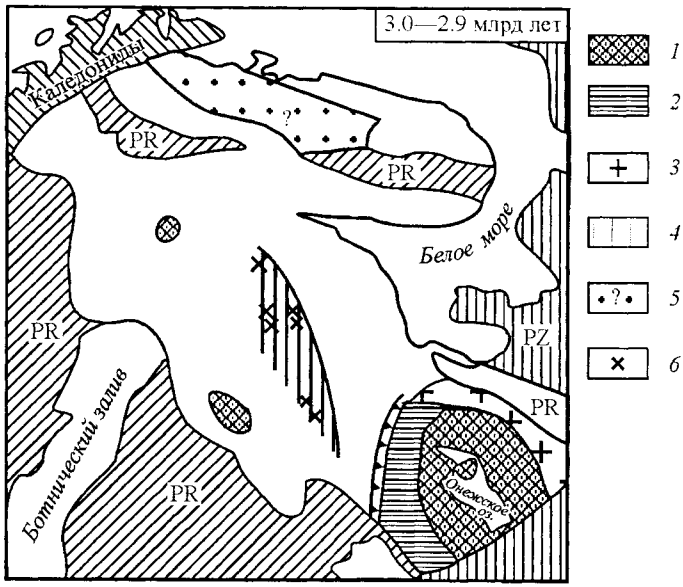


Рис. 6.2. Распределение фрагментов сиалической коры, сформированных к концу этапа 3.0—2.9 млрд лет.

1 — сиалические ядра, ⩾3.1 млрд лет; *2* — Западно-Водлозерский аккреционный ороген; *3* — новообразованная сиалическая кора; *4* — Западно-Карельский домен, где уже существовала новая кора; *5* — парагнейсовые пояса и бассейны седиментации; *6* — $T_{дм}(Nd) \geqslant 3.0$ млрд лет.

пракрустальных образований чупинской толщи подтверждают то, что в это время формировалась первичная, позже сильно переработанная континентальная кора, и поэтому структуры, где происходила ее генерация, возможно, протягивались из более ясной в этом смысле Юго-Восточной Карелии в Северную. О присутствии древних сиалических пород на территории Западно-Карельского домена свидетельствуют Sm-Nd модельный возраст коровых гранитов, равный 3.0—2.9 млрд лет, и более древний — кислых вулканитов Костомукшского зеленокаменного пояса.

На территории Кольской провинции в этот период, вероятно, уже существовала сиалическая кора, фрагменты которой с возрастом 2.9—2.93 млрд лет сохранились на северо-западе территории (тоналиты и гранодиориты комплекса Хомпен и разреза Кольской СГ-3). О более широком развитии сиалической коры свидетельствуют данные модельного Nd возраста (2993 млн лет) протолита риодацитов арваречской свиты Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса. На основании имеющихся данных

можно сказать, что нет никаких признаков существования сиалической коры более древней, чем 3 млрд лет. Наличие детритовых цирконов с возрастом до 3.5—3.7 млрд лет в метаосадочных породах кейвской свиты и умбинского комплекса (Бриджвотер и др., 1999) вряд ли может свидетельствовать о существовании ближних древних источников. По крайней мере, обнаженные и исследованные архейские террейны не являлись таковыми.

Очевидно, с этим этапом связаны также и накопление супракрустального комплекса (пелиты, конгломераты, песчаники, железисто-кремнистые осадки, вулканиты андезит-дацитового состава) кольской серии в центральной части, баренцевоморской серии в Мурманском блоке и их ранний метаморфизм (2880 млн лет) в условиях гранулитовой фации умеренных давлений. По существу в этом регионе устанавливается фрагмент наиболее древнего на Балтийском щите парагнейсового пояса, свидетельствующего о существовании обширного бассейна седиментации, развивающегося в связи с поясами наиболее древнего вулканизма.

Особое место на этом этапе развития литосферы Кольско-Норвежского геоблока занимают габбро-пироксениты массива Патчемварак с возрастом 2925 ± 6 млн лет, геодинамическую природу которых еще предстоит понять.

Наиболее полная геологическая история для этого времени прослеживается в Водлозерском домене и его западном обрамлении. Здесь, как можно судить по активным тектоническим и магматическим процессам, существовал аккреционный ороген. Предполагается, что слагающие структуру плутонические и вулканические серии были образованы над зоной субдукции, где океаническая пластина погружалась на восток, под более древний микроконтинент. Данные по Nd-изотопии (рис. 4.21) и геохимические характеристики пород приводят к выводу, что эта структура сложена магматическими породами, сформированными в различных обстановках — на океанических плато (часть базальтов и коматииты), дне океанов (протоофиолиты), островах океанических дуг и на активной окраине Водлозерского микроконтинента. Клинья мафитов-ультрамафитов, отнесенные к ассоциации океанических плато, характеризуются геохимическими параметрами высокотемпературных (перегретых) расплавов, образующихся над поднимающимися плюмами. Иными словами, в этом районе лучше, чем где бы то ни было, прослеживается нормальная последовательность тектонических процессов на конвергентной границе океанической и континентальной литосферных плит. Заметим, что за признаки при-

митивной океанической коры приняты появление коматиитовой ассоциации изверженных пород и ассоциации океанических, по геохимическим признакам, базальтов (обширные покровы и дайки) и лерцолиты Остерской структуры.

Период 2.9—2.85 млрд лет

Разнообразные эндогенные процессы, происходившие в этот интервал времени и имевшие отношение к формированию и эволюции континентальной архейской коры, в отличие от более древних идентифицированы и детально исследованы на значительно большей части Балтийского щита (рис. 6.3).

В Кольской провинции происходили заложение зеленокаменных поясов и последовательное формирование связанных с ними вулканических пород коматиит-толеитовой (2.92—2.87 млрд лет) и базальт-андезит-дацитовой (2.87—2.88 млрд лет) серий, а затем — накопление терригенных толщ (2.88—2.79 млрд лет). По-видимому, эти зеленокаменные пояса на ранних этапах своей эволюции обладали чертами рифтогенных структур, а на поздних — островодужных. Петролого-геохимические характеристики коматиитового магматизма этого этапа позволяют связывать их происхождение с наиболее высокотемпературной и «примитивной» по изотопно-геохимическому составу осевой частью мантийного плюма. Верхним возрастным ограничением для этих структур является их метаморфизм, который проявился раньше позднекинематических гранитных интрузий с максимальным возрастом 2.7 млрд лет. Скорее всего, он был одновременным со вторым зональным метаморфизмом Центральнокольского блока, проявившимся в интервале 2.70—2.76 млрд лет. Таким образом, как по времени заложения, так и завершения эволюции зеленокаменные пояса оказываются более молодыми, чем комплексы пород Центральнокольского и Мурманского блоков, а рассматриваемый период эволюции включает в себя раннюю стадию заложения системы рифтов, отражающих распад древних континентальных блоков.

Кислый инициальный вулканизм (2.87 млрд лет) Кейвской парагнейсовой структуры оказался одновременным с формированием базальт-андезит-дацитовой серии зеленокаменных поясов, что позволяет идентифицировать осадочные бассейны как задуговые.

В центральной части Кольского блока с этим этапом связана ранняя стадия структурно-метаморфической переработки супра-

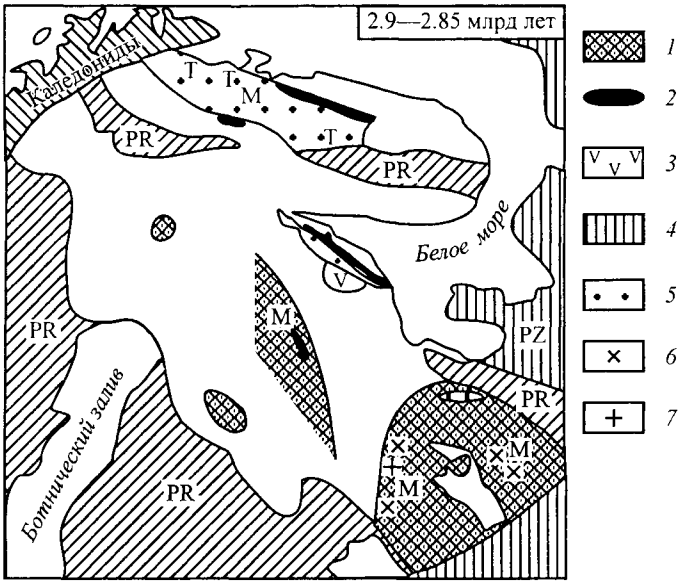


Рис. 6.3. Распределение фрагментов сиалической коры к концу интервала времени 2.9—2.85 млрд лет.

1 — древняя сиалическая кора. Зеленокаменные пояса: *2* — основная—ультраосновная серия, *3* — известково-щелочная вулканическая серия, *4* — бимодальная вулканическая серия; *5* — парагнейсовые пояса и бассейны седиментации; *6* — габбро-диориты, диориты; *7* — граниты, кислые вулканиты. Т — ТТГ-интрузии, М — метаморфизм.

крустальных образований кольской серии в условиях зонального гранулит-амфиболитового метаморфизма с возрастом 2880 ± ± 45 млн лет. Особо следует обратить внимание на то, что в это время в ряде мест происходит внедрение интрузий ювенильной ТТГ-серии, возраст которых находится в интервале 2902—2835 млн лет, а их неодимовая систематика свидетельствует о короткой коровой предыстории.

Если в Кольской провинции единственным и не очень надежным признаком существования океанической коры рассматриваемого периода является коматиит-базальтовая ассоциация вулканитов зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, то на территории Беломорского складчатого пояса, в пределах Хетоламбинского террейна, в это время или ранее формировалась только ассоциация основных и ультраосновных пород (протоофиолиты мафических зон), в которой присутствуют и дациты с возрастом 2878 ± 13 млн лет и которая прорывается диоритами с возрастом 2850 ± 50 млн лет.

Анализ региональной структуры показал, что изначально мафический Хетоламбинский террейн на ранней стадии становления Беломорского подвижного пояса, несмотря на то что его состав не очень похож на состав современной океанической коры, мог выступать как ее фрагмент, субдуцирующийся под Карельский микроконтинент. Действительно, на широте Энгозера и южнее он сложен преимущественно габброидами и толеитовыми базальтами. И те и другие замещались более молодыми толеитами. Эти процессы магматизма становятся более интенсивными на севере. Но и там реликты базитов, почти нацело замещенные тоналитами, известны, например, в районе п-ова Толстик и на других участках. Поэтому представление о том, что Хетоламбинский террейн некогда был полностью сложен мафическими образованиями, выглядит вполне правдоподобно. Рассматривать же мафические зоны как реликты вещества, некогда слагавшего весь Хетоламбинский террейн или обширные его фрагменты, нет достаточных оснований. Возможно, что эти зоны выполняли протяженные ослабленные участки или зоны растяжения, позже испытавшие складчатость, предшествовавшую накоплению чупинской вулканогенно-осадочной толщи. Признаки этой складчатости выражаются в примерно параллельном расположении мафических зон, а также вмещающих их тоналитовых гнейсов и гранито-гнейсов. Это, во-первых, означает, что весь Хетоламбинский террейн после прошедшей складчатости был рассланцован под значительным углом к более молодым чупинским образованиям и мафические зоны заложились параллельно этой сланцеватости. Во-вторых, это может служить косвенным признаком метаморфизма, сопровождавшего древнейшую складчатость, проявленную в Хетоламбинском террейне. Однако если такое предположение верно, то окружение мафических зон должно быть более древним не только по отношению к чупинской толще, но и к самой мафической зоне. Но пока нет ни одной датировки, подтверждающей это. Есть лишь изотопные метки коры с возрастом 2900 млн лет или больше.

В океаническом (преддуговом), а возможно и задуговом, бассейне происходило накопление супракрустальной толщи, позже вошедшей в состав Чупинского покрова. Эта толща наряду с преобладающими граувакками содержит в своем составе основные и кислые вулканиты, объем которых существенно (до 50 %) увеличивается в некоторых местах, например в Каликорвинском тектоническом окне. Общая особенность чупинских граувакк — их крайне низкая степень химической дифференциации в ходе осадочного процесса, значительная

роль мафического, преимущественно вулканогенного, материала, а также вещества кислых и средних вулканитов, которые и служили главными источниками детритового материала. Все это свидетельствует о незначительном переносе материала из ближайших источников, которыми были вулканиты и плутониты океанического ложа, юных, а отчасти зрелых островных дуг, а также наиболее ранние вулканиты Тикшеозерского зеленокаменного пояса, и лишь в ограниченном количестве — тоналиты из дальних источников.

Сам бассейн седиментации, по всей вероятности, возникал и развивался, особенно его глубоководная часть, в связи с субдукцией океанической плиты. Осадочный и вулканогенный материал, накапливавшийся в «желобе», сразу же затягивался в зону субдукции, формируя аккреционную призму, роль которой выполняли сформировавшиеся тогда Чупинский, а возможно, и Хетоламбинский покровы, которые, как следует из анализа структуры, первоначально погружались под Карельский микроконтинент. Первый метаморфизм супракрустальной толщи проявился на рубеже 2850 ± 20 млн лет (Бибикова и др., 1993). По другим данным, возраст этого древнейшего метаморфического эпизода составляет 2820 млн лет (гл. 3), а возраст вулканитов Чупы — 2850 ± 30 млн лет, что достаточно точно определяет время седиментации. Несколько раньше (2880—2820 млн лет назад; Бибикова и др., 1999) в связи с субдукцией происходило формирование ранних вулканитов Керетского и Тикшозерского поясов, которые для этого времени могут быть идентифицированы как юные островные дуги. Подтверждением такого заключения является тот факт, что самые древние тоналиты этой зоны имеют молодой (2780 млн лет) возраст по сравнению с упомянутыми вулканитами.

На территории Карелии в этот период наиболее активные тектонические и метаморфические события происходили в Водлозерском домене. На северной окраине домена возникала рифтогенная структура, эволюция которой привела к образованию Южно-Выгозерского и Каменноозерского зеленокаменных поясов с бимодальным вулканизмом. Изотопный состав неодима вулканитов этих структур свидетельствует о деплетированном характере мантии того времени. Проявление тектоники растяжения может быть комплементарным по отношению к тектоническим процессам в других синхронных структурах.

В это же время имеет место активный магматизм в аккреционной зоне на западе Водлозерского домена (второй этап кислого и среднего вулканизма, интрузии базитов, тоналитов, трондьемитов и первых в геологической эволюции щита дву-

полевошпатовых гранитов), а также в центральной части домена, где в более древние гранитоиды и гнейсы внедрялись интрузии габбро-норит-диоритов, гранодиоритов, тоналитов, несущих изотопные метки контаминации более древним коровым веществом. В этот период времени было несколько этапов метаморфизма и мигматизации в условиях амфиболитовой фации и соответствующие им этапы деформаций. Аналогичные синхронные процессы происходили в Западно-Карельском домене, его западной части, на территории Финляндии.

Формирование мантийных и коровых расплавов на начальной стадии этого этапа наилучшим образом объясняется с позиций модели подъема плюма, приведшего к внедрению в кору высокотемпературных мафических магм и прирастанию снизу слоя базитов (андерплейтинг).

Магматические и тектонические процессы, имевшие место в течение трех рассмотренных периодов эволюции, привели к образованию на юго-востоке щита первой достаточно стабильной и крупной (более 60 000 км^2) структуры — Водлозерского домена.

Период 2.85—2.74 млрд лет

Важнейшим событием в это время на территории Карелии (рис. 6.4) было продолжение и завершение формирования северных зеленокаменных поясов Центральнокарельского домена (Парандово-Пебозерского, Керетского и Тикшеозерского) — окончание кислого и среднего вулканизма, внедрение плутонических пород (диоритов и тоналитов), комплекса гранитоидов I-типа, связанных с развитием известково-щелочной вулканической серии. Они, как уже отмечалось, играли роль сначала юных, а в этот период — зрелых островных дуг. В настоящее время Парандово-Пебозерский, Керетский и Тикшеозерский пояса вместе с прилегающими гранито-гнейсовыми и тоналито-гнейсовыми ареалами представляют собой сложную аккреционную, коллажированную структуру. Обращает на себя внимание синхронность рассматриваемых зеленокаменных поясов с поздними стадиями эволюции сходных структур в Кольской провинции.

Несомненно, что в связи с развитием Северо-Карельских островодужных систем происходит рост новой, существенно тоналитовой континентальной коры, который охватывал период времени 2.78—2.74 млрд лет. Судя по геохимическим данным, все они имеют главным образом ювенильное происхождение

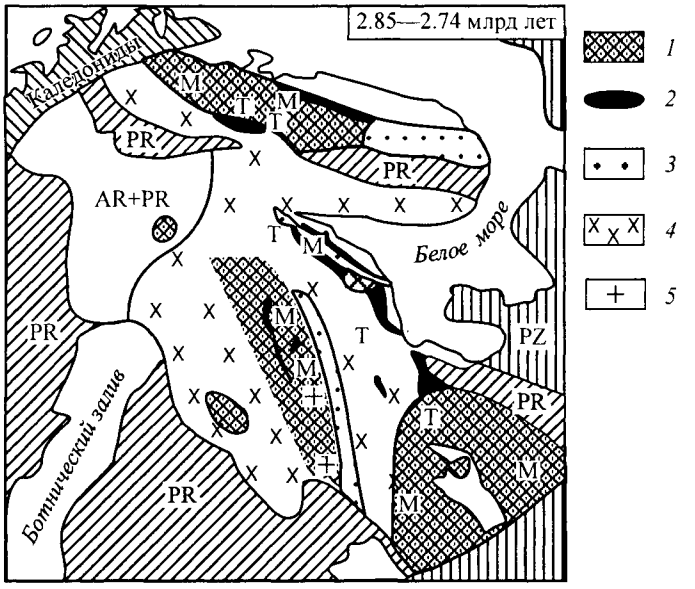


Рис. 6.4. Распределение фрагментов сиалической коры Фенноскандинавского щита, сформированных в период 2.85—2.75 млрд лет.

1 — фрагменты более древней коры; *2* — зеленокаменные пояса; *3* — парагнейсовые пояса; *4* — новообразованная сиалическая кора; *5* — поздние интрузии гранитов. Т — ТТГ-интрузии, М — метаморфизм.

и пережили лишь короткую коровую предысторию. Модельный возраст (по Nd) редко и очень незначительно превышает 2.9 млрд лет. В названный период времени Беломорский пояс функционировал как аккреционный ороген. Относительно молодые (2.68 млрд лет) породы тоналит-трондьемитовой ассоциации образовались в существенной своей части за счет ранних ювенильных тоналитов, путем их парциального или полного плавления при ультраметаморфизме.

Одновременно с этим на восточной пассивной окраине Западно-Карельского домена и в его центральной части возникают рифтогенные структуры; связанный с ними бимодальный вулканизм (со значительным преобладанием основных и ультраосновных пород) приводит к образованию Костомукшского зеленокаменного пояса, а также пояса Суомуссалми—Кухмо—Типасярви. Комплементарным по отношению к зонам растяжения и зеленокаменным поясам рифтогенного типа с бимодальным магматизмом было формирование высокоградных метаморфических поясов и ареалов, в которых проявлена интенсивная изоклинальная складчатость. Эти события происходили в ин-

тервал времени 2858—2837 млн лет (табл. 4.5) и относились ко второму этапу развития данных структур (Luukkonen, 1985). Он почти точно совпадает с субдукцией Хетоламбинского террейна под микроконтинент и с проявлением самого раннего метаморфизма чупинских супракрусталов.

В Кольской провинции в это время продолжали существовать бассейны седиментации и формировались супракрустальные комплексы (главным образом верхние осадочные части разрезов) зеленокаменных поясов и Кейвской парагнейсовой структуры. Произошло ослабление вулканических процессов, а, судя по составу собственно кейвской свиты, область стабилизировалась и превращалась в пассивную континентальную окраину. Тем не менее процессы корообразования продолжались и выразились в формировании значительных объемов пород тоналит-трондьемитовой ассоциации в интервалах времени 2835—2865 и 2830—2834 млн лет. Несколько позже (2807—2828 млн лет) в глубинных зонах достигался пик регионального зонального (вплоть до гранулитовой фации) метаморфизма. Все это дает возможность заключить, что в Кольской провинции раньше, чем в Беломорском подвижном поясе, завершились и кратогенные процессы, и тектоническая стабилизация территории.

С этим же этапом связаны внедрение гранодиоритовых (2733 млн лет), плагиомикроклиновых гранитных (2760 млн лет) интрузий, формирование щелочно-гранитных и граносиенитовых (2790—2810 млн лет) массивов, тел турмалиновых и редкометалльных пегматитов (2730 млрд лет) по периферии зеленокаменных поясов и Кейвской структуры. Синхронно с этим в супракомплексах происходил прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации And-Sill и Ky-Sill фациальных серий. В нижних частях земной коры этот метаморфизм являлся регрессивным по отношению к породам кольской серии и древней ТТГ-ассоциации. С ним связано формирование больших плутонов и даек гранодиоритов (эндербитов и эндербито-чарнокитов) с возрастом 2709—2762 млн лет.

К середине рассматриваемого периода (примерно 2.8 млрд лет), таким образом, было сформировано два стабильных блока континентальной коры — Кольско-Норвежский и Фенно-Карельский, которые были разделены океаническим бассейном. Размеры последнего оценить нельзя. Его граница с Карело-Кольским блоком (или микроконтинентом) была конвергентной. Характер взаимодействия Кольского микроконтинента с предполагаемой океанической плитой достоверно не устанавливается. С одной стороны, есть указания на то, что в результате

этого взаимодействия происходит нарастание новой континентальной коры. С другой стороны, улавливается тенденция перерождения южной части Кольско-Норвежского микроконтинента в пассивную окраину.

Период 2.73—2.58 млрд лет

Беломорский пояс — это эталонный позднеархейский коллизионный ороген. Поэтому описание эволюции этой структуры в названный период развития Балтийского щита является одной из задач настоящего исследования. Позднеархейская коллизия находит выражение как в метаморфизме (в инвертированной зональности и в компрессионном тренде охлаждения), так и в формировании покровно-надвиговой структуры. Непосредственно момент образования надвигов датирован только в одном месте. Был определен возраст диоритов, синкинематических по отношению к формированию так называемого Романовского шва (2731 ± 8 млн лет). Но если связать коллизию с высокобарическим и высокотемпературным метаморфизмом, что не вызывает сомнения, то возможности точной привязки коллизионной геодинамической обстановки к шкале времени значительно увеличиваются. Ее следует ограничивать рамками 2740—2650 млн лет. Параметры метаморфизма, синхронного с внедрением диоритов, составляют $T = 650—700°$, P до 9 кбар. С этого рубежа и примерно до 2700 млн лет или даже позднее — до 2690 млн лет (внедрение габбро, норитов и диоритов в Тупой губе) проявляется локальный умереннобарический гранулитовый метаморфизм с параметрами $T = 800°$, $P \sim 6$ кбар. И только после этого условия метаморфизма сменились высокобарическими (12—13 кбар), но несколько более низкотемпературными (650—750°). С процессом резкой декомпрессии и с более поздним отрезком времени (2690—2650 млн лет), когда проявился высокотемпературный кианитовый метаморфизм, принято связывать собственно коллизию, и в частности покровообразование. Но судя по имеющейся информации, и поздние коллизионные покровы, а тем более ранние, связанные с субдукцией, к этому времени давно сформировались. Об этом свидетельствует возраст куполов, протыкающих коллизионный аллохтон в районе Энгозера — 2820 млн лет (Бибикова и др., 1955; Бибикова и др., 1999). Более того, эти купола имеют форму, близкую к симметричной, что свидетельствует о куполообразовании, наложенном на покровы, уже завершившие свое развитие и продвижение. Остается предположить, что или возраст куполо-

образования не соответствует действительности, или высокобарный метаморфизм не сопровождал покровообразования, а проявился в области, перекрытой ныне эродированными покровами с запозданием на 30—40 млн лет. С другой стороны, начало коллизии можно связывать с первым высокобарическим эпизодом, т. е. с внедрением романовских диоритов.

Во всяком случае, позднеархейская коллизия в структурном отношении привела к становлению новообразованного коллизионного аллохтона, который в настоящее время представлен двумя покровами — Хетоламбинской пластиной, перекрывшей край кратона, значительную часть зеленокаменного пояса, и вызвавшей бурное куполообразование, и Ориярвинским покровом, который в силу своего тоналито-гнейсового состава не нарушил существенно установившегося гравитационного равновесия и не привел к формированию куполов. Именно поэтому на обширной территории, которая была перекрыта этим покровом, развиты только свекофеннские купольные структуры. Специфика коллизионных покровов заключается в том, что они в отличие от покровов субдукционной стадии выдвигались на краевую часть Карельского кратона. Не исключено, что коллизионный аллохтон состоял и из других покровов, одни из которых полностью эродированы, другие — еще не идентифицированы. Но для понимания тектонической ситуации принципиальное значение имеет то, что в его состав входил Хетоламбинский покров, который одновременно был субдуцирован под край кратона, — в противном случае мы бы не имели Тикшеозерского пояса, связанного с субдукцией, — и в то же время надвинут на край кратона и Тикшеозерский пояс. Разновозрастные порции тоналитов, внедрявшиеся во временно́м интервале, отделяющем субдукцию от коллизии (2820—2740 млн лет), дают основание полагать, что по сути мы имеем дело с единым длительным позднеархейским развитием, которое выразилось в перерастании субдукции в коллизию.

Еще один процесс привлекает внимание в связи с анализом динамики взаимодействия Фенно-Карельского микроконтинента и Беломорского подвижного пояса. Это — формирование Нотозерского интрузивного комплекса и его аналогов: плутонов Таваярви и Поньгом-Наволок (имеются в виду ортопироксеновые диориты, тоналиты и трондьемиты с возрастом 2728 млн лет). Все они укладываются в узкий временной интервал — 2730—2700 млн лет — и обладают ярко выраженной геохимической характеристикой активных плутонитов континентальной окраины. Поэтому можно сказать, что они очерчивают северо-восточную границу Фенно-Карельского микроконтинента для позд-

неархейского времени, которая существенно не совпадает с границей между блоками земной коры в раннем протерозое. Появление в существенной своей части гранитоидных плутонитов такого сорта, казалось бы, требует продолжения субдукции океанической плиты. Никаких прямых доказательств этому нет. Кроме габбро-плагиогранитной серии плутониты нотозерского комплекса содержат в себе нормальные граниты (в том числе чарнокиты). Такой характер магматизма свидетельствует не столько о режиме активной континентальной окраины, сколько о прекращении ее существования. В то же время с появлением этих плутонитов связано проявление активных эндогенных процессов, в частности высокоградного (гранулитового) метаморфизма, свидетельствующего о появлении в сформированной незадолго до этого коре положительной термической аномалии, что также очень характерно для активных окраин и тоже может быть связано с субдукцией. И метаморфизм, и рассматриваемый плутонизм являются процессами по существу доколлизионными, что неплохо согласуется как с геологическими наблюдениями, так и с данными изотопной геохронологии.

С коллизионными процессами на глубине связаны явления ультраметаморфзма, парциального плавления толщ в зонах глубокого метаморфизма и гранитизации. Существуют комплексы мигматитов, автохтонных и параавтохтонных гранитоидов, часто принадлежащих S-типу. Кульминация процессов диатексиса и формирования рассеянных коровых очагов относится ко времени 2.68 млрд лет (формирование поздних тоналитов). Завершаются коллизионные процессы ультраметаморфизма к рубежу 2.58 млрд лет. Аллохтонные граниты коллизионного типа в силу глубокого эрозионного среза Беломорского пояса отсутствуют.

Еще раз подчеркнем, что Беломорский подвижный пояс среди архейских структур Балтийского щита является самым молодым как по времени проявления инициальных процессов, так и по процессам, завершающим их активное развитие. Так, в пределах Фенно-Карельского микроконтинента завершающие комплексы субщелочных гранитоидов формировались уже в период 2.85—2.74 млрд лет. На Кольском полуострове в это время происходило становление массивов габбро-анортозитов (2610—2679 млн лет), свидетельствующих о начале распада континента и основной массы щелочных гранитов (2751—2674 млн лет) в обрамлении Кейвской структуры, в том числе и массива нефелиновых сиенитов и щелочных габбро Сахаръйок (2630 млн лет). В Центральнокольском и Мурманском блоках с этим этапом связано формирование интрузивной монцонит-сиенитовой серии с возрастом 2727 ± 28 млн лет.

На основании имеющегося изотопно-геохронологического материала можно оценить максимально возможную продолжительность тектонических циклов в архее, которая вряд ли выходит за рамки 200 млн лет, что вполне сопоставимо с фанерозойскими циклами. На самом деле они еще более короткие. На Хизоварской структуре Керетского зеленокаменного пояса можно убедиться в том, что продолжительность всей последовательности событий около 150 млн лет. Она распадается на два цикла, отражающих развитие этой структуры как юной и зрелой островной дуги.

Развитие плюмов и их роль в формировании структуры архейской коры (3.0—2.8 млрд лет)

Формирование гранит-зеленокаменных областей Балтийского щита, по изотопно-геохронологическим данным, охватывает период времени 3.1—2.65 млрд лет, причем в этом интервале можно выделить три возрастные группы проявления вулканических процессов ранних стадий формирования зеленокаменных поясов: 2.9—3.05 млрд лет — Центральная и Восточная Карелия, 2.8—2.9 млрд лет — Кольский полуостров и Северная Карелия, 2.75—2.8 млрд лет — Восточная Финляндия и Западная Карелия, а также комплиментарных процессов гранитообразования и структурно-метаморфического преобразования завершающих стадий их развития, которые в целом смещены во времени на 100—150 млн лет. В совокупности эти данные отражают временной тренд взаимодействия астеносферы, литосферной мантии и коры при формировании гранит-зеленокаменных областей и развития архейской *континентальной литосферы* Балтийского щита в целом. Длительность формирования ее отдельных латеральных элементов может быть оценена не более чем в 250—200 млн лет.

Основная эндогенная деятельность в зеленокаменных поясах (ЗКП) связана с динамикой эволюции верхней мантии, которая являлась главным источником их вещества и геодинамической причиной их зарождения. Коматиитовый магматизм является наиболее очевидным объектом, отражающим состав астеносферной мантии и динамики тех процессов, которые привели к зарождению и развитию архейских зеленокаменных поясов. Температуры ликвидуса «сухих» коматиитовых расплавов, установленные экспериментально и расчетным путем, находятся в интервале 1530—1730 °С, что означает перегретость

их мантийного источника относительно температуры окружающей мантии на 250—350 °С. Наиболее высокотемпературными (1620—1720 °С) являются коматииты Кольского полуострова, менее высокотемпературными — Костомукшской структуры (1580—1650 °С), наименее высокотемпературными — коматииты Центральной Карелии (1570—1590 °С). Такая же тенденция устанавливается при сравнении региональных особенностей состава коматиитов с результатами экспериментов по плавлению различных составов мантийных субстратов.

Изучение состава архейского (3.2—2.6 млрд лет) коматиитового магматизма Балтийского щита позволило установить существование изотопно-геохимической неоднородности его верхнемантийных источников и предположить, что их эволюция была обусловлена как первичной гетерогенностью мантии, так и процессами смешения гетерогенного деплетированного вещества верхней мантии (DM1 и DM2) и недеплетированной (примитивной) компоненты (CHUR или UM) нижней мантии. Наиболее деплетированная мантия (N-DM1-$\varepsilon_{Nd_T} \sim +4.2 \pm 0.2$) служила источником коматиитов ЗКП Восточной и частично Центральной Карелии, первичные расплавы которых отделились от нее в 3016 млн лет. Основной объем коматиитов ЗКП Центральной Карелии являлся продуктом первичных расплавов, отделившихся от мантийного источника в 2980—2937 млн лет. Этот источник представлял собой смесь в различных пропорциях компонент деплетированной верхней мантии (E-DM2 и N-DM1) и недеплетированной нижней мантии (CHUR или PM). Наиболее высокотемпературные и глубинные коматииты Кольского полуострова, Северной и частично Западной Карелии образовывались при плавлении деплетированной мантии E-DM2—типа ($\varepsilon_{Nd_T} + 2.6 \pm 0.3$), с временем отделения первичных расплавов от этого источника в 2870 млн лет.

Коматииты Балтийского щита имели по крайней мере *четыре типа* мантийных источников, различающихся минералогическим составом и степенью деплетированности легкими лантаноидами: 1) «нормальный», недеплетированный гранатсодержащий мантийный перидотит; 2) деплетированный (DM_1) (2 %-ным предварительным плавлением) гранатсодержащий мантийный перидотит; 3) «примитивный»,безгранатовый мантийный перидотит ($P = 2.5$—4.0 GPa) и 4) «ультрадеплетированный» (DM_2) (5 %-ным предварительным плавлением), безгранатовый мантийный источник.

Геохимические особенности, изотопная систематика и петрология полигенных и полихронных гранитоидных комплексов (в том числе древнейших TTG-ассоциаций) Балтийского щи-

та позволяют связывать их происхождение на всем протяжении (3.4—2.75 млрд лет) формирования и эволюции коры Балтийского щита с плавлением метаморфизованных (водосодержащих) основных пород коры (Чекулаев, 1996). Эти данные дают основание считать, что по крайней мере начиная с ~3.2 млрд лет изменение физических характеристик континентальной коры и литосферы Балтийского щита в целом определялось только перераспределением масс при генерации гранитоидов, а прирост ее мощности происходил в верхнекоровых структурах зеленокаменных поясов за счет поступления вещества из мантийной астеносферы.

Присутствие гранитоидов с наиболее древним коровым источником (3.5—3.0 млрд лет) в Восточной и Центральной Карелии наряду с установленным «ультрадеплетированным» мантийным источником ($\varepsilon_{Nd_T} = +4.4 \pm 0.3$) для более молодых (3.0—2.9 млрд лет) коматиитов этой части Балтийского щита свидетельствует о существовании корового вещества еще до заложения ЗКП. Менее деплетированные мантийные источники коматиитов, установленные практически во всех ЗКП Балтийского щита, возможно интерпретировать как свидетельства существования различных комплементарных объемов коры до более позднего этапа взаимодействия астеносферно-литосферной геодинамической системы, связанного с зарождением и развитием зеленокаменных поясов.

Отсутствие прямых изотопно-геохимических признаков существования на Кольском полуострове и в Северной Карелии корового вещества древнее 2.9 млрд лет, а также современные геофизические характеристики литосферы этих частей Балтийского щита позволяют предположить, что ко времени появления здесь эндогенной активности, связанной с формированием зеленокаменных поясов, мощность и «зрелость» коры и литосферы в целом были меньшими по сравнению с карельской частью щита.

Вертикальная и латеральная изотопно-геохимическая гетерогенность состава мантийных источников первичных коматиитовых расплавов как в пределах одной зеленокаменной структуры, так и зеленокаменных поясов одной возрастной группы в целом однозначно указывает на отсутствие конвективного перемешивания и гомогенизации мантийного вещества в пределах архейской астеносферы Балтийского щита. Следовательно, при отсутствии полномасштабного конвективного механизма тепло- и массопереноса в области магмогенерации коматиитовых расплавов поступление энергии и вещества из мантии в тектоносферу следует связывать с взаимодействием мантий-

ного плюма с астеносферой и литосферой или предполагать, что размеры конвективных ячеек в верхней мантии были сопоставимы с масштабами установленной изотопно-геохимической неоднородности мантийных источников архейских коматиитов.

Анализ закономерностей пространственного и временно́го распределения ЗКП, литолого-формационных особенностей вулканогенно-осадочных комплексов и неоднородностей геохимического и изотопного состава коматиитов и их мантийных источников (резервуаров) показывает, что наиболее убедительно они могут быть объяснены в рамках модели развития двух разновозрастных мантийных плюмов (I и II); развитие астеносферно-литосферной геодинамической системы Балтийского щита в архее (3.1—2.6 млрд лет) может быть подразделено на несколько стадий, каждая из которых характеризуется рядом особенностей и взаимосвязанных причинно-следственных явлений.

Предложенная модель эволюции литосферы и астеносферы Балтийского щита в архее (3.1—2.6 млрд лет), не претендуя на всеобъемлющий охват и объяснение всех существующих геологических данных различного ранга значимости, позволяет адекватно связать их между собой и учесть ряд новых, в том числе принципиально важных, фактов и явлений, ранее неизвестных или же не принимавшихся во внимание. Прежде всего к таким фактическим данным следует отнести установленную закономерную эволюцию и латеральную полихронность, а также полигенность эндогенных процессов формирования зеленокаменных поясов Балтийского щита и его континентальной литосферы в целом.

1-я стадия (3.1—3.0 млрд лет). Воздымание из зоны раздела нижней и верхней мантии плюма-I, имевшего радиус головной части не менее 300 км, под областью Восточной и Центральной Карелии приводило к сводовому поднятию континентальной литосферы без нарушения ее сплошности, причем контуры напряжений и векторы упругого смещения в коре в этом случае были ориентированы так, что вызывали ее комплементарное растяжение и прогибание в смежных областях, в том числе Кольского полуострова, Северной и Западной Карелии. Сводовое поднятие коры служило областью сноса для бассейнов осадконакопления в компенсационных депрессиях по его периферии, в которых отлагались «нижние терригенные толщи» ЗКП Кольского полуострова и Западной Карелии (Костомукшская структура).

2-я стадия (3.0—2.9 млрд лет). Эта стадия развития адиабатически поднимающегося плюма-I и его взаимодействия с ли-

тосферой связана с нарушением ее сплошности транслитосферными разломами, достигавшими очагов плавления как неделетированного вещества (UM) плюма, так и окружающей его деплетированной верхней мантии (DM_2). Магматизм ЗКП этого этапа определялся высоким положением изотермы плавления мантийного субстрата, глубиной проникновения разломов и разнородными латеральными характеристиками верхней мантии, коры и литосферы в целом. Как следствие сочетания этих причин явилось практически одновременное появление в ЗКП Восточной и Центральной Карелии инициальных глубинных коматиитовых расплавов различных изотопно-геохимических типов, малоглубинных толеитовых и андезитовых (Юго-Западная Карелия) вулканитов. Наиболее дискуссионным положением в этой схеме является петрологическая и геодинамическая интерпретация инициального андезит-дацитового вулканизма в ЗКП «хаутаваарского типа». Существующие петрогенетические ограничения генерации инициальных андезитовых и дацитовых расплавов и немногочисленные изотопные данные для базальт-андезит-дацитовых вулканитов и их мантийных источников Хаутаваарской структуры ($\varepsilon_{Nd_T} = +1.5—+0.4$) позволяют связывать их происхождение с фракционированием первичных мантийных расплавов бонинитового состава с содержанием ~7 % воды. Это в свою очередь требует присутствия амфибола на ликвидусе плавления мантийного субстрата, что в общей схеме глубинного петрогенезиса может быть реализовано при 4 %-ном плавлении примитивного вещества «головы» плюма на «шпинелевом» уровне глубинности с комплементарным образованием «сухого» рестита — источника для последующих коматиитовых и толеитовых выплавок. Такая схема петрогенезиса инициальных андезит-дацитовых расплавов при заложении ЗКП Юго-Западной Карелии приводит к заключению о существовании наряду с изотопно-геохимической неоднородностью верхней мантии еще одного показателя гетерогенности ее состава — различной степени гидратированности.

Дальнейший подъем плюма-I, вплоть до границы с литосферной мантией (гранатовые амфиболиты и/или эклогиты — реститы плавления древних базитовых комплексов при генерации TTG-ассоциаций), вызывал ее плавление и образование астеносферных линз, что на поверхности выражалось проявлением андезит- и базальт-дацитовой (бимодальной) серий вулканизма с изотопными параметрами преимущественно корового характера (εNd_T от -1.0 до -6.0). Такие изотопные характеристики позднего этапа вулканизма ЗКП Центральной и Восточной Карелии являются еще одним свидетельством существования

в это время здесь достаточно зрелой полихронной литосферы континентального типа с признаками вещественной и тектонической расслоенности. Эта гетерогенность литосферы имела как вертикальную, так и латеральную составляющую, что обусловило, с одной стороны, исключительно бимодальный вулканизм в Восточной Карелии, с другой — полигенность кислого и среднего магматизма в целом. Источником этих расплавов служили сиалическое вещество коры и ее древние базитовые ассоциации (например, волоцкая толща Водлозерского блока Восточной Карелии).

Закономерная в целом для архейских зеленокаменных поясов смена мантийного (коматиитового и толеитового) магматизма ранних стадий развития на магматизм кислого и/или среднего состава означает окончание непосредственного тепло- и массовзаимодействия астеносферы и литосферы. Во многом это определялось достижением плюмом определенного «компенсационно-изобарического» уровня всплывания. Учитывая высокую плотность вещества, слагающего плюм (~3.0—3.1 г/см^3), этот уровень будет определяться в общем случае (без учета длительности пребывания плюма в литосфере, его объема и плотностной гетерогенности коры и литосферы в целом) мощностью литосферы, а также степенью деплетированности и объемом верхней мантии (DM). Последнее обстоятельство связано с тем, что природа деплетированной мантии определяется удалением из нее в результате частичного плавления наиболее легкоплавких компонентов и соответственно — обогащением рестита (собственно DM) тугоплавкими железо-магнезиальными компонентами, что увеличивает его плотность до 3.3—3.5 г/см^3.

Таким образом, установленная по изотопно-геохимическим и петрологическим данным бóльшая степень деплетированности верхней мантии Центральной и Восточной Карелии, предполагает более высокий «компенсационно-изобарический» уровень проникновения примитивного, недеплетированного (UM) вещества мантийного плюма-I при его адиабатическом всплывании.

В свою очередь то или иное гипсометрическое положение плюма будет определять плотность и интенсивность теплового потока, температурный профиль литосферы и соответственно положение «критической» для появления палингенно-анатектических процессов в коре геоизотермы 650—700 °С. Возникновение «коровых астеносферных линз» (Митрофанов и др., 1986), с одной стороны, препятствовало проникновению мантийных расплавов в кору и тем самым открывало путь возникновению

механизма «андерплейтинга» (т. е. кристаллизация расплавов ниже этого термостатирующего слоя и увеличение мощности нижних частей литосферы), а с другой — определяло «коровые» изотопно-геохимические характеристики средних и кислых вулканитов зеленокаменных поясов.

Декомпрессионно-адиабатическое всплывание мантийного плюма-I до «компенсационно-изобарического» уровня должно было вызвать его латеральное растекание и рассеивание теплового потока в вышележащей коре с прогрессивным ее плавлением и генерацией больших масс гранитоидов. Возникновение палингенно-анатектических расплавов, обладающих дефицитом плотности по отношению к вулканогенным комплексам зеленокаменных поясов, определяло их гравитационную неустойчивость и внедрение в верхнюю кору с адекватным по времени погружением более плотных вулканогенно-осадочных призм, их высокоградиентный метаморфизм, что в итоге приводило к восстановлению гравитационного равновесия коры и ее стабилизации ко времени ~2.8 млрд лет.

3-я стадия (2.9—2.8 млрд лет). Геодинамическая обстановка эволюции астеносферы и развития литосферы Балтийского щита в это время определялась проявлением воздействия плюма-II на литосферу в области Кольского полуострова и Северной Карелии и «отмиранием» плюма-I с закономерным превращением его в так называемый нисходящий «холодный» плюм. Трансформация восходящего мантийного горячего плюма-I в нисходящий холодный сопровождалась сокращением его объема, которое для силикатных систем составляет около 10 %.

Более молодая кора и соответственно литосфера этой части Балтийского щита с относительно меньшей мощностью и степенью «континентальной зрелости» определяли реологическую реакцию литосферы (ее утонение и появление магмовыводящих разломов) при более глубоком положении плюма-II и геотерм плавления мантийного вещества ($P > 4$ GPa). Еще одной особенностью строения и состава коры этого региона, вероятно, следует считать присутствие в ее нижних частях гранулитов, которые в настоящее время выведены на поверхность в центральной части Кольского блока и Вокнаволкском блоке Западной Карелии. Сравнительно небольшое избыточное давление в литосфере, связанное с более низким «компенсационно-изобарическим» уровнем всплывания плюма-II в пределах менее деплетированной и соответственно более плотной верхней мантии, определили поведение литосферного вещества как упругого тела, что приводило к увеличению ее прочности на разрыв при превышении растягивающих напряжений предела прочности

пород на сдвиг. Вероятно, именно эти реологические свойства литосферы и астеносферной мантии определили значительно более обширную реконструируемую область проекции «опосредованных» свойств плюма-II и локализацию мантийного магматизма в Кольском геоблоке практически только в двух протяженных зонах, которым соответствуют Колмозеро-Урагубский и Терско-Аллареченский зеленокаменные пояса. Эти же причины в большей степени влияли на появление здесь, с одной стороны, более глубинных и высокотемпературных коматиитовых расплавов, а с другой — их в целом менее деплетированные изотопно-геохимические характеристики. Меньшая степень «дренированности» литосферы глубинными разломами определяла здесь также более высокую термостатированность коры и литосферной системы в целом, что соответственно должно было вызывать «сближение» геоизотерм (т. е. повышенный геотермический градиент).

Сочетание относительно невысокой мощности коры и литосферы с низким уровнем проникновения мантийного диапира ($P > 4$ GPa) создавало здесь уникальную геодинамическую обстановку «андерплейтинга», связанную с наращиванием мощности литосферы и коры при кристаллизации основных расплавов в глубинных условиях (гранатовые амфиболиты и эклогиты).

Критической в отношении геодинамических обстановок, вероятно, являлась в этот период область (предположительно соответствующая Северной Карелии) взаимодействия и интерференции нисходящих движений, связанных с нисходящими масса-потоками при отмирании плюма-I, и вертикального вектора тектонических процессов, определяемых развитием плюма-II. Гравитационное «соскальзывание» литосферных пластин по поверхности воздымающегося плюма-II вызывало на его периферии их скучивание и формирование складчато-покровных тектонических аллохтонов с проявлением низкоградиентного метаморфизма. Уникальность геодинамической обстановки была связана с тем, что опускание литосферы при нисходящем массопереносе в астеносфере компенсировалось тектоническим скучиванием коровых пластин в области интерференции плюм-тектонических процессов, что создавало обстановки, схожие с геодинамическими режимами «коллизии типа континент—континент». Вероятно, именно эти причины предотвращали интенсивное горообразование и соответственно денудацию с комплементарным осадконакоплением этого возраста.

На Балтийском щите зафиксировано множество геологических событий, которые могут создать впечатление перманентного развития территории. Но это не так. На самом деле, легко выделить характерные периоды раннепротерозойского геологического развития, которое проявлялось в пределах структур, резко отличающихся друг от друга. Это пять главных провинций, или мегаблоков, подробно описанных в предыдущих главах.

Главные особенности структуры Кольско-Норвежской провинции были предопределены в архее, а в раннем протерозое они испытали более или менее сильные, но строго локализованные преобразования. С одной стороны, это зоны рифтогенеза, крупнейшие из которых — Печенгская и Имандро-Варзугская, а также более мелкие структуры, — исследованы с большой детальностью. Уже к концу архея здесь сложилась обстановка тектоники растяжения, когда после тектонической стабилизации, выразившейся в формировании комплексов субщелочных и щелочных плутонитов, происходило внедрение основных магм и произошло становление расслоенных габбро-лабродоритовых интрузий. В начале протерозоя (с рубежа примерно 2.5 млрд лет) произошло заложение системы рифтов.

Второй, свекофеннский, период тектонической эволюции выразился в формировании системы взбросов и надвигов, один из которых развит, например, на южной окраине Печенгской структуры, когда было редуцировано ее южное крыло, на окраинах Имандро-Варзугской структуры, на границе Мурманского блока с его южными соседями.

В пределах Фенно-Карельского микроконтинента и Беломорского пояса заложение раннепротерозойских рифтов проявилось еще более отчетливо и выразилось в формировании комплексов расслоенных интрузий в Северной Карелии (например, Олангская группа) и Юго-Восточной Карелии (Бураковская группа). В Беломорском поясе эта стадия проявилась в формировании комплексов друзитов, по возрасту точно коррелирующихся с расслоенными базит-ультрабазитовых интрузий. Свекофеннская коллизия захватила почти всю территорию Беломорского пояса и отчасти Фенно-Карельский континент, а именно его фрагмент, располагающийся в Южном Беломорье.

Свекофеннская провинция целиком относится к областям поздней палеопротерозойской генерации континентальной коры, и там нет не только архейской коры, но и ранней палеопротерозойской, если не считать, конечно, эпикратонной Ладожско-Ботнической зоны.

В обширной области архейской генерации коры ключевыми являются Лапландский гранулитовый пояс и комплементарные структуры. Среди схем развития ЛГП наиболее распространены модели, основывающиеся на тектонике плит (Прияткина, Шарков, 1979; Глебовицкий, 1993, 1996; Митрофанов и др., 1995; Минц и др., 1996; Виноградов и др., 1997; Балаганский и др., 1998а; Barbey et al., 1984; Marker, 1985; Gaál et al., 1989; Bridgwater et al., 1992; Hjelt et al., 1996; Daly et al., 2001). Суть предлагаемой ниже эволюционной модели идентична той, которая описана П. Барби и его коллегами (Barbey et al., 1984). По их мнению, Лапландский пояс возник на месте самого главного в Северной Фенноскандии раннепротерозойского Лапландско-Кольского океана и маркирует одноименную коллизионную сутуру, возникшую после его закрытия. Именно поэтому ЛГП и комплементарные структуры стали местом проявления самой глубокой структурно-метаморфической переработки и образовали ядро Лапландско-Кольского орогена (ЛКО). Модель учитывает все современные данные (Balagansky, Daly, 2000; Daly et al., 2001) и осмыслена с позиций концепции террейновой тектоники (Балаганский и др., 1998а).

Период 2.5—2.0 млрд лет

Решающим аргументом в пользу вывода о том, что развитие ядра ЛКО включало океаническую стадию, является преобладание в протолитах парагранулитов ЛГП и Умбинского блока раннепротерозойского ювенильного материала (Бриджуотер и др., 1999; Huhma, Meriläinen, 1991; Sorjonen-Ward et al., 1994; Daly et al., 2001). Единственными бассейнами, в которых осадочные толщи накапливаются в основном за счет ювенильного материала, отделяемого от мантии практически во время седиментации, являются островодужные бассейны, неразрывно связанные с субдукцией океанической коры (De Paolo et al., 1991). Этот вывод также подтверждается островодужным характером магматических пород ядра ЛКО (Козлов и др., 1990; Barbey et al., 1986) и высокобарическим гранулитовым метаморфизмом вдоль границы Беломорского и Кольского мегаблоков (Глебовицкий и др., 1972; Прияткина, Шарков, 1979), который характерен для коллизионных зон. Достоверные реликты океанической коры в ядре ЛКО не сохранились; не исключено, что ими могут быть гипербазиты Нотозерского пояса (Виноградов, 1971).

Начало рифтогенеза ознаменовалось внедрением разнообразного комплекса расслоенных интрузий 2.4—2.5 млрд лет

назад. Растяжение было ориентировано по линии ВСВ—ЗЮЗ и привело к правосторонним движениям вдоль раннепротерозойских рифтов северо-западного простирания (Балаганский и др., 1998а; Balagansky et al., 2001). В Колвицком поясе деформации растяжения были сконцентрированы в правосторонних сдвиговых зонах, по которым внедрялись базальтовые и габбро-анортозитовые расплавы. В Колвицком габбро-анортозитовом массиве они протекали, скорее всего, на бóльших глубинах, что и объясняет их анортозитовую специализацию, высокотемпературные и высокобарические условия рассланцевания (Алексеев, 1997; Bridgwater et al., 1994, 1995). Похожим примером внедрения габбро-анортозитов в рифтовые структуры раннего протерозоя служат габбро-анортозитовые интрузии Ист-Бул-Лейк и Шекспир-Данлоп в Северной Америке (McCrank et al., 1989) с возрастами соответственно 2480 + 10/− 5 и 2491 ± 5 млн лет (Krogh et al., 1984). Этот факт подчеркивает глобальность явлений рифтогенеза на данном этапе геологического развития (Glebovitsky, 1997).

По возрасту (2.46—2.39 млрд лет) деформации этого периода могли быть отнесены к селецкому тектоническому циклу, однако ранее выделявшиеся селецкие структуры формировались в обстановке сжатия (Лазарев, 1973). Но идентификация селецких структур в Беломорье как структур сжатия (линейные складки, Miller et al., 1995; покровы, Sharkov, Smolkin, 1997) вызывает сомнение. Когда деформации и изотопный возраст строго увязаны друг с другом, в Беломорье для периода 2.4—2.5 млрд лет реконструируются условия растяжения, а не сжатия (Балаганский и др., 1998а; Balagansky et al., 2001). С. Б. Лобач-Жученко и др. (Lobach-Zhuchenko et al., 1998) привели геохимические данные в пользу кристаллизации в это же время беломорских лерцолитов—габбро-норитов и гранитов в анорогенных или внутриплитных условиях. Об анорогенных условиях также говорит и связь лерцолит-габбро-норитов и основных расслоенных интрузий с мантийным плюмом (Amelin et al., 1995; Шарков и др., 1996; Lobach-Zhuchenko et al., 1998): плюмы таким образом проявляются только во внутриплитных условиях или на границах расходящихся плит (Сейферт, 1991).

Медленное растяжение в анорогенных условиях в ядре ЛКО продолжалось вплоть до 2 млрд лет. В поясах Танаэлв и Колвицком развиты субщелочные и калиевые граниты (Приятkина, Шарков, 1979; Крылова, 1983; Терехов, Левицкий, 1995; Meriläinen, 1976), для которых получен возраст 2360 млн лет (Meriläinen, 1976) и 2289 ± 20 млн лет (Каулина, Богданова, 2000), а их геохимические особенности (Терехов, Левицкий,

1995) недвусмысленно указывают на анорогенные условия. Еще более молодым является пегматит с возрастом 2056 ± 3 млн лет, секущий рассланцованные основные гранулиты (Каулина, Богданова, 2000), которые залегают внутри тектонической линзы в меланже и были рассланцованы, как мы предполагаем, в условиях растяжения до образования меланжа (аналогично колвицким габбро-анортозитам и дайкам).

В результате на месте рифтов Танаэлв—Колвица возник раннепротерозойский Лапландско-Кольский океан. Однозначных данных о времени раскрытия пока нет, но мысль о том, что метавулканиты пояса Танаэлв с возрастом 2.04—2.06 млрд лет отвечают главной фазе растяжения (Marker et al., 1999), представляется вполне приемлемой. Так как в составе турбидитовых осадков (Barbey et al., 1984), накопленных в этом океане, присутствуют архейские детритовые цирконы (Бриджуотер и др., 1999; Tuisku, Huhma, 1998, 1999), причем примесь архейского материала предполагается и Sm-Nd изотопными данными (Daly et al., 2001), ширина океана должна быть незначительной.

Кольско-Норвежская и Карельская провинции развивались сходным образом. В их пределах формировались комплексы расслоенных базит-гипербазитовых интрузий, особенно широко распространенных в центральных частях Кольского блока (гора Генеральская, Главный хребет, Мончетундра), в северном обрамлении структуры Имандра-Варзуга (Федоровские и Панские тундры), в Северной Карелии (Олангская группа), в Северной Финляндии и в Юго-Восточной Карелии (Бураковская группа). Магматизм этого времени хорошо развит в пределах Беломорского подвижного пояса в виде комплексов друзитов. Характерно появление и гранитоидов в это же время. В дальнейшем, вплоть до рубежа 2 млрд лет, на заложенных в начале процесса рифтовых структурах развивались разного типа прогибы. На Кольском полуострове это существенно вулканогенные структуры — Печенгская и Имандро-Варзугская. В Карелии сильное развитие внутриплитного вулканизма свойственно только наиболее раннему сумийскому комплексу, тогда как весь разрез ятулия отличается субплатформенными, континентальными условиями седиментации и слабым проявлением вулканизма, редкими дайками и силлами внутриплитных базальтов. Поздний ятулий (2.06 млрд лет) характеризуется уникальной положительной аномалией $\delta^{13}C$, связанной с серьезными и внезапными изменениями в гидросфере и атмосфере, а вместе с тем — и в биосфере. Весьма существен переход к людиковию, одним их характерных признаков которого в Онежской структуре является интенсивный пикритовый вулканизм, синхрон-

ный с аналогичным вулканизмом в верхней части разреза Печенгской структуры на Кольском полуострове. Появление толщ такого рода иногда рассматривается как признак открытия океана. Применительно к Печенгской, а особенно Онежской, структуре такое предположение спорно. Несомненным же является то, что в это время (1.97 млрд лет назад) произошло открытие Людиковийского океана, о чем свидетельствует существование полных офиолитовых серий Иормуа и Оутокумпу. По-видимому, упомянутый выше Лапландско-Кольский океан одновременен с Людиковийским.

Период 2.0—1.8 млрд лет

Не позднее 1.96 млрд лет назад началось закрытие Лапландско-Кольского океана и известково-щелочного островодужного магматизма (вулканиты Терского блока, Daly et al., 2001, химизм которых отвечает островодужным образованиям, Иванов, 1987). Пику субдукционного магматизма в ЛГП отвечает формирование чарнокитового комплекса около 1.91—1.93 млрд лет (Sorjonen-Ward et al., 1994; Huhma, 1996; Tuisku, Huhma, 1998, 1999). В Умбинском и Терском блоках островодужные осадки образуют аккреционные призмы, испытывают зональный умереннобарический метаморфизм, нарастающий к юго-западу (Беляев и др., 1977), и рвутся эндербитами первой стадии умбинского комплекса (Виноградов, Виноградова, 1975), которые имеют возраст 1941 + 23/− 18 млн лет (Kislitsyn et al., 1999б) и по составу похожи на островодужные образования. Подтверждение этого вывода есть в работе В. А. Глебовицкого и сотр. (Glebovitsky et al., 2001).

Коллизия началась почти сразу же после субдукции. В Русской Лапландии нижняя возрастная граница рассланцевания в гранулитовой фации определяется возрастом 1943 ± 3 и 1947 ± ± 11 млн лет из абварских и вулварских габбро-анортозитов (Нерович, 1999), а верхняя близка рубежу 1.93 млрд лет (Бибикова и др., 1993; Каулина и др., 2000). Установлено наложение высокобарического метаморфизма на умереннобарический в районах Сальных тундр (Другова, Скублов, 2000) и Порьей губы (Прияткина, Шарков, 1979; Виноградов и др., 1980). В Колвицком поясе коллизия завершилась к рубежу 1912 млн лет: этот возраст отвечает позднеколлизионной лейкосоме (Kislitsyn et al., 1999а) и островодужным чарнокитам второй стадии умбинского комплекса (Glebovitsky et al., 2001), который содержит ксенолит гнейса с ортопироксен-силлиманитовой ассоциацией (Виногра-

дова, Владимиров, 1990). Субдуцированная океаническая кора не может переплавиться мгновенно, и ее остатки, погружающиеся в мантию под зоной коллизии, плавятся во время и после коллизии, и расплавы поднимаются вверх при условии, что коллизия была кратковременной. Таким образом, по характеру магматического источника гранитоиды второй ⟵⟶ стадии умбинского комплекса являются островодужными, а по времени — позднеколлизионными.

Главный коллизионный шов проходит по границе ЛГП с подстилающим его поясом Танаэлв и, по геофизическим данным, прослеживается вплоть до границы Мохоровичича (Walther, Flüh, 1993). В районе Порьей губы ярким его структурным выражением является высокобарический гранулитовый меланж на границе Умбинского блока с подстилающим Колвицким поясом. При коллизии в поясе Танаэлв были совмещены позднеархейские гранито-гнейсы, остатки пород с возрастом около 2.45 млрд лет и образования рифтовой и (или) океанической стадий (?) с возрастом около 2.05 млрд лет, а также островодужных пород с возрастом 1.92—1.93 млрд лет. В Колвицком поясе пластины позднеархейских гранито-гнейсов были внедрены в вулкано-плутонический разрез с возрастом 2.43—2.47 млрд лет. Положение коллизионного шва между Сальными тундрами и Порьей губой точно не известно, и на рис. 2.1 показано его местонахождение, обоснованное в работе В. В. Балаганского и др. (1998а).

Пояс Танаэлв полностью сорван с гранито-гнейсового основания. Он имеет двойственные черты: с одной стороны, это типичный аллохтон, а с другой — перемещения слагающих его компонентов, скорее всего, не превышают первых сотен метров, и пояс может быть классифицирован как параавтохтонный в широком смысле этого слова. В отличие от него в Колвицком поясе преобладают породы этапа 2.4—2.5 млрд лет, а реликты стратиграфического их залегания на гранито-гнейсах указывают на параавтохтонный характер. Терский и Стрельнинский блоки похожи на блок Инари и, по-видимому, представляют собой активные континентальные окраины, сложенные позднеархейскими породами, на которых были накоплены отложения задуговых бассейнов. Коллизия привела к значительной тектонизации блоков Инари и Терского, тогда как Стрельнинский блок был переработан только на контакте с Терским блоком.

На протяжении всего периода 1.9—2.0 млрд лет действовало сжатие вдоль линии ССВ—ЮЮЗ, но во время коллизии осуществлялись горизонтальные движения по границам блоков северо-западного простирания, при этом в Колвицком поясе

они были правосторонними. После коллизии в результате продолжающегося север—северо-восточного сжатия финская часть ЛГП и пояса Танаэлв была надвинута далее к юго-западу с образованием характерной дугообразной структуры.

После коллизии ядро ЛКО быстро остыло до 500 °С, о чем свидетельствует возраст амфиболов ($^{40}Ar/^{39}Ar$ метод) около 1.90 млрд лет в Терском блоке (Daly et al., 2001) и 1.89 млрд лет в Умбинском блоке (Cliff et al., 1997). В свою очередь, это предполагает быструю эксгумацию нижней коры орогенного ядра, подтверждением чего также является то, что ЛГП и пояс Танаэлв прорваны посторогенными гранитами Юовоайви и Наттанен, которые кристаллизовались в верхней коре (2—4 км для массива Юовоайви, Дубровский, 1969) в период 1.77—1.79 млрд лет назад (Front et al., 1989).

Свекофеннская коллизия существенно повлияла на перестройку структуры *Беломорского подвижного пояса.* Выше было показано, что формирование Риколатвинского покрова, несогласно перекрывавшего Чупинскую и Хетоламбинскую пластины, относится именно к этому времени. Нижняя его часть очень четко обозначена серией диапировых куполов, контролирующих размещение кустов мусковитовых пегматитов. Такие купола развиты и в районах, расположенных южнее. Замечательным их свойством является характерная их деформация и превращение в колчановидные складки. Их оси закономерно полого погружаются в северо-восточном направлении, указывая на направление движения свекофеннских покровов вверх, на юго-запад. О масштабах этих движений можно судить не только по переработке структур на всей площади БПП в современных его границах, но и по проявлению достаточно высокобарического метаморфизма и ультраметаморфизма с возрастом около 1.85—1.90 млрд лет. Иными словами, свекофеннские покровы перекрывали весь БПП. Покровообразование определило не только структурно-метаморфическую переработку древней структуры, но и было причиной эксгумации глубинных образований. Как уже говорилось, в ядре ЛКО это произошло 1900 млн лет назад. По мере продвижения на юго-запад процессы эксгумации становятся все более молодыми, доходя до 1700 млн лет вблизи границы БПП и Фенно-Карельской провинции (Бибикова и др., 1999).

Свекофеннский аккреционный ороген является эталоном структур подобного рода. Как следует из его описания (см. гл. 5), изучен он с большой детальностью, что позволяет воссоздать достоверную картину его эволюции и проследить рост континентальной коры этого периода. Свекофеннская коллизия в Лап-

ландском поясе и сопряжееных структурах (1940—1910 млн лет) совпадает с началом эволюции континентальной земной коры в Свекофеннидах. Именно тогда начали формироваться юные (океанические) островные дуги и связанные с ними первые тоналит-трондьемитовые ассоциации изверженных пород непосредственно из деплетированной мантии. Такие самые ранние (первично-коровые) образования сохранились в сланцевых поясах Саво, Тампере, Хамеелинна, Ботнийском. Внутри каждой из этих структур выделяются вулканоплутонические ассоциации пород с возрастом 1.89—1.88 млрд лет, отвечающие геодинамическим обстановкам зрелых островных дуг. Судя по распространенности плутонитов этого времени (сформировался, например, почти весь Центральнофинляндский батолит), период их образования можно рассматривать как главный в формировании новой континентальной коры. К этому времени какие-то объемы сиалической коры были сформированы и произошло отложение терригенных толщ в заостроводужных бассейнах. Поэтому новые порции магм, происходящих из мантийных источников, оказываются контаминированными коровым веществом, в связи с чем уменьшается величина ε_{Nd}, которая приобретает нулевое или отрицательное значение, расчетный модельный возраст становится равным 2.2—2.4 млрд лет.

Особую роль выполняют сформированный на этом же этапе развития комплекс ортопироксеновых гранитоидов (эндербитов и чарнокитов), комагматичных, с одной стороны, по отношению к габбро-норитам, а с другой — к субщелочным монцонитам и монцодиоритам. Обращает на себя внимание то, что синхронными оказываются широко распространенные в поясах Саво, Тампере и Хамеелинна лерцолиты, нориты и габбро типа Каталахти, несущие медно-никелевую минерализацию и иногда контролирующие размещение месторождений этих металлов. Для Северного Приладожья удается показать, что под высокотемпературными (гранулитовыми) зонами метаморфизма существуют большие тела основных пород, а многочисленные интрузии эндербитов, контролирующих высокоградный метаморфизм, являются сателлитами этого астенолита. Таким образом, в период формирования зрелых островных дуг на глубине путем андерплейтинга происходит наращивание нижней коры. Эти явления интрузивного магматизма продолжаются и позже (лауватсаарский комплекс габбро, диоритов, тоналитов и трондьемитов) и завершаются формированием первых калиевых гранитов (тервуский комплекс). Параллелельно этому развиваются процессы ультраметаморфизма, инициированного внедрением больших масс позднеостроводужных плутонитов. С этим сопря-

жены широко развитые явления парциального и полного плавления (анатексис и диатексис) и появление коровых магматических очагов. Общей геохимической тенденцией при этом является эволюция гранитоидов от I-типа к S-типу. Вся рассмотренная последовательность плутонитов знаменует собой переход от момента формирования островных дуг и больших объемов новой континентальной земной коры к периоду коллизии островной дуги и края континента. Выражена эта коллизия не только в изменении геохимической специализации плутонитов, но и в формировании поздних тектонических покровов.

Последовательно формирующиеся плутониты куркиекского, лауватсаарского и тервуского комплексов, конечно, не образуют единой комагматической серии пород, так как питались они из разных источников. Тем не менее они составляют некоторую перманентную последовательность, объединенную постоянно действующим глубинным мантийным потоком, о чем свидетельствуют данные по изотопному составу флюида.

Южно-Финляндский домен с его калиевой специализацией гранитоидов завершил свое развитие позже остальных свекофеннских доменов (1800—1820 млн лет назад), когда происходило формирование структур северо-восточного простирания третьего этапа развития, главными из которых являлись зона сдвиговых деформаций в Северном Приладожье и на смежных территориях Финляндии. По существу это заключительный этап коллизии, когда происходило продвижение Южного домена в северо-восточном направлении, к краю континента. Можно предположить, что плутониты формировались из глубоких источников по сравнению с предшествующими периодами. Но при этом надо иметь в виду, что калиевая специализация гранитоидов могла быть обусловлена целым рядом других причин, например «высушиванием» (увеличением CO_2 во флюиде) флюидного потока, который обогащается водой только во фронтальной своей части, калиевой специализацией супракрустальных толщ, характерной для Южно-Финляндского домена, и т. д.

Очевидно, что после завершения рассмотренного цикла гранитообразования немедленно наступает стабилизация территории, индикатором которой было формирование комплекса посторогенных плутонитов (1800—1750 млн лет назад). Наконец, в завершении был сформирован комплекс анорогенных гранитов рапакиви и связанных с ними пород.

ЛИТЕРАТУРА

Авакян К. Х. Геология и петрология Центральнокольской гранулито-гнейсовой области архея. М., 1992. 168 с.

Алексеев Н. Л. Реакционные структуры интрузивных и метаморфических пород как индикаторы направленности процессов метаморфизма (на примере Кандалакшско-Колвицкой зоны, Балтийский щит): Автореф. канд. дис. СПб., 1997. 26 с.

Алексеев Н. Л., Лобач-Жученко С. Б., Богомолов Е. С., Левский Л. К., Арестова Н. А., Другова Г. М., Амелин Ю. В., Гусева В. Ф. Фазовые и изотопные (Nd) равновесия в друзитах массива Толстик и района губы Тупой, Северо-Западное Беломорье (Балтийский щит) // Петрология. 1999. Т. 7, № 1. С. 3—23.

Андреев В. П. Петрохимические особенности и происхождение метабазитов Сальных тундр (Лапландский гранулитовый пояс) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 22—34.

Андреев В. П. Некоторые геохимические особенности и генезис докембрийских эндербитов и чарнокитов // Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы. М., 1993. С. 172—190.

Андреев С. И., Миллер Ю. В. Продольный сейсмический профиль Беломорского пояса (сопоставление геофизической и геологической информации) // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 46—50.

Арестова Н. А. Базитовый магматизм позднего этапа развития зеленокаменного пояса Центральной Карелии: Автореф. канд. дис. Л., 1984. 24 с.

Арестова Н. А. Петрология архейской расслоенной интрузии базитов р. Лайручей Водлозерского блока (Юго-Восточная Карелия) // Докембрий Северной Евразии. СПб., 1997. С. 4. (Тез. докл.).

Арестова Н. А., Пугин В. А. Распределение Sr, Ba, Cu, Cr, V, Ni и Co в породах базальт-риолитового ряда как показатель их ликвационной природы // Геохимия. 1985. № 7. С. 946—950.

Архейский комплекс в разрезе СГ-3 / Под ред. Ф. П. Митрофанова. Апатиты, 1991. С. 42—52.

Ахмедов А. М. Бассейны черносланцевой седиментации раннего протерозоя Балтийского щита (этапы развития, режим седиментации, металлоносность): Автореф. док. дис. СПб., 1997. 39 с.

Ахмедов А. М., Крупеник В. А., Макарихин В. В., Медведев П. В. Изотопный состав углерода в карбонатах раннепротерозойских бассейнов (Балтийский щит). Петрозаводск, 1993. 60 с. (Препринт.)

Байкова В. С., Лобач-Жученко С. Б., Левченков О. А., Чекулаев В. П., Шулешко И. К., Яковлева С. З. Новые данные о геологическом положении и возрасте гранитов Карелии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 2. С. 442—444.

Балаганский В. В., Бибикова Е. В., Богданова С. В., Кирнозова Т. И., Макаров В. А., Сумин Л. В. U-Pb геохронология беломорид района Тупой губы оз. Ковдозеро (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 40—51.

Балаганский В. В., Богданова М. Н., Козлова Н. Е. Структурно-метаморфическая эволюция Северо-Западного Беломорья. Апатиты, 1986а.

Балаганский В. В., Глазнев В. Н., Осипенко Л. Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1988а. № 2. С. 16—28.

Балаганский В. В., Козлова Н. Е. Крупномасштабные высокотемпературные пластические сдвиговые зоны в раннедокембрийских породах Кольского региона и их структурный парагенезис // Структурные парагенезы и их ансамбли. М., 1997. С. 11—13.

Балаганский В. В., Козлов Н. Е., Козлова Н. Е., Алексеев В. Б. Об эруптивных соотношениях между лабрадоритами и лейкогаббро Колвицкого расслоенного массива // Докл. АН СССР. 1986б. Т. 291, № 5. С. 1186—1188.

Балаганский В. В., Козлова Н. Е. Дайковый комплекс базитов мыса Кочинный и его место в истории развития Колвицкой зоны // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты, 1987. С. 55—62.

Балаганский В. В., Кудряшов Н. М., Балашов Ю. А., Апанасевич Е. А., Ганнибал Л. Ф., Левкович Н. В. О возрасте друзитового массива Жемчужный, Северо-Западное Беломорье: U-Pb изотопные данные и геологические следствия // Геохимия. 1997. № 2. С. 158—168.

Балаганский В. В., Тиммерман М. Я., Кислицын Р. В., Дэйли Дж. С., Балашов Ю. А., Гиннибал Л. Ф., Шерстенникова О. Г., Рюнгенен Г. И. Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров // Вест. Мурм. гос. тех. ун-та. 1998. Т. 1, № 3. С. 19—32.

Балашов Ю. А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова // Петрология. 1996. Т. 4, № 1. С. 3—25.

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В., Конопелько Д. Л., Левченков О. А., Седова И. С., Шульдинер В. И. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб., 2000. 198 с.

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В. и др. Мейерский надвиг — главный элемент строения структуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // Докл. АН. 2000. Т. 348, № 3. С. 353—356.

Барков А. Ю., Ганнибал Л. Ф., Рюнгенен Г. И., Балашов Ю. А. Датирование цирконов из расслоенного массива Кивакка, Северная Карелия. Методы изотопной геологии. Тез докл. Всесоюз. Школы-семинара, 21—25 октября 1991 г., г. Звенигород. СПб., 1991. С. 21—23.

Батиева М. Д. Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. М.; Л.: Наука, 1976. 208 с.

Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., 1968. С. 28—43.

Батиева И. Д., Бельков И. В., Кравченко М. П. и др. Возраст щелочного массива Соустова на Кольском полуострове // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 4. С. 931—933.

Баянова Т. Б., Левкович Н. В., Иванова Л. В. Циркон-бадделеитовая геохронологическая система в докембрийских породах Кольского региона // Матер. 9-й молодеж. научн. конф.: Геология Балтийского щита и других докембрийских областей России. Апатиты; КНЦ РАН, 1995. С. 25—30.

Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П., Егоров Д. Г. U-Pb датирование дайкового комплекса Кировогорского месторождения (железорудная формация Кольского полуострова) // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 5. С. 673—676.

Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П., Корчагин А. У., Павличенко Л. В. Возраст габбро-норитов нижнего расслоенного горизонта (рифа) Федорово-Панского массива (Кольский полуостров) // Докл. РАН. 1994. Т. 337, № 1. С. 95—96.

Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П., Пожиленко В. И. Геохронология реперных геологических образований и процессов раннего докембрия Кольского полуострова // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты, 2000. С. 24—28.

Баянова Т. Б., Скуфьин П. К., Смолькин В. Ф. U-Pb возраст плагиогранитов южного обрамления Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия: Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Петрозаводск, 1999. С. 17—18. (Тез. докл. Междун. конф.).

Баянова Т. Б., Смолькин В. Ф., Левкович Н. В., Рюнгенен Г. И. U-Pb возраст пород расслоенной интрузии горы Генеральской, Кольский полуостров // Геохимия. 1999. № 1. С. 3—13.

Бекасова Н. Б. Литолого-фациальное расчленение продуктивной толщи рудного поля Печенги // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978. С. 113—122.

Белолипецкий А. П. Геология и метаморфизм зоны Колмозеро-Воронья // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1975. С. 36—46.

Белостоцкий И. И. Строение и формирование тектонических покровов. М., 1978. 238 с.

Белоусов Е. Ф., Демидов Н. Ф., Крохин А. И., Мельянцев Н. В. Стратиграфия и тектоника докембрия района озер Челмозеро-Нюкозеро в Западной Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1975. С. 117—122.

Беляев К. Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971. С. 218—225.

Беляев О. А. Особенности вещественного состава и генезис амфиболитов кольско-беломорского комплекса // Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты, 1978а. С. 20—31.

Беляев О. А. Разрезы докарельских образований северо-запада Кольского полуострова (Южное обрамление Печенгского синклинория) // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978б. С. 19—25.

Беляев О. А. Древнейший фундамент Терской структурной зоны // Геологическое строение и развитие структурных зон Кольского полуострова. Апатиты, 1980. С. 3—14.

Беляев О. А., Баянова Т. Б., Петров В. П. О возрасте кислых метавулканитов района Малых Кейв // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты, 2000. С. 36—39. (Тез. III Всерос. совещ.).

Беляев О. А., Загородный В. Г., Петров В. П., Волошина З. М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. М.; Л. Наука, 1977. 88 с.

Беляев О. А., Петров В. П. Региональный метаморфизм кристаллических пород Печенгско-Аллареченского района // Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974. С. 9—15.

Беляцкий Б. В., Богачев В. А., Голубев А. И., Иваников В. В., Левченков О. А., Филиппов Н. Б. Новые данные по U-Pb и Sm-Nd изотопному датированию архейских и раннепротерозойских магматических комплексов Карелии // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты, 2000. С. 42—45. (Матер. III Всерос. совещ.).

Берковский А. Н., Семенов В. С., Корнеев С. А., Яковлева О. А., Беляцкий Б. В., Гриневич Н. Г. Строение бураковско-аганозерского комплекса, петрологические выводы // Петрология. 2000. Т. 8, № 6. С. 650—672.

Бибикова Е. В. Геохронология Беломорского подвижного пояса // Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология. Петрозаводск, 1997. С. 18. (Тез. Междунар. конф.).

Бибикова Е. В., Крылов И. Н. Изотопный возраст кислых вулканитов архея Карелии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 1231—1234.

Бибикова Е. В., Бергман И. А., Грачёва Т. В., Макаров В. А. Архейский возраст железорудных формаций Карелии // Геохронология и проблемы рудообразования. М., 1977. С. 25—32.

Бибикова Е. В., Богданова М. Н., Кирнозова Т. И., Макаров В. А. О возрасте ортогнейсов Северо-Западного Беломорья // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 2. С. 466—470.

Бибикова Е. В., Ветрин В. Р., Кирзонова Т. И. и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 1993. Т. 332, № 3. С. 360—363.

Бибикова Е. В., Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В. и др. Новые изотопные данные о возрасте протолита и этапах формирования Чупинской толщи Беломорского пояса // Геохимия. 2001. № 8. С. 543—548.

Бибикова Е. В., Грачёва Т. В., Макаров В. А., Щипцов В. В. Возраст гранитоидов Ондозерского блока // Докл. АН СССР. 1986. Т. 285, № 6. С. 1424—1426.

Бибикова Е. В., Грачёва Т. В., Шемякин В. М., Шулешко И. К. О возрасте эндербитов и ультраметаморфических гранитов Восточно-Финляндского антиклинорного поднятия (Западная Карелия) // Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М., 1976. С. 136—139.

Бибикова Е. В., Кирнозова Т. И., Лазарев Ю. И. U-Pb изотопный возраст вепсия Карелии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 1. С. 189—191.

Бибикова Е. В., Мельников В. Ф., Авакян К. Х. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия, изотопный возраст // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 215—234.

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В., Шёлд Т., Степанов В. С., Борисова Е. Ю. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 115—140.

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Кирнозова Т. И., Макаров В. А., Борисова Е. Ю., Кевлич В. И. U-Pb геохронология и петрохимия диорит-плагиогранитного батолита. Северная Карелия // Геохимия. 1997. № 11. С. 1154—1160.

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Кирнозова Т. И., Макаров В. А., Кевлич В. И. U-Pb возраст цирконов из пород керетской гранит-зеленокаменной системы в зоне сочленения Карельской и Беломорской структур Балтийского щита // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 4. С. 517—521.

Бибикова Е. В., Тугаринов А. И., Зыков С. Н., Мельникова Г. Л. О возрасте карельской формации // Геохимия. 1964. № 8. С. 754—757.

Бибикова Е. В., Шельд Т., Богданова С. В., Другова Г. М., Лобач-Жученко С. Б. Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993. № 10. С. 1393—1411.

Богатиков О. А., Цветков А. А. Магматическая эволюция островных дуг. М., 1988. 248 с.

Богачев А. И., Горелов В. А. Некоторые черты структуры и оруденения Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения // Геол. руд. месторож. 1968. № 2. С. 74—78.

Богачев В. А., Иваников В. В., Козырева И. В. и др. U-Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вест. СПбГУ. 1999. Сер. 7. Вып. 3. С. 23—33.

Богданова М. Н., Ефимов М. М. Геологическое строение Кандалакшско-Колвицкой структурно-формированной зоны // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 19—27.

Богданов М. Н., Ефимов М. М. Конгломераты Колвицкой структурно-формационной зоны // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1975. С. 65—69.

Богданов М. Н., Ефимов М. М., Сорохтин Н. О. и др. Развитие полиметаморфизма в гранулитовом поясе Кольского полуострова (Колвицкая зона) и U-Pb датирование диафтореза анортозитовой ассоциации // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 3. С. 332—334.

Болотов В. И. Пикритовые метавулканиты гнейсо-амфиболитовых толщ архея Кольского полуострова // Магматические комплексы докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1983. С. 109—113.

Болотов В. И., Балабонин Н. Л., Иванов А. А. Размещение и условия формирования рудопроявлений марганца в метаморфических толщах архея Аллареченского района // Природа и хозяйство Севера. 1981. Вып. 9. С. 24—27.

Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. М.; Л., 1968. 168 с.

Борисенко А. С. Анализ солевого состава газово-жидких включений в минералах с помощью криометрических методов // Применение методов термобарогеохимии для поисков и изучения рудных месторождений. М., 1982. С. 37—46.

Борисов А. Е. Вулканизм и самородное медное оруденение в раннем протерозое Кольского полуострова. Апатиты, 1990. 68 с.

Бриджуотер Д., Скотт Д., Балаганский В. В. и др. Природа раннедокембрийских метаосадков в Лапландско-Кольском поясе по результатам $^{207}Pb/^{206}Pb$ датирования единичных зерен циркона и Sm-Nd изотопным данным по породам в целом // Докл. РАН. 1999. Т. 366, № 5. С. 664—668.

Буйко А. К., Левченков. О. А., Турченко С. И., Друбецкой Е. Р. Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-сариолийского комплекса Северной Карелии (Паанаярви-Ципрингская структура) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3, № 4. С. 16—30.

Буянов А. Ф., Глазнев В. Н., Митрофанов Ф. П., Раевский А. Б. Трехмерное строение Лапландского гранулитового пояса и соседних структур Балтийского щита по геофизическим данным // Регион. геол. и металлог. 1996. № 5. С. 48—63.

Вапник Е. А. Динамика развития гранитов ладожского комплекса по результатам исследования включений CO_2 // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1988. № 2. С. 305—318.

Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., 1972. 190 с.

Ветрин В. Р. Геолого-геохимические особенности древнейших гранитоидов Кольского полуострова // Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л., 1984. С. 113—123.

Ветрин В. Р. Гранитизация пород архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины: время проявления и источники вещества // Докл. РАН. 2000. Т. 374, № 5. С. 667—669.

Ветрин В. Р. Первичный состав и петрохимические особенности древнейших гранитоидов Кольского полуострова // Магматические комплексы докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1983. С. 17—32.

Ветрин В. Р. Петрология гранитоидов южного обрамления Печенги (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 6. С. 20—33.

Ветрин В. Р., Каменский И. Л., Баянова Т. Б., Икорский С. В. Мантийная составляющая в гранитоидах лицко-арагубского комплекса на поверхности и в разрезе архейского комплекса КСГС: изотопы Не в породах и минералах // Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе

Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12 261 м. Проект № 408 / Под ред. Ф. П. Митрофанова, Ф. Ф. Горбацевича. Апатиты, 2000. С. 5—8.

Виноградов А. Н., Виноградова Г. В. Геология и петрология умбинского комплекса интрузивных чарнокитов и гранитов // Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975. С. 3—148.

Виноградов А. Н., Загородный В. Г., Смолькин В. Ф., Шаров Н. В. Изученность глубинного строения земной коры Лапландско-Печенгского района // Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Апатиты, 1997. С. 8—33.

Виноградов Л. А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс) // Проблемы магматизма Балтийского щита. М.; Л., 1971. С. 147—153.

Виноградов Л. А., Богданова М. Н., Ефимов М. М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. М.; Л., 1980. 208 с.

Виноградова Г. В., Виноградов А. Н., Латышева Л. Г., Романова Т. С. Кордиерит из гнейсов Кандалакшского берега Белого моря // Матер. по минер. Кольского полуострова. Вып. 9. М.; Л., 1972. С. 121—125.

Виноградова Г. В., Владимиров А. Г. Ксенолиты в интрузивных чарнокитах умбинского комплекса (Кольский полуостров) // Глубинные включения и петрогенезис интрузивных чарнокитоидов. Апатиты, 1990. С. 28—47.

Володин Е. Н., Полферов Д. В. Комплекс метаморфизованных основных пород гранулитовой формации // Геология СССР. Т. 27: Мурманская область. Ч. 1. М., 1958. С. 98—112.

Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии. Геология и петрология. М.; Л., 1990. 248 с.

Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). М.; Л., 1975. 170 с.

Володичев О. И., Король Н. Е. Геология и метаморфизм пород гранулитовой фации метаморфизма беломорского комплекса // Петрология глубинометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 5—26.

Волотовская Н. А., Шмыгалев В. И. Таваярвинский комплекс // Геология СССР. Т. 37: Карельская АССР. М., 1960. С. 431—434.

Вольф М. Б., Уайли П. Дж. Некоторые результаты экспериментального исследования дегидратационного плавления амфиболита при 10 кбарах // Геол. и геофиз. 1993. Т. 34, № 12. С. 100—115.

Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова. Апатиты, 1991. 196 с.

Вревский А. Б. Коматииты из раннедокембрийского пояса Полмос-Порос (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 5. С. 1216—1219.

Вревский А. Б. Архейский супракрустальный пояс Полмос-Порос: петрология и этапы развития: Автореф. канд. дис. Л., 1982.

Вревский А. Б. Петрология и геодинамические условия формирования коматиит-толеитовой серии зеленокаменного пояса Полмос-Порос // Петрология и критерии рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. Апатиты, 1985. С. 64—73.

Вревский А. Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). М.; Л., 1989. 143 с.

Вревский А. Б. Петрология коматиитов, изотопно-геохимическая эволюция верхней мантии и геодинамика архейских зеленокаменных поясов. Автореф. докт. дис. СПб., 2000. 37 с.

Вревский А. Б., Другова Г. М., Козлов Н. Е., Скублов С. Г. К геохимии редкоземельных элементов в лапландском гранулитовом комплексе (Балтийский щит) // Вестн. Мурм. гос. тех. ун-та. 2000. Т. 3, № 2. С. 315—324.

Вревский А. Б., Колычев Е. А. Тектоническая эволюция и металлогения архейских зеленокаменных поясов Кольского полуострова // Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. М.; Л., 1986. С. 372— 382.

Вревский А. Б., Левченков О. А. Геолого-геохронологическая шкала эндогенных процессов докембрийских комплексов центральной части Кольского полуострова // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты, 1992. С. 77—81.

Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии / Под ред. В. А. Соколова. М.; Л., 1981. 154 с.

Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита / Под ред. А. А. Предовского. М.; Л., 1987. 185 с.

Вулканизм раннего докембрия Кольского полуострова / И. Д. Батиева, А. П. Белолипецкий, И. В. Бельков и др. М.; Л., 1980. 160 с.

Вурсий Г. Л., Баянова Т. Б., Левкович Н. Б. Структура и U-Pb возраст гипербазитов-базитов плутона Гремяха-Вырмес // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М., 2000. С. 99—100. (Тез. докл. I Росс. конф. по изотоп. геохрон.).

Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры / Г. М. Другова, В. А. Глебовицкий, В. Л. Дук и др. М.; Л., 1982. 229 с.

Вейорюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., 1959. 295 с.

Галимзянова Р. М., Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б. и др. Происхождение и U-Pb возраст гранофировых пород Имандровского дифференцированного интрузива (Кольский регион) // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 6. С. 805—807.

Ганин В. А., Гриневич Н. Г., Логинов В. Н. Петрология и платиноносность Бураковско-Аганозерской интрузии (Восточное Заонежье) // Платина России. Т. 2. М.: Геоинформмарк. 1995. С. 19—23.

Геодинамические реконструкции. М.; Л., 1989. 278 с.

Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1 : 500 000 / Под ред. Ф. П. Митрофанова. Апатиты, 1996.

Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид, Беломорско-Карельский глубинный разлом / Под ред. К. А. Шуркина. М.; Л., 1974. 183 с.

Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии / Под ред. К. О. Кратца. М.; Л., 1969. 226 с.

Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / Под ред. К. О. Кратца. М.; Л., 1978. 262 с.

Герасимов В. Ю. Температурная эволюция метаморфизма и обратимость минеральных равновесий. М., 1992. 129 с.

Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б., Горохов И. М., Кольцова Т. В. Изотопный возраст пород докембрия Балтийского щита // Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. М.; Л., 1972. С. 76—161.

Гилярова М. А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. М.; Л., 1972. 216 с.

Гилярова М. А. Стратиграфия, структуры и магматизм восточной части Балтийского щита. М.; Л., 1974. 223 с.

Глебова-Кульбах Ш. О. Типы нижнепротерозойских гипабиссальных гранитоидов Южной Карелии // Тр. ЛАГЕД. Л., 1960. Вып. 11.

Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. Б., Пинаева Н. И., Борисова К. Д. Граниты Южной Карелии // Граниты Кольского полуострова и Карелии. Труды ЛАГЕД. Л., 1963. Вып. 15. С. 161—334.

Глебовицкий В. А. Схема минеральных фаций и термодинамический режим метаморфизма // Термодинамический режим метаморфизма. 1976. Л., С. 105—119.

Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. М.; Л., 1973. 127 с.

Глебовицкий В. А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Регион. геол. и металлог. 1993. № 1. С. 7—24.

Глебовицкий В. А. Геологические и физико-химические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии // Геотектоника. 1996. № 5. С. 27—42.

Глебовицкий В. А., Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Бережная Н. Г., Левский Л. К. Главная стадия плутоно-метаморфической активности в Приладожье: результаты определения изотопного возраста // Докл. РАН. 2001. № 5.

Глебовицкий В. А., Вапник Е. А., Седова И. С. Флюидный режим гранитообразования в зонах ультраметаморфизма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 44—57.

Глебовицкий В. А., Вапник Е. А., Седова И. С., Семенов А. П. Значение флюидных включений и флюидных составов пород для интерпретации истории развития полиметаморфических комплексов на примере региона Тупой губы оз. Ковдозеро // Геохимия. 1993. № 2. С. 222—236.

Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Дук В. Л., Прияткина Л. А. Геологическое положение гранулитовых комплексов // Гранулитовая фация. М.; Л., 1972. С. 9—46.

Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И., Прияткина Л. А., Пушкарев Ю. Д. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита // Метаморфические пояса СССР. М.; Л., 1971. С. 5—23.

Глебовицкий В. А., Дук В. Л., Шарков Е. В. Эндогенные процессы // Земная кора восточной части Балтийского щита. М.; Л., 1978. С. 112—171.

Глебовицкий В. А., Зингер Т. Ф., Беляцкий Б. В. О возрасте гранулитов Западно-Беломорского пояса и покровообразования в нем // Докл. РАН, 2000. Т. 371, № 1. С. 60—64.

Глебовицкий В. А., Клаессон С., Бибикова Е. В., Седова И. С., Ручьев А. М. Свекофеннский этап преобразования Хетоламбинского и Чупинского покровов Беломорско-Лапландского пояса: Балтийский щит, Россия // Геохимия. 2001. № 4. С. 320—325.

Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В., Другова Г. М., Милькевич Р. И., Вревский А. Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63—75.

Глебовицкий В. А., Саморукова Л. М., Седова И. С. Флюидные компоненты в минералах Тервуского гранитного массива (Северо-Западное Приладожье) // ЗапВМО. 1997. Ч. 76, № 3. С. 1—19.

Глебовицкий В. А., Шемякин В. М. Расчленение и корреляция раннего докембрия // Регион. геол. и металлог. 1996. № 5. С. 25—36.

Голубев А. И., Ахмедов А. М., Галдобина Л. П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. М.; Л., 1984. 193 с.

Голубев А. И., Светов А. П., Свириденко Л. П. Субвулканические образования плагиогранитной серии Северного Приладожья // Магматизм и металлогения докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 7—11.

Гончаров А. Г., Кальнин К. А., Лизинский М. Д., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Платоненкова Л. Н. Сейсмогеологическая характеристика земной коры Карелии // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л., 1991. С. 53—84.

Горлов Н. В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). М.; Л., 1967. 112 с.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Железные руды Карелии (железисто-кремнистые формации). Петрозаводск, 1986. 55 с.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б. О флишевой природе сланцевых толщ железисто-кремнистых формаций Западной Карелии // Литология и геохронология раннего докембрия. Апатиты, 1977. С. 5—13.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Палеогеографические особенности докембрийских бассейнов железонакопления Фенноскандинавского щита // Осадочные формации докембрия и их рудоносность. СПб., 1998. С. 19. (Тез.).

Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Светова А. И. Специфика седиментационных бассейнов позднего архея (лопия) Карелии // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1995. С. 21—33.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. 143 с.

Горяйнов П. М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л., 1976. 147 с.

Гришин А. С. Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 112 с.

Гроховская Т. Л., Шарков Е. В., Тевелев А. В., Смолькин В. Ф., Чистяков А. В., Лапутина И. П., Муравицкая Г. Н. Петрология расслоенного интрузива г. Генеральской, Кольский полуостров // Петрология. 1999. Т. 7, № 5. . 539—558.

Гусева Н. С., Лобач-Жученко С. Б., Богачёв В. А. Геология и петрология известково-щелочных лампрофиров Западной Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2001. С. 87—94.

Дистлер В. В., Гроховская Т. Л., Евстигнеева Т. Л. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М., 1988. 232 с.

Добржинецкая Л. Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии // М.; Л., 1978. 147 с.

Добржинецкая Л. Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 287 с.

Докучаева В. С., Борисова В. В. Габбро-лерцолит-вебстеритовый комплекс северо-запада Лапландского гранулитового пояса // Магматические комплексы докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1983. С. 71—82.

Докучаева В. С., Полежаева Л. И. Хромшпинелиды расслоенных интрузивов Мончегорского района (Кольский полуостров) // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1990. С. 5—24.

Другова Г. М. Геотермический режим метаморфизма в полиметаморфических комплексах докембрия (Беломорье и Юго-Западный Памир) // Процессы глубинного петрогенезиса и минерагении в докембрии СССР. М.; Л., 1979. С. 52—71.

Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита и роговой обманки при региональном метаморфизме // Региональный метаморфизм докембрийских формаций. М.; Л., 1965. С. 33—47.

Другова Г. М., Скублов С. Г. Зональные гранаты гнейсов как результат неоднократного высокотемпературного метаморфизма в Лапландском гранулитовом поясе // Зап. ВМО. 2000. № 6. С. 79—87.

Дубровский М. И. Петрографические и минералого-геохимические особенности юоввоайвского гранитоидного комплекса // Матер. по минералог. Кольского полуострова. Вып. 7. М.; Л., 1969. С. 26—81.

Дук Г. Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. М.; Л., 1977. 106 с.

Духовский А. А., Артамонова А. А., Иванова Э. И. и др. Объемная модель Салминского массива гранитов рапакиви и закономерности размещения оруденения // Отеч. геол. 1994. № 4. С. 24—32.

Евдокимов Б. Н., Горяйнов П. М., Шлафштейн Б. А. Региональный метаморфизм железокремнистых образований Приимандровского железорудного района // Геол. и полез. ископ. Кольского полуострова. Апатиты, 1978. С. 84—93.

Еин А. С. Дайки базитов Северо-Западной Карелии. Петрозаводск, 1984. С. 30—41.

Ефимов А. А., Каулина Т. В. Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) пород юго-восточной части Ковдозерского габбро-перидоти-

тового комплекса // Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология). Петрозаводск, 1997. С. 31. (Тез. Междун. конф.).

Ефимов М. М. О комплексе позднеорогенных габбро-диабазов зоны Порья губа—Плотичьи озера // Матер. по геол. и металлог. Кольского полуострова. Вып. 3. 1972. С. 162—166.

Ефимов М. М. Формация клинопироксенитов-верлитов // Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. М.; Л., 1985. С. 104—106.

Ефимов М. М., Богданова М. Н. К вопросу о формационной принадлежности базит-гипербазитов Колвицкой структурно-фациальной зоны // Магматические комплексы докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1983. С. 44—54.

Ефимов М. М., Богданова М. Н., Богданова С. В. Периодизация и типизация магматизма архея северо-западного Беломорья (Толстиковский полигон) // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты, 1987. С. 15—29.

Ефимов М. М., Богданова М. Н., Радченко М. К. Роговообманковые перидотиты Кандалакшско-Колвицкой структурно-фациальной зоны // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, 1975. С. 48—63.

Ефимов М. М., Прияткина Л. А., Шарков Е. В. и др. Кандалакшско-Колвицкая группа массивов габбро-анортозитов // Петрология, минералогия и геохимия // Вопросы геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 5, ч. 2. Апатиты, 1974. С. 130—142.

Жариков В. А., Ходаревская Л. И. Плавление амфиболитов: составы парциальных расплавов при давлении 5—25 кбар // Докл. РАН. 1995. Т. 341, № 6. С. 799—803.

Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., 1966. 66 с.

Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.; Л., 1964. 207 с.

Загородный В. Г., Радченко Л. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. М.; Л., 1983. 96 с.

Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1988. 110 с.

Зак С. И. Гипербазитовая формация Кольского полуострова. М.; Л., 1980. 160 с.

Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы. М.; Л., 1988. 212 с.

Земная кора восточной части Балтийского щита. М.; Л., 1978. 232 с.

Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита. М.; Л., 1983. 302 с.

Зингер Т. Ф. Морфогенетическая эволюция циркона в полиметаморфических породах // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 4. С. 452—455.

Зозуля Д. Р., Баянова Т. Б. Возраст и геодинамическая обстановка формирования щелочных гранитов Кейвской структуры Балтийского щита // Петрография на рубеже XXI века, итоги и перспективы. Сыктывкар, 2000. С. 282—285. (Матер. II Всерос. петрограф. совещ.; Т. 2).

Зыков С. И., Ступникова Н. И., Сидоренко С. А. Изотопы свинца пород Гранулитового пояса Кольского полуострова // Вест. Моск. ун-та. 1984. № 3. С. 58—64.

Иваников В. В. Архейские сиениты и монцониты Карелии. I // Вест. СПбГУ. Сер. 7. Геология-география. 1997а. Вып. 1, № 7. С. 11—21.

Иваников В. В. Архейские сиениты и монцониты Карелии. II // Вест. СПбГУ. Сер. 7. Геология-география. 1997б. Вып. 4, № 28. С. 3—15.

Иваников В. В., Григорьева Л. В., Шинкарёв Н. Ф., Богачёв В. Ф., Тытык В. М. Позднеархейская рудно-магматическая гранит-молибденовая система в Северо-Восточной Карелии // Вест. СПбГУ. Сер.7: Геология-география. 1995. Вып. 4, № 28. С. 35—44.

Иваников В. В., Конопелько Д. Л., Пушкарев Ю.Д. и др. Апатитоносные калиевые ультрамафит-мафиты Приладожья — рифейские рифтогенные или раннепротерозойские посторогенные образования? // Вест. СПбГУ. Сер. 7. 1996. Вып. 4. С. 76—81.

Иваников В. В., Конопелько Д. Л., Тетерина Т. И. Геолого-геофизические и петрографические особенности апатитоносного Вуоксинского плутона (Карельский перешеек) // Вест. СПб ун-та. Сер. 7. 1995. Вып. 4. С. 44—52.

Иваников В. В., Филиппов Н. Б., Богачёв В. А. и др. Метавулканиты окаймленных куполов Северного Приладожья — покровы платобазальтов или офиолитовые надвиги? // Докембрий Северной Евразии. Тез. докл. СПб., 1997. С. 36—37.

Иванов А. А. О присутствии в Терском блоке Кольского полуострова двух архейских супракрустальных комплексов // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287, № 4. С. 922—930.

Иванов А. А. Состав, строение супракрустальных толщ и черты эволюции осадочно-вулканогенного породообразования архея Терского блока (Кольский полуостров). Автореф. канд. дис. Л., 1987. 17 с.

Иванов А. А., Козлов Н. Е., Мартынов Е. В. Петрогеохимическая неоднородность архейских супракрустальных комплексов восточной части Балтийского щита в связи с эволюцией древнейшей коры // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты, 1992. С. 99—106.

Иващенко В. И., Григорьев Г. А., Григорьева Д. Н. Апатитоносные метасоматиты Приладожья // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М., 1989. С. 110—115.

Иващенко В. И., Гущин А. И. К геологии рек Нетомы—Черевы. Оперативно-информ. матер. за 1985 г. Петрозаводск, 1986. С. 11—16.

Иващенко В. И., Лавров О. Б. Лампрофировые дайки района Акионсалми-Калто (Западное Приладожье) // Вопросы геологии и магматизма Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 79—82.

Иващенко В. И., Лавров О. Б. Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система ялонваарского вулкано-плутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск, 1994. 128 с.

Иващенко В. И., Овчинникова Л. В., Вороновский С. Н. О генезисе и возрасте апатитоносных пород Элисенваарского массива // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 4. С. 973—977.

Ивлиев А. И. К стратиграфии супракрустального комплекса района Сальных тундр // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. М.; Л., 1971. С. 52—60.

Имандра-Варзугская зона карелид / Под ред. Г. И. Горбунова. М.; Л., 1982. 280 с.

Кадик А. А., Биггар Г. М., Луканин О. А., Дмитриев Л. В. Экспериментальное исследование кристаллизации толеитов Атлантики в условиях заданной летучести кислорода // Геохимия. 1982. № 10. С. 1390—1414.

Казаков А. Н. Ладожская серия Балтийского щита // Структурная эволюция метаморфических комплексов. М.; Л., 1977. С. 79—97.

Каулина Т. В. U-Pb датирование цирконов из реперных геологических объектов Беломорско-Лапландского пояса: Автореф. канд. дис. СПб., 1996.

Каулина Т. В. Результаты U-Pb анализа цирконов из пород пояса Танаэлв // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России. Апатиты, 1999. С. 51—56. (Матер. X конф., посвящ. памяти К. О. Кратца).

Каулина Т. В., Богданова М. Н. Основные этапы развития Северо-Западного Беломорья (по U-Pb изотопным данным) // Литосфера. 2000. № 12. С. 85—97.

Каулина Т. В., Кислицын Р. В., Апанасевич Е. А. U-Pb возраст цирконов, сфенов и рутилов из пород района Яврозеро (пояс Танаэлв, Кольский полуостров) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М., 2000. С. 173—175. (Тез. докл. I Рос. конф. по изотоп. геохрон.).

Каулина Т. В. Определение U-Pb возраста некоторых геологических объектов Беломорско-Лапландского пояса, Северо-Западное Беломорье: Автореф. канд. дис. Л., 1996. 27 с.

Кислицын Р. В., Балаганский В. В., Манттари И. Возраст супракомплекса полигона Воче-Ламбина; Кольский полуостров, по результатам U-Pb датирования по циркону // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты, 2000а. С. 103—106.

Кислицын Р. В., Балаганский В. В., Манттари И., Ганнибал Л. Ф., Пожиленко В. И. U-Pb возраст цирконов из габбро-норитов и габбро-анортозитов полигона Воче-Ламбина, Кольский полуостров // Вест. МГТУ. 2000б. Т. 3, № 2. С. 307—314.

Кислицын Р. В., Балаганский В. В., Манттари И., Дэйли Дж. С., Тиммерман М. Я. Возраст заключительного этапа палеопротерозойской коллизии в ядре Лапландско-Кольского орогена (Северо-Восток Балтийского щита) // Коллизионная стадия развития подвижных поясов (тектоника, магматизм, седиментогенез, метаморфизм, металлогения). Екатеринбург, 2000в. С. 56—57. (Тез. докл.).

Кицул В. И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. Л., 1963. 171 с.

Клайсон С., Глебовицкий В. А., Бибикова Е. В., Миллер Ю. В. и др. Новые изотопные данные о возрасте протолита и этапах формирования чупинской толщи Беломорского пояса // Геохимия. 2001. № 4. С. 320—325.

Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О. А. Богатикова. М., 1981. 160 с.

Коваленко А. В. Гранитоиды окраины Водлозерского блока: геология, геохимия, петрология (на примере района оз. Остер—оз. Хижозеро): Автореф. канд. дис. СПб., 2000. 23 с.

Коваленко А. В., Ризванова Н. Г. Остерский плутон (Центральная Карелия) — древнейший массив двуполевошпатовых гранитов на Балтийском щите // Докл. РАН. 2000. Т. 373, Т 2. С. 210—214.

Кожевников В. Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л., 1982. 184 с.

Кожевников В. Н. Геология и геохимия Северо-Карельских зеленокаменных структур. Петрозаводск, 1992. 199 с.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 222 с.

Кожевников В. Н., Белоусов Е. Ф. Некоторые черты гранулитового метаморфизма архейских образований района оз. Тулос // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1981. С. 36—44. (Опер.-информ. матер.).

Кожевников В. Н., Кулешевич Л. В., Фурман В. Н. Структурный анализ архейских образований участка «Золотые пороги» (Восточная Карелия) // Петрозаводск. 1983. С. 47—51. (Опер.-информ. матер.).

Козаков А. Н. Структура Оленегорского железорудного месторождения, соотношение деформаций и кристаллизации минералов // Процессы глубинного петрогенезиса и минерагении докембрия СССР. М.; Л., 1979. С. 253—265.

Козлов Е. К. Естественные ряды никеленосных интрузий и их металлогения. М.; Л., 1973. 288 с.

Козлов Е. К. Основные породы района Ловноозера и их рудоносность // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, 1975. С. 15—22.

Козлов М. Т., Латышев Л. Н., Маркитахина Т. М. Палеовулканические постройки горы Арвареич // Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974. С. 78—81.

Козлов Н. Е. Лапландский гранулитовый пояс — первичная природа и развитие. Апатиты, 1990. 171 с.

Козлов Н. Е. Новый вариант стратиграфической интерпретации разреза Колвицкой зоны гранулитового пояса // Бассейны седиментации и зоны вулканизма докембрия Кольского региона. Апатиты, 1983. С. 69—81.

Козлов Н. Е., Баянова Т. Б., Балашов Ю. А., Мухамедова И. В. О гетерогенной природе метаморфитов Лапландского пояса // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. СПб., 1995. С. 35—36. (Тез. докл.).

Козлов Н. Е., Иванов А. А., Неровнч Л. И. Лапландский гранулитовый пояс — первичная природа и развитие. Апатиты, 1990. 172 с.

Козлов Н. Е., Икорский С. В., Аведисян А. А. и др. Изотопы гелия и проблема формирования протолитов пород Лапландского гранулитового пояса // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 2. С. 246—248.

Козлов Н. Е., Козлова Н. Е. О генезисе гранатовых плагиогранитоидов Лапландского гранулитового пояса // Вест. Мурм. гос.-тех. ун-та. 1998. Т. 1, № 3. С. 43—52.

Козлова Н. Е., Балаганский В. В., Богданова М. Н., Реженова С. А. Структурно-петрологическое изучение ортопироксен-силлиманитовой ассоциации лапландских гранулитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 66—76.

Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения сверхглубокой скважины / Под ред. Е. А. Козловского. М., 1984. 490 с.

Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Под ред. В. П. Орлова, Н. П. Лаверова. М., 1988. 260 с.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М., 1983. 390 с.

Конников Э. П., Орсоев Д. А. О природе ритмичной расслоенности в массиве Сопча в Мончегорском плутоне // Докл. РАН СССР. 1991. Т. 320, № 3. С. 646—649.

Конопелько Д. Л., Левченков О. А. Возраст Вуоксинского массива, Приладожье // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. СПб., 1996. С. 33.

Коншин В. А. О таваярвинском комплексе // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1990. С. 116—141.

Коншин В. А. Гранитоиды Пяозерско-Тикшеозерского поднятия // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 77—115.

Коптев-Дворников Е. В., Киреев Б. С., Пчелинцева Н. В., Хворов Д. М. Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в разрезе Киваккского интрузива // Петрология. 2001. № 6. С. 31—52.

Корнеев С. И., Семенов В. С., Берковский А. Н., Гриневич Н. Г., Ганин В. А. Особенности геологического строения бураковско-аганозерского расслоенного комплекса (Ю. Карелия) // Закономерности эволюции земной коры. Т. II. СПб., 1996. С. 105. (Тез. докл.).

Корнеев С. И., Корнеев А. В., Семенов В. С., Беляцкий Б. В., Яковлева О. А., Гриневич Н. Г. Геологическое строение и платиноносность бураковско-аганозерского расслоенного комплекса (новые данные) // Полезные ископаемые: формирование, прогноз, ресурсы. СПб., 1999а. С. 88. (Тез. докл.).

Корнеев С. И., Семенов В. С., Яковлева О. А., Беляцкий Б. В., Гриневич Н. Г. Строение и рудная минерализация бураковско-аганозерского расслоенного

комплекса, петрологические выводы // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Петрозаводск, 1999б. С. 71—72. (Тез. докл.).

Король Н. Е. Метаморфическая эволюция пород Уросозерской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 35—41.

Корсакова М. А. Геология и магматизм центральной части Западной Карелии: Автореф. канд. дис. Л., 1973. 24 с.

Корсакова М. А. Комплекс гранулитов и чарнокитов Восточно-Финляндской антиклинорной зоны // Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской АССР. 1969. С. 47—48. (Тез. докл.).

Корсакова М. А., Синицын А. В. О докембрии и метаморфических фациях Ребольско-Муезерского района Центральной Карелии // Метаморфические пояса СССР. Л., 1971.

Костин В. А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока (Юго-Восточная Карелия). Петрозаводск, 1989. 164 с.

Костин В. А., Костина Н. А. К вопросу о пропилитизации и ее роли в металлогении архейских зеленокаменных поясов Карелии // Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1982. С. 125—132.

Котов А. Б., Мануйлова М. М., Ферштатер Г. Б., Зингер Т. Ф. Поведение рубидия и стронция при формировании ультраметамогенных гранитоидов Беломорского мегаблока // Геохимия. 1986. № 12. С. 1667—1677.

Котов А. Б., Саморукова Л. М. Эволюция гранитообразования в тектономагматических циклах раннего докембрия (по данным структурно-петрологических и термобарогеохимических исследований). Л., 1990. 159 с.

Котова Л. Н. Высококальциевые гранаты гранитоидов Южного Беломорья // Зап. ВМО. 1988. Вып. 117, ч. 4. С. 443—455.

Котова Л. Н. Условия метаморфизма гнейсо-гранитных ареалов Карелии: Автореф. канд. дис. Л., 1993. 20 с.

Котова Л. Н., Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Байкова В. С. Условия минералообразования позднеархейского гранулитового метаморфизма Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области // Зап. ВМО. 1995. Ч. 74, № 1. С. 24—34.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.; Л., 1963. 210 с.

Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Геохимия глубинных пород. М., 1986. 262 с.

Кременецкий А. А. Метаморфизм основных пород докембрия и генезис амфиболитов. М., 1979. С. 26—57.

Крылова М. Д. Геолого-геохимическая эволюция лапландского гранулитового комплекса. Л., 1983. 160 с.

Кудряшов Н. М. Геология парагнейсов, гнейсо-гранитов и метадиоритов в районе озера Сенное, Северо-Западное Беломорье: Автореф. канд. дис. Л., 1996а. 26 с.

Кудряшов Н. М. Геохронология парагнейсов, гранито-гнейсов и метадиоритов района оз. Сенное (Северо-Западное Беломорье): Автореф. канд. дис. СПб., 1996б. 28 с.

Кудряшов Н. М., Балаганский В. В. Возраст друзитового массива Жемчужный, Беломорский регион России: U-Pb изотопные данные и геологические следствия // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии // Матер. Междун. конф. Петрозаводск, 1999. С. 78—79.

Кудряшов Н. М., Гариленко Б. В. Геохронология зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и его обрамления (Кольский полуостров). Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М., 2000. С. 196—198.

Кудряшов Н. М., Гариленко Б. В., Никитин И. В., Петровский М. Н. Геохронологические реперы шовной зоны Колмозеро-Воронья и ее обрамления (Кольский полуостров) // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты, 2000. С. 125—127.

Кудряшов Н. М., Зозуля Д. Р., Апанасевич Е. А. Возраст и условия формирования кварцевых порфиров зеленокаменного пояса (ЗКП) Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров) // Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород. СПб., 1998. С. 105—106.

Кулешевич Л. В. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов Юго-Восточной Карелии. Петрозаводск, 1992. 267 с.

Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Коротаева Н. Н. Золоторудное проявление Берендей (Южно-Костомукшское рудное поле) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 50—59.

Куликов В. С., Куликова В. В. К геологии Водлозерского блока и его обрамления // Геология докембрия Центральной и Южной Карелии. Петрозаводск, 1986. С. 29—35.

Куликов В. С., Иващенко В. И., Куликова В. В. К геологии района оз. Волоцкого // Оперативно-информ. матер. за 1983 г. Петрозаводск, 1984. С. 6—8.

Куликов В. С., Куликова В. В., Бычкова Я. В. Находка коматиитов саамия (раннего архея) на Балтийском щите // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1441—1445.

Куликов В. С., Куликова В. В., Лавров Б. С., Писаревский С. А., Пухтель И. С., Соколов С. Я. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск, 1999. 96 с.

Куликов В. С., Куликова В. В., Сафронова Г. В., Овчинникова Г. В., Зудин А. И., Казенкова А. Д., Копылов В. П. Архейский пояс мусковит-редкометальных пегматитов на юго-восточной окраине Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 3. С. 676—681.

Куликов В. С., Симон А. К., Куликова В. В., Самсонов А. В., Кайряк А. И., Ганин В. А., Зудин А. И. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л., 1990. С. 92—100.

Куликова В. В. Волоцкая свита — стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск, 1993. 254 с.

Лавров М. М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. М.; Л.: Наука, 1979. 136 с.

Ладнер Г. А. Геология массива Ояярви на Карельском перешейке // Вест. ЛГУ. 1983. № 12. С. 23—30.

Лазарев Ю. И. Линейность кристаллических сланцев Костомукшского железорудного месторождения и ее интерпретация // Вопросы геологии и размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966. С. 290—304.

Лазарев Ю. И. Тектоническое развитие карелид Карелии // Геотектоника. 1973. № 5. С. 50—64.

Лазарев Ю. И., Кожевников В. И. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. М.; Л., 1973. 124 с.

Латышев Л. Н. Геологическое строение докарельских образований района оз. Воче-Ламбина—Кисла губа // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 20—27.

Левченков О. А., Амелин Ю. В., Буйко А. К. и др. Изотопный возраст сумийско-сариолийского вулкано-плутонического комплекса Северной Карелии // Архейская и раннепротерозойская стратиграфия СССР. Уфа, 1990. С. 22—23. (Тез. докл.).

Левченков О. А., Богданов Ю. Б., Матреничев В. А., Саватенков В. М., Яковлева С. З., Макеев А. Ф. О положении границы архея и протерозоя в Карелии // Докл. РАН. 2000. Т. 377, № 3. С. 1—3.

Левченков О. А., Зингер Т. Ф., Дук И. Л., Яковлева С. З., Байкова В. С., Шулешко И. К., Матуков Д. И. U-Pb возраст цирконов из гиперстеновых диоритов и гранодиоритов о-ва Поньгом-Наволок (Балтийский щит, Беломорская тектоническая зона) // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 1. С. 90—92.

Левченков О. А., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия. Л., 1989. С. 63—72.

Лобач-Жученко С. Б. Тоналит-плагиогранитные серии архея Карелии: геологические типы и петрогенезис // 27-й Междун. геол. конгр. 1984. Петрология. С. 141—148.

Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Чекулаев В. П., Левченков О. А., Крылов И. Н., Левский Л. К., Богомолов Е. С., Коваленко А. В. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 156—173.

Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Милькевич Р. И., Левченков О. А., Сергеев С. А. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструкции на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологические корреляции. 2000а. Т. 8, № 4. С. 3—10.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Левский Л. К., Коваленко А. В. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000б. № 6. С. 26—42.

Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Крылов И. Н., Матреничев В. А. Фракционная кристаллизация в архейских коматиит-базальтовых сериях, установленная по распределению редких элементов // Геохимия. 1989а. № 10. С. 1437—1448.

Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А., Левченков О. А., Овчинникова Г. В., Котова Л. Н., Крылов И. Н., Яковлева С. З. Раннеархейский водлозерский гнейсовый комплекс и его структурная и метаморфическая эволюция // Изотопная геохронология докембрия. М.; Л., 1989б. С. 14—45.

Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Другова Г. М., Беляцкий Б. В., Грачева Т. В., Амелин Ю. В., Матреничев В. А. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1, № 6. С. 657—677.

Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Другова Г. М., Володичев О. А., Чекулаев В. П., Крылов И. Н., Грачева Т. В., Макаров В. Архейский магматизм района оз. Нотозеро Северо-Западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 593—621.

Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Левченков О. А., Пушкарев Ю. Д. Геохронология восточной части Балтийского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М., 1986. С. 77—134.

Лобач-Жученко С. Б., Дук В. Л., Крылов И. Н., Арестова Н. А., Пивень П. И., Кузнецов Р. А., Котова Л. Н. Геологические и геохимические типы ассоциаций тоналит-трондьемитовых серий архея // Природные ассоциации серых гнейсов. М.; Л., 1984. С. 17—51.

Лобач-Жученко С. Б., Левченков О. А. Новые данные по геохронологии Карелии // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1985. С. 5—26.

Лобач-Жученко С. Б., Левченков О. А., Сергеев С. А. Состав и возраст субщелочных гранитов Южного Беломорья // Докл. АН. 1995. Т. 342, № 5. С. 644—648.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Сергеев С. А., Матреничев В. А., Котова Л. Н., Лохов К. И. Основные этапы развития Карельской гранит-зеленокаменной области и южной части Беломорского пояса в позднем архее // Эволюция докембрийской литосферы. Л., 1991. С. 58—60. (Тез. совещ.).

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Афанасьева Л. И. Химический состав ладожской формации Балтийского щита и вопрос о балансе вещества при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма // Геохимия. 1972. № 3. С. 355—361.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. 1974. Л., 205 с.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Берковский А. Н. Гнейсо-гранитные ареалы Карелии // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л., 1986. С. 153—163.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Крылов И. Н. Лампрофиры Западной Карелии // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 3, С. 357—359.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Степанов В. С., Слабунов А. И., Арестова Н. А. Беломорский пояс — позднеархейская аккреционно-коллизионная зона Балтийского щита // Докл. РАН. 1998. Т. 358, № 2. С. 226—229.

Лобиков А. Ф. О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изохронного метода // Проблемы изотопного датирования. Киев, 1982. С. 90—91. (Тез. совещ.).

Лобиков А. Ф., Лобач-Жученко С. Б. Изотопный возраст гранитов Палаламбинского зеленокаменного пояса. Карелия // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250, № 3. С. 729—733.

Лобиков А. Ф., Андерсон Е. Б., Попугаев М. Ф., Иваников В. В., Лапшин С. Г., Неймарк Л. А. О влиянии геологических событий протерозоя на состояние U-Pb и Rb-Sr систем архейских посткинематических гранитов Карелии // Изотопная геохронология докембрия. М.; Л., 1989. С. 45—55.

Лохов К. И. Методы и приборы для анализа флюида в породах и в минералах // Изотопные методы в геологии, геохимии и металлогении. Л., 1988. С. 155—166.

Лохов К. И. Распределение летучих в породах верхней мантии и древней континентальной коры: Автореф. канд. дис. Л., 1990. 24 с.

Любавин Л. М., Жамалетдинов А. А., Пожиленко В. И. Строение юго-восточной части Кольского полуострова по результатам аэро- и наземной электроразведки // Геофизика. 1999. № 3. С. 53—62.

Любцов В. В. О строматолитах печенгского комплекса нижнего протерозоя (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 2. С. 419—422.

Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. А. Д. Щеглова. СПб., 1993. 244 с.

Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / Под ред. Ф. П. Митрофанова, В. Ф. Смолькина. Апатиты, 1995. 240 с.

Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / *Батиева И. Д., Бельков И. В., Ветрин В. Р.* и др. М.; Л., 1985. 176 с.

Магматические формации раннего докембрия территории СССР / Под ред. В. М. Шемякина, К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова. Л., 1980. В 3-х кн. 285 с., 283 с., 266 с.

Макеев А. Ф. Радиационно-химические превращения цирконов и их применение в геохронологии. Л., 1981. 64 с.

Макиевский С. И., Загородный В. Г. К вопросу о распространенности осадочно-метаморфических железорудных формаций на Кольском полуострове // Геология рудных месторождений Кольского полуострова. Апатиты, 1981. С. 59—64.

Малов Н. Д. Закономерности размещения друзитов в структуре беломорид // Сов. геол. 1974. № 1. С. 152—155.

Малов Н. Д., Шарков Е. В. Состав исходного расплава и условия кристаллизации друзитового комплекса Беломорья // Геохимия. № 7. С. 1032—1039.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., 1965. 327 с.

Материалы III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2000. 315 с.

Материалы к стратиграфическому словарю по докембрию КАССР. Петрозаводск, 1982. 136 с.

Матреничев В. А., Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Кожевников В. Н., Чекулаев В. П., Крылов И. Н. Петрология архейских вулканитов Карелии (к вопросу о геодинамике зеленокаменных поясов) // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л., 1990. С. 187—198.

Матреничев В. А., Пинькова Л. О., Левченков О. А., Макеев А. Ф., Яковлева С. З. Выделение второй генерации архейских зеленокаменных поясов Карелии: Геология и геохронология // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М., 2000. С. 245—247. (Тез. докл.).

Медно-никелевые месторождения Балтийского щита / Под ред. Г. И. Горбунова, Х. Папунен. Л., 1985. 329 с.

Медно-никелевые месторождения Печенги / Под ред. Н. П. Лаверова. М., 1999. 235 с.

Металлогения восточной части Балтийского щита. Л., 1980. 247 с.

Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита / В. П. Петров, О. А. Беляев, З. М. Волошина и др. М.; Л., 1986. 272 с.

Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита / В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, Н. И. Московченко и др. // Метаморфические пояса СССР. М.; Л., 1971. С. 5—23.

Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах / Под ред. Ф. П. Митрофанова. М.; Л., 1985. 310 с.

Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. М.; Л., 1985. 310 с.

Мигматиты / Под ред. Дж. Р. Эшуорта. М., 1988. 343 с.

Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., 1976. 279 с.

Миллер Ю. В. Необычные пликативные формы в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 1997. № 4. С. 80—89.

Миллер Ю. В. Позднеархейская покровная структура Беломорского подвижного пояса // Вест. СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3 (№ 21). С. 28—40.

Миллер Ю. В. Полные тектоно-метаморфические циклы как отражение геодинамических обстановок, реализующихся на конвергентных границах литосферных плит // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. 1. М., 1999. С. 399—402. (Тез. докл.).

Миллер Ю. В. Структура архейских зеленокаменных поясов. М.; Л., 1988. 143 с.

Миллер Ю. В., Львов А. Б., Мыскова Т. А., Милькевич Р. И. Позиция раннепротерозойских друзитов в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Вест. СПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 63—71.

Миллер Ю. В., Милькевич Р. И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995а. № 6. С. 80—92.

Миллер Ю. В., Милькевич Р. И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995б. № 6. С. 80—92.

Миллер Ю. В., Милькевич Р. И. Пример анализа метаморфических комплексов с позиции цикличности // Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. СПб., 1996. С. 359—370.

Миллер Ю. В., Мыскова Т. А., Львов А. Б., Милькевич Р. И. Стратиграфия Чупинского тектонического покрова Беломорского пояса и его геодинамическая интерпретация // Матер. III Всерос. совещ. по стратигр. расчл. раннего докембрия. Апатиты, 2000.

Миллер Ю. В., Глебовицкий В. А., Мыскова Т. А., Львов А. Б. Новые данные о структурной позиции и геотектонической значимости Чупинского покрова Беломорского подвижного пояса // Докл. РАН. 1999. Т. 366, № 3. С. 379—383.

Милькевич Р. И. Петрогеохимические методы восстановления первичной природы метаморфических пород // Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. СПб., 1996. С. 205—221. (Метод. пособ. ВСЕГЕИ).

Милькевич Р. И., Арестова Н. А. Метакоматииты в разрезе терригенной железисто-кремнистой формации Костомукшского зеленокаменного пояса Западной Карелии // Литол. и полез. ископ. 1999. № 5. С. 517—519.

Милькевич Р. И., Миллер Ю. В. Позднеархейские супракрустальные образования оз. Верхние Кичаны (Северная Карелия) // Докембрий Северной Евразии. СПб., 1997. С. 61—62. (Тез. совещ.).

Милькевич Р. И., Мыскова Т. А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Литол. и полез. ископ. 1998. № 2. С. 177—194.

Милькевич Р. И., Миллер Ю. В. Тектоническое значение островодужного магматизма северной части Тикшеозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия) // Общие проблемы геотектоники. М., 2000. С. 323—331. (Тез. Всерос. совещ. МТК).

Минеральный и химический состав гранитов Кольского полуострова. Апатиты, 1978. 118 с.

Минц М. В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. 1. Ранний протерозой // Геотектоника. 1993. № 1. С. 39—56.

Минц М. В., Глазнев В. Н., Конилов А. Н. и др. Ранний докембрий Северо-Востока Балтийского щита; палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М., 1996. 287 с.

Минц М. В., Житников В. А., Шенкман Е. Я. Геодинамическое моделирование раннепротерозойских структур Северо-Востока Балтийского щита (к составлению геодинамической карты Кольского полуострова). М.: ИМГРЭ, 1989. 42 с.

Минц М. В., Колпаков Н. И. Перспективы поисков медно-никелевых руд с учетом новых данных о строении Печенгской структуры // Разведка и охрана недр. 1984. № 10. С. 23—24.

Мирская Д. Д. Стратиграфия и корреляция образований Кейвской и Колмозеро-Вороньей зон // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978. С. 4—17.

Митрофанов Ф. П., Балаганский В. В., Балашов Ю. А. и др. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 1. С. 95—98.

Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б., Балабонин Н. Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вест. СПбГУ. 1997. Сер. 7. Вып. 3. С. 5—18.

Митрофанов Ф. П., Виноградов А. Н., Петров В. П. Магматизм, метаморфизм и металлогения главных геодинамических единиц кольского коллизиона // Магматизм и геодинамика. Уфа. 1995. С. 139—140. (Матер. 1-го Всерос. петрограф. совещ.; Кн. 1).

Московченко Н. И., Турченко С. И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. М.; Л., 1975. 139 с.

Мыскова Т. А. Реконструкция состава и источников вещества чупинских гнейсов Беломорья в свете геолого-геохимических данных // Осадочные формации докембрия и их рудоносность. СПб., 1998. С. 46—47. (Тез. докл.).

Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Львов А. Б., Миллер Ю. В. Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // Литол. и полез. ископ. 2000. № 6. С. 653—664.

Нагайцев Ю. В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л., 1974. 160 с.

Негруца В. З. Местные, региональные и корреляционные стратиграфические схемы докембрия Карелии и Кольского полуострова (историко-геологический анализ) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 6. С. 111—130.

Негруца В. З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л., 1984. 270 с.

Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. М.; Л., 1980. 100 с.

Нерович Л. И. Петрология и геохронология анортозитов Лапландского гранулитового пояса: Автореф. канд. дис. Апатиты, 1999. 23 с.

Николаев Г. С., Коптев-Дворников Е. В., Ганин В. А., Гриневич Н. Г., Киреев Б. С., Пчелинцева Н. Ф., Вислова Т. Ю. Вертикальное строение бураковско-аганозерского расслоенного массива и распределение петрогенных элементов в его разрезе // Докл. РАН. 1996. Т. 347, № 6. С. 799—801.

Овчинникова Г. В., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А., Яковлева С. З., Левченков О. А., Неймарк Л. А., Гороховский Б. М., Федосеенко А. М., Крылов И. Н. Геохронология и петрология позднекинематических гранитов Юго-Восточной Карелии по геохимическим и изотопным данным // Геохимия. 1990. № 1. С. 1561—1573.

Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А., Сергеев С. А., Яковлева С. З., Гороховский Б. М. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры. Центральная Карелия // Петрология. 1994. № 3. С. 266—281.

Овчинникова Г. В., Яковлева С. З., Кутяван Э. П. U-Pb системы гнейсов района Озю Лице (зона Колмозеро-Воронья, Кольский полуостров) // Современное состояние изотопной геохимии и космохимии. М.; Л., 1985. С. 78—81.

Опорные разрезы верхнеархейских отложений / М. Б. Раевская, В. Я. Горьковец, А. И. Светова, О. И. Володичев. Петрозаводск, 1992. 191 с.

Перчук Л. Л. Взаимосогласование некоторых Fe-Mg-геотермометров на основе закона Нернста: ревизия // Геохимия. 1989. № 5. С. 611—622.

Петерсилье И. А., Федкова Т. А., Павлова М. А. Газы и органическое вещество в породах гранулитового комплекса архея Кольского полуострова // Геохимия. 1979. № 12. С. 1883—1888.

Петров В. П. Эволюция и эндогенные режимы метаморфизма раннего протерозоя (на примере Балтийского щита): Автореф. док. дис. СПб., 1995. 44 с.

Петров В. П. О возрасте и природе метаморфизма кейвско-лебяжинского супракрустального комплекса // Проблемы метаморфизма докембрия. Апатиты, 1979. 287 с.

Петров В. П., Беляев О. А., Волошина З. М. и др. Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита. М.; Л., 1986. 272 с.

Петров В. П., Волошина З. М. К стратиграфии осадочно-вулканогенных образований восточного фланга Имандра-Варзугской зоны // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978. С. 44—61.

Петровская Л. С., Баянова Т. Б. Последовательность эндогенных процессов в архейских породах района Пулозеро (Центральнокольский блок) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М., 2000. С. 264—266.

Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М., 1994. 248 с. (Сб. науч. тр.).

Пожиленко В. И. Строение и данные к формационной характеристике Риколатвинской зоны // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 56—63.

Пожиленко В. И., Баянова Т. Б., Богачев В. А., Гоголь О. В. и др. Уточнение геотектонической природы и возраста раннедокембрийских процессов и пород по изотопным данным (Кольский регион, Балтийский щит) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М., 2000а. С. 268—271.

Пожиленко В. И., Баянова Т. Б., Богачев В. А., Филиппов Н. Б., Гоголь О. В. Соотношение и возраст арваренчской и кукшинской свит (гора Арваренч, Кольский полуостров, Балтийский щит) // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты, 2000б. С. 215—218.

Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии, или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита // Тр. 17-й сессии Междун. геол. конгр. Т. 2. М., 1939. С. 27—58.

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Применение K-Ar и Rb-Sr методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита // Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1961. Вып. 6. С. 2—38.

Поляк Э. А. Геологическое строение Печенгской структуры // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. М.; Л., 1968.

Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. М.; Л., 1980. 152 с.

Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). М.; Л., 1967. 139 с.

Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия печенгского комплекса (метаморфизованные осадки и вулканиты). М.; Л., 1974. 139 с.

Прияткина Л. А. Строение протерозойского разлома на Кольском полуострове // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214, № 5. С. 1153—1155.

Прияткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). М.; Л., 1979. 128 с.

Пухтель И. С., Богатиков О. А., Куликов В. В. и др. Роль коровых и мантийных источников в петрогенезисе континентального магматизма: изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикритам Онежского плато, Балтийский щит // Петрология. 1995. Т. 3, № 4. С. 397—419.

Пухтель И. С., Журавлев Д. З., Куликова В. В., Самсонов А. В., Симон А. К. Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 1. С. 197—202.

Пушкарев Ю. Д. Мегациклы в эволюции системы кора—мантия. Л., 1990. 216 с.

Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронологические реперы в докембрии Балтийского щита. М.; Л., 1978. 136 с.

Пушкарев Ю. Д., Рюнгенен Г. И., Шестаков Г. И. и др. Гранитоиды древнее 2800 млн лет на Кольском полуострове // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979. С. 18—43.

Пушкарев Ю. Д., Рюнгенен Г. И. Изотопные составы Sr и Pb в субщелочных ультрамафитовых и мафитовых породах элисенваарского комплекса в связи с идентификацией источника вещества начальных расплавов // 14-й симпоз. по геохимии изотопов. М., 1995. (Тез. докл.).

Пушкарев Ю. Д., Шуркин К. А. Особенности строения зоны беломорид и карелид и морфологические типы бластомилонитов // Деформации и структуры докембрийских толщ. М.; Л., 1966. С. 74—84.

Радченко А. Т., Балаганский В. В., Басалаев А. А. и др. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 500 000. Апатиты, 1994. 96 с.

Радченко А. Т., Балаганский В. В., Виноградов А. Н. и др. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1 : 500 000). СПб., 1992. 112 с.

Радченко М. К. Геологическое строение и положение габбро-анортозитовых массивов в структуре Верхнепонойского блока // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 33—38.

Реддер Е. Флюидные включения. Т. 1. М., 1987. 557 с.

Ризванова Н. Г., Левченков О. А., Богомолов Е. С. и др. Сопоставление методик сепарации фаз цирконов для геохронологических целей // Геохимия. 1994. № 7. С. 1076—1087.

Рыбаков Д. С. Кальций-барийсодержащий целестин гидротермальной минерализации ладогалит-тенсбергитового комплекса Западного Приладожья // Вопросы геологии и магматизма докембрия Карелии. Петрозаводск, 1992. С. 56—58.

Рыбаков С. И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1980. 135 с.

Рыбаков С. И., Куликов В. С. Природа и динамика развития архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, 1985. С. 164—170.

Салье М. Е., Виноградов Д. П., Гаврилина Л. М. Фракционирование изотопов кислорода в минералах полиметаморфических комплексов. М.; Л., 1983. 167 с.

Салье М. Е., Душейко С. И., Синельникова И. М. Геология и петрохимия базитов-ультрабазитов Беломорья // Геология и пегматитоносность беломорид. М.; Л., 1985. С. 162—172.

Самсонов А. В., Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Макаров В. А., Щипанский А. А., Богина М. М. Геохронология и петрология Хизоваарской структуры. Северокарельский зеленокаменный пояс // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М., 2000. С. 326—329. (Тез. I Рос. конф. по изотоп. геохр.).

Самсонов А. В., Бибикова Е. В., Пухтель И. С., Щипанский А. А., Журавлев Д. З. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Тезисы докладов 1-й Международной конференции: Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. СПб., 1996. С. 74—75.

Саранчина Г. М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л., 1972. 128 с.

Светов С. А. Коматиит-толеитовые ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Петрозаводск, 1997. 171 с.

Светов С. А., Светова А. И. Литогеохимическая характеристика высокомагнезиальных вулканитов (2.9—3.0 млрд лет) Карельского кратона // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2000. Вып. 2. С. 43—49.

Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 321 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск, 1992. 152 с.

Светов С. А., Хухма Х. Геохимия и Sm-Nd изотопное изучение архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) // Докл. РАН. 1999. Т. 369. С. 261—263.

Светов А. П., Голубев А. И., Свириденко Л. П. Тенъярвинская интрузия плагиогранитов Северного Приладожья // Магматизм и металлогения докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 3—7.

Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерского пояса Карелии. Петрозаводск, 1988. 148 с.

Свириденко Л. П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. М.; Л., 1974. 155 с.

Свириденко Л. П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. М.; Л., 1980. 216 с.

Седова И. С., Глебовицкий В. А., Вапник Е. А., Саморукова Л. М. Включения минералообразующих сред в ультраметаморфогенных гранитоидах // Термобарометрические исследования процессов минералообразования. Вып. 733. Л., 1988. С. 16—31.

Седова И. С., Крылов Д. П., Саморукова Л. М., Хоернес С. Интрузивные гранитоиды Северного Приладожья. Химия, флюиды, изотопия кислорода // Геохимия. 2001. № 1. С. 16—30.

Седова И. С., Глебовицкий В. А., Семенов А. П. Эволюция метаморфизма позднеархейского периода на примере участка Тупой губы оз. Ковдозера (Северо-Западное Беломорье) // Петрология. 1996. Т. 4, № 2. С. 114—134.

Седова И. С., Семенов А. П., Балтыбаев Ш. К. Флюидные включения в кварцевых жилах пород низкого—среднего метаморфизма ладожского комплекса // Геохимия. 1995. № 10. С. 1433—1447.

Седова И. С., Семенов А. П., Кравцова Е. И. О природе мигматитов полиметаморфического комплекса Тупой губы оз. Ковдозеро, Северо-Западное Беломорье. Петрология. 1998. Т. 6, № 2. С. 197—224.

Седова И. С., Семенов А. П., Лохов К. И., Красоткин С. И. Взаимосвязь флюидного и химического состава полимигматитов района Тупой губы оз. Ковдозеро (Северо-Западное Беломорье) // Докл. РАН. 1995. Т. 345, № 2. С. 226—229.

Сейферт К. К. Мантийные плюмы и горячие точки // Структурная геология и тектоника плит. Т. 2. М., 1991. С. 19—38.

Семенов В. С., Беляцкий Б. В., Кольцов А. Б., Котов Н. В., Яковлева О. А., Рудашевский Н. С., Пчелинцева Н. Ф. Метасоматиты расслоенного комплекса Лукулайсваара и связанная с ним платинометальная минерализация (Олангская группа интрузий, Северная Карелия) // Петрология. 1997. № 2. С. 137—159.

Семенов В. С., Коптев-Дворников Е. В., Берковский А. Н., Киреев Б. С., Пчелинцева Н. Ф., Васильева М. О. Расслоенный троктолит-габбро-норитовый интрузив Ципринга: геологическое строение, петрологические выводы // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 645—668.

Семихатов М. А., Шуркин К. А., Бибикова Е. В. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3—13.

Сергеев С. А., Арестова Н. А., Левченков О. А., Яковлева С. З. Изотопный уран-свинцовый возраст Семченской интрузии габбро-диоритов (Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 11. С. 15—21.

Сергеев С. А., Бибикова Е. В., Левченков О. А., Лобач-Жученко С. Б., Яковлева С. З., Овчинникова Г. В., Неймарк Л. А., Комаров А. Н. Изотопная геохронология водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990а. № 1. С. 73—83.

Сергеев С. А., Левченков О. А., Арестова Н. А., Яковлева С. З., Николаев А. А. Возрастные границы формирования железорудных толщ Костомукшской структуры (Карелия) // Тезисы совещания: Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев, 1990б. С. 72—73.

Сергеев С. А., Сумин Л. В. Радиогеохимическая характеристика и особенности цирконов тоналитов Сунской глыбы (Центральная Карелия) // Природные ассоциации серых гнейсов архея. М.; Л., 1984. С. 164—167.

Синица С. М. Купола Северного Приладожья и взаимоотношение их гранито-гнейсовых ядер со слоистыми оболочками // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 15—23.

Синицын А. В., Корсакова М. А. О докембрии и метаморфических фациях Ребольско-Муезерского района Центральной Карелии // Метаморфические пояса СССР. М.; Л., 1971.

Скорнякова Н. И. Структура Хизоваарского участка // Вопросы геологии и петрологии докембрийских комплексов Карелии. Оперативно-информационные материалы. Петрозаводск, 1979. С. 37—42.

Слабунов А. И. Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61—74.

Слабунов А. И. Лопийские осадочно-вулканогенные образования и их соотношение с беломорским супракрустальным комплексов в районе оз. Кереть // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1990. С. 141—155.

Слабунов А. И., Степанов В. С. Ксенолиты из баталитов Северной Карелии — реликты вулканитов архейского зеленокаменного пояса // Геохимия. 1993. № 6. С. 841—851.

Смирнова В. С., Бабошин В. А. Геологическое строение, метаморфизм и пегматитоносность архейских образований Беломорья. М., 1967. 246 с.

Смолькин В. Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита // СПб. 1992. 272 с.

Сочеванов Н. Н., Арестова Н. А., Матреничев В. А., Лобач-Жученко С. Б. Первые данные о Sm-Nd возрасте архейских базальтов Карельской гранит-зеленокаменной области // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 1. С. 175—180.

Стенарь М. М. Геология карельских образований зоны Хедозеро—Большезеро—Кимасозеро (Западная Карелия): Автореф. канд. дис. Петрозаводск, 1964. 45 с.

Степанов В. С. Мигматиты Пяозерского блока (петрохимические особенности и последовательность образования комплексов) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 118—170.

Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. М.; Л., 1981. 215 с.

Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. М.; Л., 1989. 176 с.

Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., 1970. 227 с.

Суслова С. Н. Петрохимическая характеристика коматиитов из нижнедокембрийских вулканогенных толщ Кольского полуострова // Зап. ВМО. 1978. Сер. 2, ч. 7, вып. 1. С. 42—54.

Сыстра Ю. И. Тектоника Карельского региона. М.; Л., 1991. 176 с.

Сыстра Ю. И., Скорнякова Н. И. Деформации лопийских образований района Хизоваара—оз. Кереть // Структурный анализ кристаллических комплексов. Ч. 2. М., 1986. С. 70—72.

Таусон Л. В. Геохимия и металлогения латитовых серий // Геол. руд. месторож. Вып. 3. Л., 1982.

Терехов Е. Н., Левицкий В. И. Гранулиты Лапландского пояса: редкоземельные элементы и проблемы петрогенезиса // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1993. № 5. С. 3—18.

Терехов Е. Н., Левицкий В. И. Субщелочные граниты основания лапландских гранулитовых покровов как геохимические аналоги гранитов рапакиви // Геохимия. 1995. № 2. С. 174—188.

Терехов Е. Н., Левицкий В. И., Суханов М. К. Структурная эволюция и петрогенезис гранулитов Лапландского пояса // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1989. № 5. С. 48—59.

Томкеев С. И. Петрологический англо-русский толковый словарь. Т. 1. М., 1986. 285 с.

Травин В. В. Кормангская гранитная интрузия // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск, 1990. С. 102—115.

Тугаринов А. И., Бибикова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., 1980. 131 с.

Федоров Е. Е., Кислякова Н. Г., Федорова М. Е., Щербакова И. П. Роль надвигов и дугообразных разломов в истории развития Терско-Нотозерской зоны // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. М.; Л., 1980. С. 146—151.

Федорова М. Е., Шустова Т. Н. Чапомские конгломераты // Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1974. С. 34—44.

Федотов Ж. А. Эволюция протерозойского вулканизма восточной части Печенго-Варзугского пояса (петрохимический аспект). Апатиты, 1985. 119 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., 1989. 590 с.

Фриш Т., Джексон Г. Д., Глебовицкий В. А. и др. U-Pb геохронология цирконов Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, южная часть Кольского полуострова, Россия // Петрология. 1995. Т. 3, № 3. С. 248—254.

Хазов Р. А. Ладогалиты — новые апатитоносные щелочные ультраосновные породы // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 1190—1203.

Хазов Р. А., Иващенко В. И. Новые проявления щелочного магматизма и апатитового оруденения на Балтийском щите. Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 4. С. 944—947.

Хазов Р. А., Попов М. Г., Бискэ Н. С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. СПб., 216 с.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.

Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф. Орогенный вулканизм Карелии // Тр. Ин-та геол. Кар. ФАН СССР. Вып. 36. 1977. 216 с.

Чекулаев В. П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита: Автореф. док. дис. СПб., 1996. 42 с.

Чекулаев В. П. Архейские «санукитоиды» на Балтийском щите // Докл. РАН. 1999. Т. 368, № 5. С. 676—678.

Чекулаев В. П., Арестова Н. А. Строение и деформации семченской толщи // Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. М.; Л., 1978. С. 17—21.

Чекулаев В. П., Байкова В. С. Гранулитовые ассоциации серых гнейсов Западной Карелии // Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л., 1984. С. 141—150.

Чекулаев В. П., Левченков О. А., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А. Новые данные по определению возрастных рубежей формирования архейского комплекса Карелии // Общие вопросы и принципы расчленения докембрия. СПб., 1994. С. 69—86.

Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Левский Л. К., Коваленко А. В. Эволюция магматизма Карелии как основа для выделения архейских террейнов // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Петрозаводск, 1999. С. 176—177.

Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Левский Л. К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805—816.

Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Гусева Н. С., Коваленко А. В., Крылов И. Н. Архейский магматизм северо-западной окраины древнего Водлозерского домена, район оз. Остер, Карелия (геология, геохимия, петрология) // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 138—167.

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.; Л., 1964. 123 с.

Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, 1970. 284 с.

Чухонин А. Н,, Шулешко И. К., Кожевников В. Н. Минералого-геохимическое исследование цирконов из древнейших пород Западной Карелии // Зап. ВМО. 1985. Вып. 5. С. 585—590.

Шарков Е. В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова // Анортозиты Земли и Луны. М.; Л., 1984. С. 5—61.

Шарков Е. В., Красивская И. С., Смолькин В. Ф. Балтийская провинция развития пород раннепротерозойской кремнистой высокомагнезиальной серии // Тез. докл. I Междун. конф. «Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». СПб., 1996. С. 101.

Шарков Е. В., Ляхович В. В., Леднева Г. В. Петрология раннепротерозойского друзитового комплекса Беломорья, п-ва Пежостров, Северная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 5. С. 511—531.

Шарков Е. В., Богатиков О. А., Пчелинцева Н. Ф., Коптев-Дворников Е. В., Семенов В. С., Гроховская Т. Л., Николаев Г. С., Чистяков А. В. Перспективы платиноносности раннепротерозойского Бураковского расслоенного интрузива в Южной Карелии // Платина России. Т. 2. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 10—19.

Шемякин В. М. Чарнокитоиды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976. 179 с.

Шемякин В. М. Петрология чарнокитоидов раннего докембрия. Л.: Наука, 1988. 232 с.

Шинкарев Н. Ф., Иваников В. В., Григорьева Л. В. Гранитоидные серии Балтийского щита (геологическая позиция и геохимия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. Вып. 4. 1992. С. 52—64.

Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). Новосибирск, 1976. 224 с.

Шулешко И. К., Кожевников В. Н., Чухонин А. П. Ранний метаморфизм восточной части Балтийского щита (по изотопным и геохронологическим данным) // Сов. геол. 1987. № 8. С. 78—87.

Шульдинер В. И. Кварц-кордиеритовые симплектиты в архейских породах Северо-Восточного Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1996. № 12. С. 60—72.

Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К. Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 3. С. 11—22.

Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К. и др. Плутоно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья: новая модель // Регион. геол. и металлогения. 1995. № 4. С. 52—62.

Шульдинер В. И., Левченков О. А., Яковлева С. З. и др. Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 7. 1999.

Шуркин К. А. Беломориды, геология, петрология, история развития: Автореф. док. дис. геол.-минер. наук. М., 1964. 58 с.

Щеглов А. Д., Москалева В. Н., Марковский Б. А. и др. Магматизм и металлогения рифтогенных структур восточной части Балтийского щита. СПб., 1993. 244 с.

Щербакова Т. Ф. Амфиболиты беломорского комплекса и их гранитизация. М., 1988. 150 с.

Щипцов В. В., Кожевников В. Н., Скорнякова Н. И. Гранитоиды архея юго-восточной части Балтийского щита (Карельский геоблок). М.; Л., 1987. 119 с.

Юдин Б. А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л., 1980. 169 с.

Aho L., Petrogenetic and geochronological studies of metavolcanic rocks and associated granitoids in the Pihtipudas area // Centr. Finl. Geol. Surv. Finland. 1979. Bull. 300. 22 p.

Alapieti T. The Koillismaa layered igneous complex, Finland — its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium // Bull. Geol. Surv. Finl. 1982. N 319. P. 116.

Alapieti T., Filen B., Lahtinen J., Lavrov M., Smolkin V., Voitsekhovsky S. Early Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Fennoscandian Shield // Miner. Petrol. 1990. N 42. P. 1—22.

Alapieti T., Hugg R., Piirainen T., Ruotsalainen A. The ultramafic and mafic intrusion at Narankavaara, northeastern Finland // Geol. Surv. Finl. 1979. Bul. 299. 43 p.

Alexejev N. L., Huhma H., Belyatsky B. V., Balagansky V. V. Sm-Nd Grt-WR ages on the Kolvitsa-Umba Zone and Pongoma area, Belomorian-Lapland Belt, Baltic Shield, Russia // Abst. of the 4th SVEKALAPKO workshop, 1999, Lammi, Finland. Oulu. Oulu University Press. 1999. P. 1.

Alexejev N. L., Zinger T. F., Belyatsky B. V., Balagansky V. V. Age of the crystallization metamorphism of the Pezhostrov gabbro-anorthosites, northen Karelia, Russia // Abstr. of SVEKALAPKO. EUROPROBE project. Lammi. Finland, 2000. P. 3.

Allegre G. J., Minster J. F. Quantitative models of trace element be-havior in migmatic processes // Earth and Plan. Sci. Lett. 1978. V. 38, N 1. P. 1—25.

Amelin Yu. V., Heaman L. M., Semenov V. S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. V. 75. P. 31—46.

Amelin Yu. V., Semenov V. S. Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 124. P. 255—272.

Annual report Geological Soc. Finland, Otaniemi, 1978. 40 p.

Aranovich L. Ya., Podlesskii K. K. Geothermobarometry of high-grade metapelites: Simultaneously operating reactions // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. N 43. P. 45—61.

Arndt N. T., Goldstein S. L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages // Geology. 1987. V. 15, N 10. P. 893—895.

Arth J. C., Barker F., Peterman Z. E. et al. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of South West Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas // J. Petrol. 1978. V. 19. N 2. P. 289—316.

Baadsgaard H., Nutman A. P., Bridgwater D. Geochronology and isotope geochemistry of the early Archaean Amitsoq gneisses of the Isukasia area, southern West Greenland // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2173—2183.

Balagansky V. V., Daly J. S. Structure and evolution of the Palaeoproterozoic Lapland-Kola orogen // Abstr. of the 5th SVEKALAPKO workshop. Lammi, 2000. P. 9.

Balagansky V. V., Daly J. S., Timmerman M. J. Two distinctive Palaeoproterozoic supracrustal sequences in northern Fennoscandia — products of two contrasting tectonic settings // Ibed. P. 11.

Balagansky V. V., Timmerman M. J., Kislitsyn R. V. 2.5—1.9 Ga magmatism, metamorphism and deformation in the southeastern branch of the Lapland Granulite Belt, Kola Peninsula, Russia // Terra Nova. 1994. V. 6. N 2. P. 2.

Balagansky V. V., Timmerman M. J., Kozlova N. Ye., Kislitsyn R. V. A 2.44 Ga syntectonic mafic dyke swarm in the Kolvitsa Belt, Kola Peninsula, Russia: implications for the early Palaeoproterozoic tectonics in the north-eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001. V. 105. N 2—4. P. 269—287.

Balashov Ju. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on Archaean formations of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity, 1992. P. 13—34.

Balashov Ju. A., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P. Isotopic data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and Northern Karelia, Northeastern Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. N 1—4. P. 197—205.

Balashov Ju. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian region and Finland. Apatity, 1992. P. 13—34.

Baltibaev Sh. K. Fluid inclusions and fluid flow during thermal zonality complex formation. Terra Nova, (7), EUG 8, Strasburg, 1995. P. 194.

Ballhaus C. G. Potholes of the Merensky Reef at Brakspruit Shaft. Rustenburg Platinum Mines: Primary disturbances in the magmatic stratigraphy // Econ. Geol. 1988. V. 83, N6. P. 1140—1158.

Barbey P., Bernard-Griffiths J., Convert J. The Lapland charnockitic complex: REE geochemistry and petrogenesis // Lithos. 1986. V. 19. N 2. P. 95—111.

Barbey P., Bertrand J. M., Angoua S., Dautel D. Petrology and U/Pb Chronology of the Telohat migmatites, Aieksod Central Hoggar, Algeria // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. V. 101. P. 207—219.

Barbey P., Convert J., Moreau B. et al. Petrogenesis and evolution of an early Proterozoic collisional orogenic belt: The granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geol. Soc. Finl. 1984. V. 56. Pt 1—2. P. 161—188.

Barbey P., Raith M. The Granulite Belt of Lapland // Granulites and Crustal Evolution // Kluwer Acad. Publ. 1990. P. 111—132.

Barker F. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin // F. Barker (Ed.), Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam, 1979. P. 1—12.

Barker F., Arth J. G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite — basalt suites // Geology. 1976. V. 4. P. 596—600.

Barling J., Marker M., Brewer T. Calc-alkaline suites in the Lapland-Kola orogen, Northern Baltic Shield: Geochemical and isotopic constraints on accretion models // Terra Nova. 1997. V. 9. N 1. P. 129.

Barling J., Marker M., Brewer T. A juvenile ca. 1.95—1.93 Ga magmatic arc complex northeast of the Lanland Granulite Belt in the Lapland-Kola orogen, northern Baltic Shield — a geochemical and isotopic study // Proceedings of the 2nd DLC Workshop on Nagssugtoqidian geology. Danish Lithosphere Centre. Copenhagen. 1996. P. 66—70.

Barrie C. T., Shirey S. B. Nd- and Sr-isotope systematics for the Kamiskotia — Montcalon area: implications for the formation of late Archean crust in the Western Abitibi subprovince, Canada // Can. J. Earth Sci. 1991. V. 28. P. 58—76.

Bayanova T. B., Balashov Yu. A. Geochronology of Paleoproterozoic layered intrusions and volcanites of the Baltic Fennoscandian Shield // Geology of the Eastern Finnmark—Western Kola Peninsula region. D. Roberts and O. Nordgulen (eds). Nor. geol. unders. Spesial Publ. 7. Trondheim, 1995. P. 75—80.

Bayanova T. B., Levkovich N. V., Ivanova L. V. U-Pb evidence for ore deposits of Near-Imandra zone. Kola Peninsula, Russia. SVEKALAPKO Europrobe project, Workshop, 1998a. P. 9.

Bayanova T. B., Vetrin V. R., Levkovich N. V., Apanasevich E. A. Late Archean age of the Ponoy granite massif. Ibed, 1998b. P. 11.

Beard J. S., Lofgren G. E. Dehidration melting and water-saturated melting of basiltic and andesitis green-stone amphibolites at 1, 3, and 6—9 kb // J. Petrology. 1991. V. 32, N 2. P. 365—402.

Bedard L. P., Ludden J. N. Nd-isotope evolution of Archaean plutonic rocks in southeastern Superior Province // Can. J. Earth Sci. 1997. V. 34. P. 286—298.

Bedrock Map of Finland. 1 : 1 000 000. Geol. Surv. Finland. Espoo, 1997.

Bender J. E., Hodges F. N., Bence A. E. Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: experimental study from 0 to 5 kbars // EPSL. 1978. V. 41, N 3. P. 277—302.

Bennett V. C., McCulloch M. T., Nutman A. B., Kinney P. D. Combined Sm-Nd isotopic systematica and U-Pb zircon characteristics in the Narryer Gneiss Complex,

Western Australia: implications for Archean gneisses // Abstracts 3rd Int. Archean Symp. 1990. P. 9—10.

Berman R. G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na_2O—K_2O—CaO—MgO—FeO—Fe_2O_3—Al_2O_3—SiO_2—TiO_2—H_2O—CO_2 // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 455—522.

Berman R. G. 1991. Thermobrometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canad. Mineral. 1991. V. 32. P. 833—855.

Bernard-Griffiths J., Peucat J. J., Postaire B. et al. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // Precambrian Res. 1984. V. 23. P. 325—348.

Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91. P. 611—627.

Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contr. Mineral. Petorl. 1986. V. 92. P. 181—193.

Bibikova E. V., Skiöld T., Bogdanova S. V. Age and geodynamic aspects of the oldest rocks in the Precambrian Belomorian Belt of the Baltic (Fennoscandian) Shield // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1996. V. 112. P. 55—67.

Bickle M. S., Bettenay L. F., Chapman H. J., Groves D. S., McNaughton N. J., Campbell S. H., DeLaetter J. R. Origin of the 3500—3300 Ma calc-alkaline rocks in the Pilbara Archaean: isotopic and geochemical constraints from the Shaw Bathalith. // Precambrian Res. 1993. V. 60. P. 117—149.

Bogdanova S. V., Bibikova E. V. The «Saamian» of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constraints // Precambrian Res. 1993. V. 64, N 1/4. P. 131—152.

Borisova V., Borisov A., Smolkin V. Komatiitic association of the Uraguba-Kolmozero—Voronya Archean greenstone belt (Kola peninsula) // Geology. of the Kola peninsula (Baltic shield), 9th Meeting AEGS, Kola SC GI, 1995. P. 3—23.

Boynton W. V. Cosmochemistry of the Earth elements meteorite studies. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, 1984. P. 63—114.

Bottinga Y., Javoy M. Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks // Rev. of geophys. and space phys. 1975. V. 3. P. 401—416.

Boynton W. V. Geochemistry of the rare earth elemens: meteorite studies // P. Henderson (ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier. 1984. P. 63—114.

Bridgwater D., Glebovitsky V. A., Sedova I. et al. Sub-horizontal stretching fabrics and high grade metamorphic assemblages in ca 2.5—2.35 Ga syntectomic igneous suites from the Belomorian fold belt. Evidence of acid-basic igneous activity during extension in the deep crust // Terra Abst. 1994. N 12. P. 4.

Bridgwater D., Marker M., Mengel F. The eastern extension of the early Proterozoic Torngat Orogenic Zone across the Atlantic // LITHOPROBE Report N 27. St. John's, 1992. P. 76—91.

Bridgwater D., McGregor V. R., Myers J. S. A horizontal tectonic regime in the Archaean of Greenland and its implications for earle crustal thickening // Precambrian Res. 1974. V. 1, N 3. 179—197.

Bridgwater D., Mengel F., Fryer B. et al. Early Proterozoic mafic dykes in the North Atlantic and Baltic Cratons: field setting and chemistry of distinctive dyke swarms // Early Precambrian. Proc. Geol. Soc. Spec. Publ. 1995. V. 95. P. 193—210.

Bridgwater D., Glebovitsky V. A., Sedova I. S., Miller J. V., Alexejev N. L., Yefimov M. M., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Lobach-Zhuchenko S. B. Sub-horizontal stretching fabrics and high grade metamorphic assemblages in 2.5—2.35 Ga. syntectonic igneous suites from Belomorian fold belt. Evidence of acid-basic igneous activity during extension in the deep crust. IGCP — Symposium 275/371. Nottingham Terra Nova, 6, abstract supplement 2. 1994. P. 4.

Campbell T. H., Griffiths R. W. The changing nature of mantle hotspots through time: implication for the chemical evolution of the mantle // J. Geol. 1992. V. 100. P. 497—523.

Campbell I. H., Naldrett A. I., Barnes S. I. A model for the origion of the platinum rich horizons in the Bushveld and Stillwater Complexes. J. Petrology. 1983. V. 24. P. 133—165.

Chappel B. W., White A. J. R. I- and S-type granites in the Lachan Fold Belt. // Earth Sciences. The second hutton symposium on the origin granites and related rocks. 1992. V. 83. Pfrts. 1, 2. P. 1—26.

Chappel B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. V. 8. P. 173—174.

Claesson S., Huhman H., Kinny P. D. et al. Svecofennian detrital zircon ages — implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 109—130.

Clemens J. D., Vielzeuf D. Constraints on melting and magma production in the crust // Earth Planetary Sci. Lett. 1987. V. 86, N 2—4. P. 287—306.

Cliff R. A., de Jong K., Rex D. C., Guise P. G. Evaluation of Rb-Sr hornblende dating of rocks from the Kola Peninsula: an alternative to $^{40}Ar/^{39}Ar$ where exess argon is present // Terra Nova. V. 9. Abstr. Suppl. 1. P. 488.

Collerson K. D. The Archean gneiss complex of northern Labrador. 2. Mineral ages, secondary isochrons, and diffusion of strontium during polymetamorphism of the Uivak gneisses // Canad. J. Earth Sci. 1983. V. 20, N 5. P. 707—718.

Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R., Chappell B. W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 80. P. 189—200.

Crocker C. H., Collerson K. D., Lewry J. F., Bickford M. E. Sm-Nd, U-Pb and Rb-Sr geochronology and lithostructural relationships in the southwestern Rae province: constraints on crustal assembly in the western Canadian Shield // Precambrian Res. 1993. V. 61. P. 27—50.

Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001. V. 105, N 2—4. P. 289—314.

Daly J. S., Mitrofanov F. P., Morozova L. N. Late Archaean Sm-Nd model ages from the Voche—Lambina area: implications for the age distribution of Archaean crust in the Kola Peninsula, Russia // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 189—195.

Deines P. On the oxygen isotope distribution among mineral triplets in igneous and metamorphic rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 1709—1730.

DePaolo D. J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981a. V. 291, N 5812. P. 193—196.

DePaolo D. J. Trace element and isotopic effect of combined wallrock assimilations and fractional crystallization // Earth Planet. Sci. Lett. 1981b. V. 53. P. 189—202.

DePaolo D. J. Neodymium isotope geochemistry. Springer-Verlag, Berlin, 1988. 187 p.

DePaolo D. J., Linn A. M., Schubert G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States // J. Geophys. Res. 1991. V. 96, N B2. P. 2071—2088.

Dobrzhenetskaya L. F., Nordgulen O., Vetrin V. R. et al. Correlation of Archaean rocks between Sorvaranger area, Norway, and the Kola Peninsula, Russia (Baltic Shiald) // Geology of the eastern Finnmark — western Kola region /Ed. D. Roberts, O. Nordgulen. Norges geologiske undersokelse. Sp. Publ., 1995. P. 7—28.

Douce P. A. E. Generation of metaluminius A-type granites by low-pressure melting of calc-alkiline granitoids // Geology. V. 25, N 8. 1997. P. 743—746.

Vover J. H. Problems of terrane terminology — Causes and effects // Geology. 1990. V. 18. N 6. P. 487—488.

Eby G. N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115—134.

Ekdahl E. Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and Evolution of the Reehe—Ladoga Ore Zone, based on the Pielavesi area, Central Finland // Geol. Surv. Finland, Bull. 1993. N 373, 137 p.

Eklund O., Konopelko D., Rutanen H., Frojdo S., Shebanov A. D. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield // Lithos. 1998. V. 45. P. 87—108.

Elthon G. P., Scarfe C. N. High-pressure phase equilibria of high magnesia basalt and the genesis of oceanic basalts // Contr. Mineral. Petrol. 1979. V. 71. P. 13—32.

Eskola P. On the granulites of Lapland // Amer. J. Sci. 1952. Bowen Vol. P. 133—171.

Eskola P. The problem of mantled gneiss domes // Geol. Soc. London Quart. 1949. J. V. 104, pt. 4. P. 461—476.

Fiske R. S., Matsuda T. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan // Amer. J. of Sci. 1964. V. 262. P. 76—106.

Front K., Vaarma M., Rantala E., Luukkonen A. Keski-Lapin varhaisproterotsooiset Nattas-tyypin graniittikompleksit, niiden kivilajit, geokemia ja mineralisaatiot. Geol. Surv. Finland. Report of Investigation 85. 1989. 77 p.

Front K., Nurmi P. A. Characteristics and geological setting of synkinematic Svecofennian granitoids in southern Finland // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 207—224.

Gaal G. Geological setting and intrusion tectonics of the Katalahti nickel-cupper deposit, Finland // Bull. Geol. Sos. Finland. 1980. V. 52. P. 101—128.

Gaal G., Mikkola A., Soderholm B. Evolution of the Archaean crust of Finland // Precambrian Res. 1976. V. 6. P. 199—215.

Caal G., Berthelsen A., Gorbatschev R. et al. Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield // Tectonophysics. 1989. V. 162. P. 1—25.

Gaal G., Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic shield // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 15—52.

Gaertner H. R. Gedanken zur Tektonik der «Lapplandischen Granulite» // Bull. Comm. Geol. Finl. 1962. V. 204. P. 207—221.

Gamire G. E., Lafleche M. R., Ludden J. N. Archean metasedementary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian Sheld: chemical characterization, weathering and modelling of the sours areas // Precambrian Res. 1993. V. 62, N 3. P. 285—305.

Gariepy C., Allegre C. J. The lead isotope geochemistry and geochronology of late kinematic intrusives from the Abitibi greenstone belt and the implications for late Archean crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. P. 2371—2383.

Gaskelberg V. G. The Kuolajärvi—Paanajärvi zone within the framework of the general structure of the Kola-Karelia region // Geol. Surv. Finl. Spec. 1992. Paper 13. P. 19—26.

Geological Development, gold mineralisation and exploration Methods in the late Archean Hattu Shist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland // Geol. Surv. Finl. Sp. 1993. Pap. 17. 1993. 386 p.

Geological Map, Northern Fennoscandia, 1 : 1 mill. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden. Helsinki. 1987.

Glebovitsky V. A. The Early Precambrian of Russia. Hood Acad. Pabl. London, 1997. 261 p.

Glebovitsky V. A., Alexejev N., Marker M., Bridgwater D., Salnikova E., Berezhnaya N. Age, evolution and regional setting of the Palaeoproterozoic Umba igneous

suite in the Kolvitsa-Umba zone, Kola Peninsula: constraints from new geological, geochemical and U-Pb zircon data // Precambrian Res. 2001a. V. 105. N 2—4. P. 247—268.

Glebovitsky V. A., Semenov V. S., Beljatsky B. V., Koptev-Dvornikov E. V., Pchelintseva N. F., Kireev B. S., Koltsov A. B. Structure of the Lukkulaisvaara Intrusion, Petrological Implications (Oulanka Group Intrusions, Northern Karelia). The Canadian Mineralogist. 2001b. N 39. P. 607—637.

Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crustal evolution // Earth Plan. Sci. Letters. 1988. V. 87. P. 249—265.

Goldstein S. L., Arndt N. T., Stallard R. F. The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sm-Nd isotopes in Orinoco basin river sediments // Chem. Geol. 1997. V. 139. P. 271—286.

Gorkovets V., Rayevskaja M. B. Geology of the Kostomuksha Nature Resarve // Ecosystems, fauna and flora Finish-Russian Nature Reserve. Helsinki, 1997.

Gruau G., Chauvel C., Arndt N. T., Cornichet J. Aluminium depletation in komatiites and granet fractionation in the early Archaean mantle: hafnium isotope constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 3095—3101.

Grundstrom L. The Laukunkangas nickel-copper occurence in southeastern Finland // Bull. Geol. Soc. finl. 1980. V. 52. 23—53.

Haapala I., Front K., Rantala E., Vaarma M. Petrology of Nattanen-type granite complexes, Northern Finland // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 225—240.

Hackman V. Sortavalan seudun kivilajikartta // Geologisen toimikunnan juklaisema. 1929.

Halkoaho T. The Sompujarvi and Ala-Penikka PGE Reefs in the Penikat layered intrusion, Northern Finland — implications for PGE Reef-forming progresses // Acta Univ. Oul., 1994. A249. 122 p.

Halkoaho T., Alapieti T. T., Lahtinen J. J. The Sompujarvi PGE mineralisation in the Penikat layered intrusion, Northern Finland // Alapieti T. (Ed.). 5th International Platinum Symposium. Guide to the post-symposium field trip // Geol. Surv. Finl. Guide. 1989. V. 29. P. 71—92.

Halkoaho T. A. A., Alapieti T. T., Lahtinen J. J. The Sompujarvi PGE Reef in the Penikat layered intrusion, Northern Finland // Miner. Petrol. 1990. V. 42. P. 39—55.

Hanski E. J., Smolkin V. F. Iron- and LREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exeplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia. Lithos, 1995. P. 107—126.

Hanski E. J., Grinenko L. N., Mutanen T. Sulfur isotopes in the Keivitsa Cu-Ni-bearing intrusion and its country rocks, northern Finland: evidence for crustal sulfur contamination // IGCP project 336 symposium in Rovaniemi, Finland, August 21—23, 1996: program and abstracts. University of Tukru. Division of geology and mineralogy. 1996. V. 33. P. 15—16.

Hanson G. N. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition // Earth and Planetary Sci. Lett. 1978. V. 38, N 1. P. 26—43.

Harland W. B. Tectonic transtension in Caledonian Spitsbergen // Geol. Mag. 1971. V. 108, N 1. P. 27—42.

Hegner E., Kröner A., Hofmann A. W. Age and isotope geochemistry of the Archaean Pongola and Usushwana suites in Swaziland, Southern Africa: a case for crustal contamination of mantle-derived magma. Earth Planet. Sci. Let. 1984. V. 70 (2), P. 267—279.

Helovuori O. Geology of Pyhasalmi ore deposit, Finland // Economi Geol. 1979. V. 74. 1084—1101.

Hjelt S.-E., Daly J. S. and SVEKALAPKO colleagues. SVEKALAPKO: Evolution of Palaeoproterozoic and Archaean Lithosphere // EUROPROBE 1996 — Li-

thosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents. Uppsala University, 1996. P. 56—67.

Holtta P. (ed.) Relationship of granitoids, structures and metamorphism at the eastern margin of the Central Finland Granitoid complex // Geol. Surv. Finl. Bull. 1995. V. 382. 115 p.

Holtta P. Geochemical characteristics of granulite facies rocks in the Archean Varpaisjarvi area, Central Fennoscandian shield // Lithos. 1997. V. 40. P. 31—53.

Holtta P. Metamorphic zones and the evolution of granulate grade metamorphism in early Proterozoic Pielavesi area, central Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1988. V. 344. 50 p.

Holtta P. Observations of metamorphic reactions and PT-conditions in the Turku granulite area // Geol. Surv. Finl. Bull. 1986. V. 339. P. 43—58.

Honkamo M. Pohjois-Pohjanmaan vulkaniitit. Summery: Volcanic rocks in northern Ostrobothnia // Geol. Surv. Finl. Rep. Invest. 1989. V. 89. 46 p.

Hörmann P. K., Raith M., Raase P. et al. The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoki — Inarijärvi area // Geol. Surv. Finl. Bull. 1980. V. 308. 95 p.

Huhma H. Sm-Nd, U-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1986. V. 337. 52 p.

Huhma H. Provenance of Early Proterozoic and Archaean metasediments in Finland: a Sm-Nd isotopic study // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 127—143.

Huhma H. Isotopic stydues on the Lapland Granulite Belt and adiacent areas // Abstracts of the SVEKALAPKO workshop, 28—30. 11. 1996, Lammi, Finland. P. 25—26.

Huhma H., Claesson S., Kinny P. D., Williams I. S. The growth of the Early Proterozoic crust: new evidence from Svecofennian detrital zircons // Terra Nova. 1991. V. 3, N 2. P. 175—179.

Huhma H., Paavola J., Höltta P., Manttari I. P-T-t development of Archaean granulites in Varpaisjarvi, Central Finland II: dating of high grade metamorfism with U-Pb and Sm-Nd methods // Lithos. 2000. V. 50, N 1—3. P. 121—136.

Huhma H., Holtta P., Paavola J. Isotopic studies on the Archaean Varpaisjarvi granulites in Finland. Abstracts 9th Meeting of the Association of European Geological Societies (MAEGS), St. Petersburg, 1995. P. 42.

Huhma H., Mutanen T., Hanski E., Rasanen J., Manninen T., Lehtonen M., Rastas P., Juoperi H. Isotopic Evidence for contrasting sources of the prolonged Palaeoproterozoic mafic-ultramafic magmatism in Central Finnish Lapland. In: IGCP project 336 symposium in Rovaniemi, Finland, August 21—23, 1996: program and abstracts. University of Turku. Division of geology and mineralogy. 1996. Publ. V. 33. P. 17.

Huhma H., Smolkin V. F., Hanski E. J., Fedotov Zh. A. Sm-Nd isotope study of the Nyasyukka dyke complex in the northern Pechenga area, Kola Peninsula, Russia // Programm and Abstracts. IGCP Project 336 Symposium in Rovaniemi, Finland, August 21—23, 1996. University of Turku, Publ. 33. 1996. P. 57—58.

Hyppönen V. Explanation to the maps of Pre-Quaternary rocks. Sheets 4411 Ontojoki, 4412 Hiisjarvi and 4413 Kuhmo // Geological map of Finland. 1983. 60 p.

Iljina M. The Portimo layered igneous complex — with emphasis on diverse sulphide and platinum-group element deposits. Department of Geology, University of Oulu, FIN-90570 Oulu, Finland // Acta Univ. Oul., 1994. A258. 158 p.

Ito K., Kennedy G. C. The composition of liquids formed by partial melting of eclogites at high temperatures and pressures // J. Geol. 1974. V. 82. N 3. P. 383—392.

Jahn B. M., Auvray B., Blais S., Capdevila R., Cornichet J., Vidal F., Hameurt J. Trace element Geochemistry and Petrgenesis of Finnish Greenstone Belts // J. Petrol. 1980. V. 21. N 2. P. 201—244.

Jahn B. M., Vidal F., Kröner A. Multi-chronometric ages and origin of Archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crustal residence time // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 398—408.

Jahn B. M., Auvray B., Shen Q. N., Liu D. Y., Zhang Z. Q., Dong Y. S., Ye X. J., Zhang Q. Z., Cornichet J., Mace S. Archaean crustal evolution in China: the Taishan complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle // Precambrian Res. 1988. V. 38. P. 381—403.

Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic roks // Ontario Dept. Mines. 1976. Misc. Pap. V. 66. 22 p.

Kahkonen Y., Huhman H. An Archaean pabble in a Svecofennian conglomerate near Tampere, southern Finland // S. Autio (ed). Current Research 1991—1992. Geol. Surv. Finl. Srec. Pap. 18. 1993. P. 31—36.

Kahkonen Y. Geochemistry and tectonomagmatic affinities of the metavolcanic rocks of the Early Proterozoic Tempere Schist Belt, southern Finland // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 295—311.

Kahkonen Y. Geochemistry and petrology of the metavolcanic rocks of the early Proterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1989. V. 345. 104 p.

Kahkonen Y. Shoshonitic and high-K metavolcanic rocks in the southern part of the Tampere Schist Belt, southern Finland: evidence for an evolved arc-type setting / Y. Nironen, Y. Kahkonen (eds) Geochemistry of supracrustal rocks in Finland // Geol. Surv. Finl., Special Paper. 1994. V. 19, P. 101—115.

Kahkonen Y., Huhma H., Aro K. U-Pb zircon ages and Rb-Sr whole rock isotope studies of early Proterozoic volcanic and plutonic rocks near Tempere, Southern Finland // Precambrian Res. 1989. V. 45. P. 27—43.

Kahma The main metallogenic features of Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1973. V. 265. 29 p.

Karhu J. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // Geol. Surv. Finl. Bull. 1993. V. 371. 87 p.

Kaulina T., Kislitsyn R., Apanacevich E. U-Pb age of metamorphic zircons, titanites and rutiles from Yaurozero region (the Tanaelv Belt, Kola Peninsula) // Abstr. of the 5th SVEKALAPKO workshop. Lammi. 2000. P. 34.

Kesola R. Taka-Lapin metavulkaniitit ja niiden geologinen ymparisto. Summaru: metavolcanic and associated rocks in the northernmost Lapland // Geol. Surv. Finl. Report of Investigation 1991. V. 107. 62 p.

Kilpelainen T. Evolution of deformation and metamorphism as function of time in Rantasalmi-Sulkava area, Southeastern Finland / K. Korsmsn (ed.) Tectonometamorphic evolution of Raahe-Ladoga zone // Geol. Surv. Finl., Bill. 1999. V. 343. P. 77—87.

Kislitsyn R. V., Balagansky V., Mänttäri I. et al. Age of accretion and collision in the Palaeoproterozoic Lapland-Kola orogen: new isotope evidence from the Kolvitsa belt and the Umba granulite terrane // Abstr. of the 4th SVEKALAPKO workshop. Lammi., 1999a. P. 33.

Kislitsyn R. V., Balagansky V. V., Daly H. S., et al. Pegmatites in the evolutionary history of the Lapland-Kola Orogen core: what do they mean? // Ibed. 2000a. P. 36.

Kislitsyn R. V., Balagansky V. V., Mänttäri I. et al. Age of the collisional stage of the evolution of the Lapland-Kola orogen core, north-eastren Baltic Shield // Abst. of the 5th SVEKALAPKO workshop. Lammi. 20006. P. 37.

Kislitsyn R. V., Timmerman M. J., Daly J. S. et al. Isotope data (U-Pb and Sm-Nd) on the Umba granitoid complex, Kola Peninsula, Russia // Abstr. of the 4th SVEKALAPKO workshop. Lammi. 19996. P. 34.

Kohonen J. From continental rifting to collisional crustal shortening — Paleoproterozoic Kaleva metasediments of the Haytianen area in North Karelia, Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1995. V. 380. 82 p.

Kohonen J., Marmo J. Proterozoic lithostratigraphy and sedimentation of Sariola- and Jatuli-type rocks in Nunnanlahti-Koli-Kaltimo area, eastern Finland;

implication for regional basin evolution models // Geol. Surv. Finl. Bull. 1992. V. 364. 67 p.

Koistinen T. J. Structural evolution of an Early Proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit, Outocumpu, Finland. Trans. Royal. Soc., 1981. P. 115—158.

Konopelko D., Eklund O., Ivanikov V. 1.8 Ga phosphorus-rich lamprophure-granitoid complexes in the Fennoscandian shield: parental magmas and fractionation paths // Acta Universitatis Carolinae — Geologica. 1998. 42 (1). P. 51—54.

Kontinen A. An Early Proterozoic ophiolite — Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 313—341.

Korja T., Tuisku P., Pernu T., Karhu J. Field, petrophysical and carbon isotope studies on the Lapland Granulite Belt: inplications for deep continental crust // Terra Nova. 1996. V. 8. P. 48—58.

Korsman K., Hollts P., Hautala T., Wasenius P. Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in eastern Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1984. V. 328. 40 p.

Korsman K., Niemela R., Wasenius P. Multistage evolution of the Proterozoic crust in the Savo schist belt, eastern Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1988. V. 343. P. 89—96.

Korsman K. (Ed.). Develomment of deformation, metamorphism and metamorphic blocks in eastern and southern Finland // Geol. Surv. Finl., Bull. 1986. V. 339. 58 p.

Korsman K., Korja T., Pajunen M., Virronsalo P. GGT/Sveka Working Group. The GGT/SVEKA Transect: Structure and evolution of the continental crust in the Palaeoproterozoic Svecofennian orogen in Finland // International Geol. Rev. 1999. V. 41. P. 287—333.

Kousa J. Palaeopronerozoic metavolcanic rocks in the borderzone of Savo and Pohjanmaa, Central Finland / Y. Kahkonen (ed) IGCP Project 217 Proterozoic geochemistry. National Workshop Groupof Finland: Symposium Proterozoic geochemistry. Helsinki'90. Abstr. P. 29—30.

Kousa J., Martilla E., Vaasjoki M. Petrology, geochemistry and timing of early Proterozoic metavolcanic rocks in the Pyhajarvi region, central Finland // Geol. Surv. Finl., Spec. Pap. 1994. V. 19. P. 7—28.

Kouvo O., Tilton G. R. Mineral ages from the Finnish Precambrian // J. Geol. 1966. V. 74. P. 421—442.

Koziol A. M., Newton R. C. Grossular activity — composition relationship in ternary garnets determined by reversed displaced-equilibrium experiments // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. V. 103. P. 423—433.

Kozlov N. E., Avedisyan A. A., Balashov Yu. et al. Some new aspects of geology, deep structure, geochemistry and geochronology of the Lapland Granulite Belt, Baltic Shield // Nor. Geol. Unders. Spec. Pub. 1995. V. 7. P. 157—166.

Kröner A., Compston W. Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revisisted: zircon ion-microprobe ages // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 348—350.

Kröner A., Puustinen K., Hickman M. Geochronology of an Archaean tonalitic gneiss dome in Northern Finland and its relation with an unusial conglomerates and komatiitic greenstone // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 76. P. 33—41.

Kravtsova E. I. The system Ab-Ab-Qz (Or, H_2O) as addition to the previously published experimental data // Experiment in Geosciences. 1994a. V. 3, N 2. P. 30—31.

Krogh T. E., Davis D. W., Corfu F. Precise U-Pb zircon and baddeleyite ages for the Sudbury area // The geology and ore deposits of the Sudbury structure. Ontario // Geol. Surv. Spec. 1984. V. 1. P. 431—446.

Kuno H. Origin of andesite and its bearing on the island arc structure // Bull. Volk. 1968. V. 32. P. 141—176.

Lahtinen R. Crustal evolution of the Svecofennian and Karelian domains during 2.1—1.79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1.93—1.91 Ga gneissic tonalites and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1994. V. 378. 128 p.

Lahtinen R. Geochemistry of Palaeoproterozoic supracrustal and plutonic rocks in the Tampere-Hameelinna area, southern Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1996. V. 389. 113 p.

Landenberg B. L., Collins W. J. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnokitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex eastern Australia // J. Petrol. 1996. V. 37, N 1. P. 145—170.

Lauerma R. On the ages of some complexes in Northern Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. 1982. N 54, pt 1, 2. P. 85—100.

Le Bas M. J., Maitre R. W., Streckeisen A., Zanetin A. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // Petrology. 1986. V. 27. P. 745—750.

Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of igneous rocks. Oxford, 1989.

Lehtonen M. I. Muonion Kartta-alueen Kalliopera Sheet 2723, 1 : 100 000. Explanation to the maps of Pre-Quaternarg rocks // Geol. Surv. Finl. 1984. V. 00. 71 p.

Levchenkov O. A., Levsky L. K., Nordgulen O., Dobrzhinetskaya L. F. et al. U-Pb zircin ages from Sorvaranger, Norway and the western part of Kola Peninsula, Russia // Geology of the eastern Finnmark — western Kola region / D. Roberts, O. Nordgulen (eds.). Norges geologiske undersokelse, Sp. Pub. 1995a. P. 29—48.

Levchenkov O. A., Zinger T. F., Dook V. L., Baykova V. S., Shuleshko I. K., Yakovleva S. Z., Makeev A. F., Komarov A. N. U-Pb isotope ages of the Pongom-Navolok hyperstene diorite and hornblende granodiorite plutons, Baltic Shield, North Karelia // MAEGS 9, Abstr. St. Petersburg, 1995b. P. 63.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Levsky L. K. Relationship between Belomorian Fold Belt and Karelian granite-greenstone terrain along the traverse Kovda Bay (White Sea) — Tupaya Guba (Kovdozero lake) — SE of Notozero lake // Terra Nova. 1997. V. 9. P. 129.

Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P., Levsky L. K., Bogomolov E. S., Krylov I. N. Geochemistry and petrology of 2.40—2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambr. Res. 1998. V. 92, N 3. P. 223—250.

Lobach-Zhuchenko S. B., Levchenkov O. A., Chekulaev V. P., Krylov I. N. Geological evolution of the Karelian granite-greenstone terrain // Precambrian Res. 1986. V. 33. P. 45—65.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Lochov K. I., Kotova L. N., Krylov I. N. Geological evolution of the Southern Belomorian zone of the Baltic Shield // Third International Archaean Simposium. Abstr. Perth. 1990. P. 95—97.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Sergeev S. A., Levchenkov O. A., Krylov I. N. Archaean rocks from Southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Precambrian Res. 1993. V. 62. P. 375—397.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Ivanikov V. V., Kovalenko A. V., Bogomolov E. S. Late Archaean high-Mg and subakaline granitoids and lamprophyres indicators of gold mineralisation in Karelia (Baltic Shield), Russia // Ore Bearing granites of Russia and adjacent countries. Moscow. IMGRE. 2000a. P. 193—211.

Lobach-Zhuchenko S. B., Kovalenko A. V., Krylov I. N., Levsky L. K., Bogomolov E. S. Geochemistry and petrology of the ancient Vygozero Granitoids, Southeastern Karelia // Geochemistry International. 2000b. V. 38. S. 1. P. 584—599.

Luukkonen E. J. The structure and stratigraphy of the late Archaean Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland // Geol. Surv. Finl., Spec. Pap. 1988. V. 4. P. 71—96.

Luukkonen E. J. Structural and U-Pb isotopic study of late Archean migmatitic gneisses of the Presvecokarelides, Lylyvaara, eastern Finland // Trans. Royal Soc. Edinburg: Earth Sci. 1985. V. 76. P. 401—410.

Luukkonen E. J., Lukkarinen H. Explanation to the stratigraphic map of Middle Finland // Geol. Surv. Finland, Rep. Invest. 1986. V. 74. 47 p.

Mac Gregor J. The effect of pressure on the minimum melting composition in the system $MgO-SiO_2-TiO_2$ // Trans. Amer. Geophys. Union, 1966. V. 47, N 1. P. 80—95.

Makitie H., Lahti S. I. Geological Map of Finland 1 : 100 000. Explanation to the map of rocks, sheet 2222 // Geol. Surv. Finl. 1999. 60 p.

Makitie H. Progressiiven metamorfoosi Jaja deformaatio Seinajoen-Ilmajoen alueela. Unpublished Ph. Lic. Thesis. Helsinki: Univ. Helsinki, 1990. 80 p.

Marker M. Early Proterozoic (c. 2000—1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // Nor. Geol. Unders. 1985. V. 403. P. 55—74.

Marker M. Early Proterozoic thrusting of the Lapland Granulite Belt and its geotectonic evolution, northern Baltic Shield // Geol. För. Stockh. Förhand. 1988. V. 110, pt 4. P. 405—410.

Marker M. The Lapland Granulite Belt // Res Terrae. Ser. A. 1990. N 6. P. 40—66.

Marker M., Henkel H., Lee M. K. Combined gravity and magnetic modelling of the Tanaelv and Lapland Granulite Belts, Polar Profile, Northern Baltic Shield // The European Geotraverse: Integrative Studies. Strasbourg. European Science Foundation. 1990. P. 67—76.

Marker M., Kaulina T. V., Daly J. S., Kislitsyn R. The Tanaelv belt and adjoining units in Finnmark, Norway and in the westernmost Kola Peninsula: State of knowledge from recent isotopic and structural evidence // Abstr. of the 4th SVEKALAPKO workshop. Lammi. 1999. P. 77.

Marker M., Kaulina T. V., Daly J. S. New evidence for the Palaeoproterozoic evolution of the Tanaelv and Karasjok belts based on Sm-Nd data and recent U-Pb NORDSIM and TIMS dating // Abstr. of the 5th SVEKALAPKO workshop. Lammi. 1999. P. 52.

Marmo J., Kohonen J., Sarapa O., Aikas O. Sedimentology and stratigraphy of the lower Proterozoic Sariola and Jatuli Groups in the Koli — Kaltimo Area, eastern Finland // Geol. Surv. Finl., Spec. Pap. 1988. V. 5. P. 11—28.

Martin H., Chauvel C., Jahn B. M. Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archaean granodioritic rocks from eastern Finland // Precambrian Res. 1983. V. 20. P. 159—180.

Martin H., Chauvel C., Jahn B. M., Vidal P. Rb-Sr and Sm-Nd ages and isotopic geochemistry of Archaean granodioritic gneisses from Eastern Finland // Precambrian Res. 1983a. V. 20. P. 79—91.

Martin H. Petrgenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiotes from Eastern Finland: major and trace element geochemistry // J. Petrol. 1987. V. 28. P. 921—953.

Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // Archean crustal evolution. Elsevier, 1994. P. 205—259.

Martin H., Querre G. A. 2.5 Ga reworked sialic crust: Rb-Sr ages and isotopic geochemistry of late Archaean volcanic and plutonic rocks from E. Finland // Contr. Miner. Petrol. 1984. V. 85. P. 292—299.

Martin H., Peucat J. J., Sabate P., Cunha J. Crustal evolution in the early Archaean of South America: exsample of the Sete Voltas Massif, Bahia State Brazil // Precambrian Res. 1997. V. 82. P. 35—62.

McCulloch M. T., Compston W., Fronde D. Sm-Nd and Rb-Sr dating of Archean gneisses, eastern Ylgarn block, Western Australia // J. Geol. Soc. Austr. 1983. V. 30. P. 149—153.

McCrank G. F. D., Kamineni D. C., Ejeckam R. B., Sikorsky R. Geology of the East Bull Lake gabbro-anorthosite pluton, Algoma District, Ontario. Can. // J. Earth Sci. 1989. V. 26, N 2. P. 357—375.

Melezhik V. A., Hudson-Edwards K. A., Skuf'in P. K., Nilson L.-P. Pechenga area, Russia — Part 1: geological setting and comparison with Pasvik, Norway // Trans. Instn. Miner. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.). 1994. V. 103. P. B129—145.

Melezhik V. A., Sturt B. A. General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra. Varzuga-Ust'Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield // Earth-Sci. Rev. 1994. V. 36. P. 205—241.

Meriläinen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1976. V. 281. 129 p.

Metezhik V. A., Fallick A. E., Makarikhin V. V., Lyubtsov V. V. Links between Paleoproterozoic palaeogeography and rise and decline of stromatolites: Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 1997. V. 82. P. 311—348.

Miller Yu. V., Glebovitsky V. A., Bogdanova S. V. et al. The main stages in the structural development of the Belomorian Mobile Belt (BMB): Zarechensk-Tolstik geotravers, NW Belomorian // Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization. St. Petersburg, 1995. P. 70—71.

Mints M. V. The Archean evolution of Karelian craton // Abstr. of SVEKALAPKO, EUROPROBE project. Repino, Russia: SC «Mineral», 1998. P. 45—46.

Mitrofanov F. P., Pozhilenko V. I., Smolkin V. F. et al. Geology of the Kola Peninsula. Apatity, 1995. 145 p.

Miyashiro A. Volcanic rocks serias Island Arcs and active kontinental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. P. 321—355.

Mueller S. L., Wooden D. W., Modk D. W., Nutman A. P., Williams I. S. Extended history of a 3.5 Ga trondhjemitic gneiss, Wyoming Province, USA: evidence from U-Pb systematic in zircon // Precambrian Res. 1996. V. 78. P. 41—52.

Mutanen T. Koitelainen intrusion and Keivitsa-Satovaara complex. 5th International Platinum Symposium. Guide to the pre-symposium field trip, 1989 // Geol. Surv. Finl. 1989. Guide 28. P. 1—49.

Mutanen T. Geology and ore petrology of the Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions and the Keivitsa-Satovaara layered Complex, Northern Finland. Geological Survey of Finland. Bulletin 395. Espoo. 1997. P. 243

Nesbitt H. W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite // Nature. 1979. V. 279. P. 206—210.

Neuvonen K., Korsman K., Kouvo O., Paavola J. Paleomagnetism and age relations of the rocks in the Main Sulphide Ore Belt in Central Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. 1981. V. 53. P. 109—133.

New isotopic data on the Protolith age and evolutionary stagys Belt // Geochemistry International. 2001. V. 39. Suppl. 1. P. 512—517.

Nironen M. The Tampere Schist Belt: Structural style within an early Proterozoic volcanic arc system in southern Finland // Precambrian Res. 1989. V. 43. P. 23—40.

Nisbet E. G., Cheadle, Arndt N. T., Bickle M. J. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: A review of the evidence from komatiites // Lithos. 1993. V. 30, N 3—4. P. 291—307.

Nurmi P. A. Trace element variations in mid-Proterozoic Rautio batholith, Finland: petrogenetic implications / S. S. Augustithis (ed.). The segnificance of the trace elements in Solving Petrogenetic Problems, Controverversies. Athens: Theophrastus Publ. 1983. V. 329. 40 p.

Nykanen O. Geological Map of Finland 1 : 100 000. Explanation to the map of rocks, sheets 4124 + 4142 and 4123 + 4114 // Pre-Qunternary rocks of the Punkaharju and Parikkala mapsheet erea. 1983. 81 p.

Öhlander B., Skiöld T., Elming S.-Å., Claesson S., Nisca D. H. Delineation and character of the Archaean-Proterozoic boundary in northern Sweden // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 67—84.

Öhlander B., Skiöld T., Hamilton P. S. et al. The western border of the Archaean province of the Baltic Shield: evidence from Northern Sweden // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 431—450.

O'Brien H., Huhma H., Sorjonen-Ward P. Petrogenesis of the late Archaean Hattu Shist belt, Ilomantsi, Eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition // Geol. Surv. Finl., Spec. Pap. 1993. V. 17. P. 147—184.

O'Conner J. T. P. A classification of quartz-rich igneous rocks on feldspare ratios // US Geol. Surv. Profess. Paper. 1965. 525b. P. 75—84.

Paavola J. A communication of the U-Pb and K-Ar age relations of the Archaean basement in the Lapinlachti — Varpaisjarvi areas, Central Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1986. V. 339. P. 7—15.

Paavola J. On the Archaean high-grade metamorphic rock in the Varpaisjarvi area, Central Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1984. V. 327. 33 p.

Park A. F. Continental growth by accretion: A tectonostratigraphic analysis of the evolution of the western and central Baltic shield, 2.50 to 1.75 Ga // Geol. Soc. America Bull. 1991. V. 103. P. 522—537.

Park A. F. Accretion tectonism in Proterozoic Svekofennides of the Baltic Shield // Geology. 1985. V. 13. P. 725—729.

Parras K. On the charnockite in the light of the highly metamorphic rock complex in southwestern Finland // Bull. Comm. Geol. Finl. 1958. V. 181. 137 p.

Patchett P. J., Kouvo O., Hedge C. E., Tatsumoto M. Evolution of continental crust end mantle heterogenety: evidence from Hf isotopes // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 78. P. 279—297.

Patchett J., Kouvo O. Origin of continental crust of 1.9—1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecofennian terrain of South Finland // Contr. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 1—12.

Patchett P. J., Arndt N. T. Nd isotopes and tectonics of 1.9—1.7 Ga crustal genesis. Earth Planet // Sci. Lett. 1986. V. 78. P. 329—338.

Pearce J. A. Sources and setting of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 23, N 4. P. 120—125.

Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956—983.

Pekkarinen L. J. The Karelian formations and their depositional basement in the Kiihtelysvaara — Vartsila area, East Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1979. V. 301. 141 p.

Pekkarinen L. J., Lukkarinen H. Paleoproterozoic volcanism in Kiihtelysvaara — Tohmajärvi district, Eastern Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1997. V. 357. 35 p.

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, northeastern Finland // J. Petrology. 1996. V. 37, N 6. P. 1359—1383.

Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. Sand and sandstone. N. Y., Springer-Verlag, 1973. 618 p.

Piirainen T. The geology of the Archean greenstone-granitoid terrain in Kuhmo, Eastern Finland // Geol. Surv. Finl. Spec. Pap. 1999. V. 4. P. 39—51.

Prinzhofer A., Allegre C. J. Residual peridotites and the mechanism of partial melting // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 74. P. 251—265.

Puchtel I., Humayun M. Platinum group elements in Kostomuksha komatiites and basalts: implications for oceanic crust recycling and core-mantle interaction // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64, N 24. P. 4227—4242.

Puchtel I. S., Brugmann G. E., Hofmann A. W. Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of the mafic-ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // Earth Plan. Sci. Lett. 1999. V. 170. P. 447—461.

Puchtel I. S., Haase K. N., Hofmann A. W., Chanvel C., Kulikov V. S., Garbe-Schönberg C.-D., Nemchin A. A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated

komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 1205—1222.

Puchtel I. S., Hofman 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 constraits // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63, N 21. P. 3579—3595.

Puchtel I. S., Hofman A. W., Mezger A. W., Jochum K. R., Shchipansky A. A., Samsonov A. V. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Plan. Sci. Lett. 1998. V. 155. P. 57—74.

Puustinen K. Expolaration in the northeast region of the Koitelainen gabbro complex, Sdankylä, Finnish Lapland // Prospecting in areas of glaciated terrain. London, 1977. P. 6—13.

Raahe-Ladoga zone, geological maps 1 : 1 000 000. Helsinki, 1999.

Ramberg H. Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. Mechanisms of Igneous Intrusion // Geol. J. Spec. Issue. Liverpool, 1970. P. 287—338.

Rapp R. P., Watson E. W. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implication for continental growth and crust-mantle recycling // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 891—931.

Richard P., Shimizi N., Allegre C. J. $^{143}Nd/^{144}Nd$ a natural tracer: An application to oceanic basalts // Earth. Plan. Sci. Lett. 1976. V. 31. P. 269—278.

Rickwood P. C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. 1989. V. 22. P. 247—263.

Robb L. J., Anhaeusser C. R. Chemical and petrogenetic characteristics of Archaean tonalite-trondhjemite gneiss plutons in the Barberton Mountain Land // Spec. Pabl. Geol. Soc. South. Afr. 1983. V. 9. P. 103—1163.

Roberts M. P., Clemens J. D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // Geology. 1993. V. 23. P. 825—828.

Rock N. M. S. Lamprophyres. Glasgow: Blackie, 1991. 285 p.

Roeder P. L., Emslie R. F. Olivine-liquid equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 29, N 2. P. 275—282.

Rushmer T. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions // Contrib. Miner. Petrol. 1991. V. 107, N 1. P. 41—59.

Rutanen H., Eklund O., Konopelko D. Rock and mineral analyses of Svecofennian postorogenic 1.8 Ga intrusions in southern Finland and Russian Karelia. Geocenter tiedottaa — Geocenter informerar (Information from the Geocenter, Turku). 1997. N 16.

Sahlstein Th. S. Struktur und Bewegungen in der Granulitformation des finnischen Lapplands // Bulletin de la Commission geologique de Finlande. 1932. N 101. P. 82—90.

Salli I. Pielaveden kartta-alueen kalliopera (English summary) // Geol. Surv. Finl.; Geological map of Finland 1 : 100 000. Explanation to the map of rocks, sheet 3314. 1983. 29 p.

Samsonov A. V. Petrology and geochronology of felsic volcanic and plutonic rocks of the Kostomuksha greenstone belt, West. Karelia // MAEGS 9. Abstr. St. Petersburg, 1995. P. 98.

Samsonov A. V., Chernyshov I. V., Nutman A. P., Compston W. Evolution of the Archaean Aulian gneiss complex, Middle Dneper gneiss-greenstone terrain, Ukranian Shield: SHRIMP U-Pb zircon evidence // Precambrian Res. 1996. V. 78. P. 65—78.

Samsonov A. V., Puchtel I. S., Shchipansky A. A., Bibikova E. V., Amelin Yu. V. Tectonic setting of felsic magmatic rocks of the Kostomuksha greenstone belt, Western Karelia: petrological and geochronological constrains // Abstr. of SVEKALAPKO, EUROPROBE project. Repino, Russia, 1998. P. 55.

Sawyer E. W. The influence of sorce rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico Metasedimentary Belt, Superior Province, Canada // Chem. Geol. 1986. V. 55. P. 77—95.

Sawyer E. W. Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Greenville Front, Quebec // J. Petrol. 1991. V. 32, pt 4. P. 701—738.

Scaellet B., Pichavant M., Roux J. Experimental Crystallization of leucogranite magmas // J. of Petrology. 1995. V. 36, N 3. P. 663—705.

Scjerlie K. P., Dounce A. E. P., Johnston A. D. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites // Contr. Mineral. Petrol. 1993. V. 114, N 3. P. 365—378.

Scjerlie K. P., Jonston A. D. Vapor-absent melting at 10 kbar of biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: implication for the generation of A type granites // Geology. 1992. V. 20, N 3. P. 263—266.

Sederholm J. J. On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. Part III. The Aland islands // Bull. Comm. Geol. Finl. 1934. N 107. 68 p.

Sedova I. S. Granite formation series in ultrametamorphic zones: petrological aspect // Geologicky Zbornik — Geologica Carpatica. 1990. V. 41, N 6. P. 709—730.

Sedova I. S., Krylov L. P., Hoernes S., Samorukova L. M. Fluid regime and oxygen isotope composition of granitoids of Svecofennian tectono-metamorphic cycle (The North Ladoga region, North-Western Russia) // Capricious earth: models and modelling of geologic processes and objects. Theophrastus publications St. Petersburg — Athens. 2000. P. 1—21.

Semenov V. S., Berkovsky A. N., Korneev S. I. et al. Buracovsky layered complex (Karelia) — multiple intrusion: 30th International Geological Congress, Beijing, China // Abstracts. 1996. V. 2. N 3. P. 423.

Semenov V. S., Belyatsky B. V., Koltsov A. B., Rudashevsky N. S., Pchelintseva N. F. Ore bearing metasomatites of the Lukkulaisvaara Layered Complex (Olanga Group of the Layered Intrusions, North Karelia) // Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Midcontinent Rift System. Duluth., Minnesota, 1995. P. 169—170.

Semenov V. S., Shalaev V. S., Kolychev E. A., Berkovsky A. N. The Lukkulaisvaara Intrusion — Multiphase Layered Complex. Program and Abstracts., IGCP Project 336, Symposium in Rovaniemi, Finland. 1996, August 21—23. P. 73—74.

Semenov V.S., Beljatsky B. V., Baltibaev Sh. K., Glebovitsky V. A., Koltsov A. B., Koptev-Dvornikov E. V. Fe-Ni-Cu Sulfide and Platinun mineralization in the Lukkulaisvaara Layered Mafic Intrusin (Northern Karelia, Russia) // International Platinum / Ed.: N. P. Laverov, V. V. Distler. Theophrastus publications. St. Petersburg—Athens., 1998. P. 79—91.

Sharkov E. V., Smolkin V. F. The Early Proterozoic Pechenga-Varzuga Belt: a case of Precambrian back-arc spreading // Precambrian Res. 1997. V. 82. P. 133—151.

Shchipansky A. A., Babarina I. I., Krylov K. A., Bogina M. M., Samsonov A. V., Slabunov A. I., Bibikova E. V. 2.8 Ga supra-subduction zone ophiolites of the Iringora structure, North Karelian greenstone belt: field and preliminary geochemical data // Abstr. of SVEKALAPKO, EUROPROBE project. Lammi. Finland, 2000. P. 67.

Shchipansky A. A., Samsonov A. V., Bogina M. M., Slabunov A. I., Bibikova E. V. 2.8 Ga supra-subduction zone ophiolites of the Khizovaara greenstone belt, North Karelia: the first known occurence of Archaean rocks having boninitic affinites // Abstr. of SVEKALAPKO, EUROPROBE project. Repino, Russia, 1998. P. 58—59.

Shieh Y. N., Schwarcz H. P. Oxygen isotope studies of granite and migmatite, Grenville province of Ontario, Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38, N 1. P. 21—45.

Shirey S. B., Hanson G. N. Mantle heterogeneity and crustal recycling in Archean granite-greenstone belts: evidence from Nd isotope and trace elements in the Rainy

Lake area, Superrior Province, Ontario, Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2631—2651.

Shirey S. B., Hanson G. N. Mantle-derived Archean monzodiorites and trachyandesites // Nature. 1984. V. 310. P. 222—224.

Simonen A. Pre-Quaternary rocks of the Hameelinna map-sheet area. Geological map of Finland 1 : 100 000. Explanation of the map of Pre-Quantatary rocks, Sheet 2131 // Geol. Surv. Finl. 1949. 74 p.

Simonen A. Plutonic rocks of the Svecofennids in Finland // Comm. Geol. Finl. 1960. V. 189. 101 p.

Simonen A. The Precambrian in Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1980. V. 304. 58 p.

Slabunov A. I., Bibikova E. V., Bogdanova S. V. The late Archaean volcanism in the Belomorian Mobile Belt: geochemistry, isotopic age and geodynamic model // Abstr. of SVEKALAPKO, EUROPROBE project. Lammi. Finland, 1997. P. 68.

Smolkin V. F., Skuf'in P. K., Mokrousov V. A. Stratigraphic position, geochemistry and genesis of volcanic associations of the Early Proterozoic Pechenga area // Geology of the Eastern Finnmark — Western Kola Peninsula region / D. Roberts and O. Nordgulen (eds.). Nor. geol. unders // Spesial Publ. 7. Trondheim, 1995. P. 93—110.

Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Geol. Surv. Finl. Spec. Pap. 1993. V. 17. P. 9—102.

Sorjonen-Ward P., Claoue-Long S. A preliminary note on ion-microprobe results for zircons from the Silvevaara granodiorite, Ilomantsi, Eastern Finland // Geol. Surv. Finl., Spec. Pap. 1993. V. 18. P. 25—29.

Sorjonen-Ward P., Claoue-Long J., Huhma H. SHRIMP isotope studies of granulite zircons and their relevance to early Proterozoic tectonics in northern Fennoscandia. US Geological Survey circular 1107. ICOG 8 abstr. 1994. P. 299.

Stern R. A., Hanson G. N. Archean high-Mg granodiorite: A derivative of light rare element-enriched monzodiorite of mantle origin // J. Petrology. 1991. V. 32. P. 210—238.

Stern R. A., Hanson G. N., Shirey S. B. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior province // Canadian J. Earth Sci. 1989. V. 26. P. 1688—1712.

Student J. J., Bodnar R. J. Melt inclusion microthermometry: petrologic constraints from the H_2O-saturated haplogranite system // Petrology. 1996. V. 4, N 3. P. 310—325.

Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A. D. Saunders, M. J. Norry (eds.). Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313—345.

Sun S. S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 179—192.

Sylvester P. J. Archaean granite plutons // Archaean crustal evolution. Elsevier, 1994. P. 261—314.

Taipale K. The geology and geochemistry of the Archaean greenstone-granulite terrain in the Tipasjarvi area, eastern Finland // Acta Universitats ouluensis. 1983. Ser. A. Geol. N 5.

Tatsumi Y., Koyaguchi T. An absarokite from phlogopite lherzolitee source // Contrib. Mineral. Petrology. 1989. V. 102. P. 34—40.

Taylor H. P., Jr., Sheppard S. M. F. Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics // Reviews in Mineralogy. 1986. V. 16. P. 227—271.

Thompson A. B. Dehydration melting of crustal rocks // Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia et Petrologia. 1988. V. 43, N 1. P. 41—60.

Timmerman M. J. Crustal evolution of the Kola Region, Baltic Shield, Russia. Unpublished Ph. D. thesis. National University of Ireland. 1996. 233 p.

Timmerman M. J., Daly S. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland — Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Res. 1995. V. 72. P. 97—107.

Tolstikhin I. N., Dokuchaeva V. S., Kamensky I. L., Amelin Yu. V. Juvenile helium in ancient rocks: II. U-He, K-Ar, Sm-Nd and Rb-Sr systematics in the Monche Pluton. $^3He/^4He$ ratios frozen in uranium-free ultramafic rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 987—999.

Tuisku P., Huhma H. Geochronology on Lapland granulite belt and implications for the Fennoscandian assembly // Abstracts of the 4rd Svekalapko workshop. Lammi. 1999. P. 65.

Tuisku P., Huhma H. SIMS dating of zircons: metamorphic and igneous events of the Lapland granulite belt are 1.9 Ga old, provenance is paleoproterozoic and archaean (2.0—2.9 Ga) and the tectonic juxtaposition about 1.9—1.88 Ga old. Abstracts of the 3rd Svekalapko workshop. Repino, 1998. P. 64—65.

Turchenko S. I. Precambrian metallogeny related to tectonics in the eastern part of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1992. V. 58. P. 121—141.

Turchenko S. I., Semenov V. S., Amelin Yu. V., Levchenkov O. A., Neymark L. A., Buiko A. K., Koptev-Dvornikov E. V. The early Proterozoic riftogenic belt of Northern Karelia and Associated Cu-Ni, PGE and Cu-Au mineralizations // Geol. Foren. Stokholm Forhund. 1991. V. 113. P. 70—72.

Vaarma M. Pohjanmaanliuskevyohykkeen geologia Evijerven alueella. Unpabl. Ph. Lic. Thesis. Helsinki, 1990. 101 p.

Vaasjoki M. Leads from late Archaean and Early Proterozoic mineralization in the Fennoscandian Shield: constrains on early crust-forming processes // Geol. Surv. Finl., Spec. Pap. 1989. V. 10. P. 31—32.

Vaasjoki M. The lead isotopic composition of some Finnish galenas // Geol. Surv. Finl. Bull. 1981. V. 316. 30 p.

Vaasjoki M. Isotope studies on the Rauhala base metal deposit and its environment in Western Finland / S. Autio (ed.). Current Research 1988 // Geol. Surv. Finl., Spec. Pap. 1989. V. 10. P. 37—38.

Vaasjoki M. Valijarven hapan vulkaniitti: minimi Hameen liuskejakson iaksi. Summery: Radiometric age of a meta-andesite at Valijiarvi, Hame shist zone, southern Finland // Geologi. 1994. 46(7). P. 91—92.

Vaasjoki M., Kontoniemi O. Isotopic studies from the Proterozoic Osikonmaki gold prospect at Rantasalmi, southeastern Finland / S. Autio (ed.). Current Research 1989 1990 // Geol. Surv. Finl., Spec. Pap. 1991. V. 12. P. 53—57.

Vaasjoki M., Lahti S. I. Zircon U-Pb age determinations from the Mustajarvi area, Western Finland / S. Autio (ed.). Current Research 1989—1990 // Geol. Surv. Finl., Spec. Pap. 1991. V. 12. P. 49—52.

Vaasjoki M., Sakko M. The evolution of the Raahe-Ladoga Zone in Finland: isotope constrains / K. Korsman (ed.). Tectono-metamorphic evolution of the Raahe-Ladoga zone // Geol. Surv. Finl. Bull. 1988. V. 343. P. 7—32.

Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S. U-Pb age determinations and sulfide Pb-Pb characteristics from the late Archean Hattu Shist belt, Ilomantsi, Eastern Finland // Geol. Surv. Finl., Spec. Pap. 1993. V. 17. P. 103—131.

Van de Kamp P. C., Beakhouse G. P. Paragneisses in the Pakwash and Lake area, English River Gneiss Belt, Northwest Ontario // Can. J. Earth Sci. 1979. V. 16. P. 1753—1763.

Vauchez A., Barruol G., Tommasi A. Why do continents break-up parallel to ancient orogenic belts? // Terra Nova. 1997. V. 9. P. 62—66.

Viyrynen H. Über die Stratigraphischen der karelischen Formationen // C. R. Soc. Geol. Finl. 6; also: Bull. Comm. Geol. Finl. 1933. V. 101. P. 54—78.

Vrevsky A., Krimsky R., Svetov S. Rare earth and isotopic (Nd, O) heterogeneity of the Archaean mantle, Baltic Shield. Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region // Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. N 112. P. 43—53.

Vuollo J., Piirainen T., Huhma H. Two Early Proterozoic tholeiitic diabase dake swarms in the Koli-Kaltimo area, Eastern Finland — their geological significance // Geol. Surv. Finl. Bull. 1992. N 363. 32 p.

Walker R. J., Morgan J. W., Hanski E. J., Smolkin V. F. Re-Os Systematics of Early Proterozoic ferropicrites, Pechenga complex, NW Russia: evidence for ancient 187 Os — enriched plumes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 3145—3160.

Ward P. Early Proterozoic deposition and deformation at the Karelian craton margin in southeastern Finland // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 71—93.

Ward P. Mesoscopic scale structural analysis / G. Gaal (ed.). Exploration target selection by integration of geodata using statistical and image processing techniques: an example from central Finland, Part I (text) // Geol. Surv. Finl. Rep. Invest. 1988a. V. 80. P. 50—53.

Ward P. Early Proterozoic Kalevian lithofacies and their interpretation in the Hammaslahti-Raakkola area, eastern and northern Finland / Laajoki, J. Paakkola (eds.). Sedimentology of the Precambrian formations in eastern and northern Finland // Geol. Surv. Finl., Spec. Pap. 1988b. V. 5. P. 29—48.

Watson E. B. Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 56. P. 119—134.

Watson E. B. Apatite and phosphorus in mantle source regions: an experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 51. P. 322—335.

Watson E. B., Harrison T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 64. P. 295—304.

Whalen J. B. Geochemistry of an islan-arc plutonic suite: Vasilau-Yau intrusive complex, New Britian // J. Petrol. 1985. V. 26. P. 603—623.

Whalter C., Flüh E. R. The POLAR profile revised: combined P- and S-wave interpretation // Precambrian Res. 1993. V. 64, N 1—4. P. 153—168.

Whitenhouse M. S. Granulite facies Nd-isotope homogenisation in the Lawisian complex of NW Scotland // Nature. 1988. V. 331. P. 705—707.

Wilson M. R., Hamilton P. J., Fallick A. E., Aftalion M., Michard A. Granites and early Proterozoic crustal evolution in Sweden: evidence from Sm-Nd, U-Pb and O isotope systematics // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 2. P. 376—388.

Winther K. T. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhemitic melts // Chem. Geol. 1996. P. 43—59.

Wolf M. B., Wyllie P. J. Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kb: textural development, liquid interconnectivity and applications to the segragation of magmas // Mineral. and Petrol. 1991. V. 44, N 2. P. 151—179.

Zinger T. F., Baykova V. S., Belyatsky B. V., Klepenin S. V., Götze J., Levchenkov O. A., Shuleshko I. K. Morphology and isotopic age of zircons from shear-zones within granitoids of the Belomorian tectonic zone, Baltic Shield, Russia / A. K. Sinha (ed.). Basement Tectonics. 1999. V. 13. P. 345—364.

Zinger T. F., Götze J., Levchenkov O. A., Shuleshko I. K., Yakovleva S. Z., Makeyev A. F. Zircon in polydeformed and metamorphosed Precambrian granitoids from the White Sea tectonic zone, Russia: morphology, cathodoluminescence, and U-Pb chronology // Inter. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 57—73.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава 1. Кольско-Норвежская провинция 10

АРХЕЙ (*А. Б. Вревский*) 10

Кольско-беломорский (гранулито-гнейсовый) комплекс . . . 11

Центральнокольский блок 13

Инарский блок 20

Мурманский блок 21

Лопийский комплекс: супракрустальные породы и плутониты зеленокаменных поясов 22

Колмозеро-Вороньинско-Урагубский зеленокаменный пояс 26

Тана-Корватундровский зеленокаменный пояс 29

Терско-Аллареченский зеленокаменный пояс 30

Кейвская структура 38

Верхнеархейские интрузивные комплексы 41

Геохимия, Sm-Nd изотопная систематика и петрология супракрустальных комплексов 43

Вулканогенные комплексы 43

РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (*В. Ф. Смолькин*) 59

Общая геология 59

Глубинное строение Печенгско-Варзугского пояса 69

Стратиграфия нижнего протерозоя 74

Магматизм раннего протерозоя и его эволюция 94

Первый рифтовый этап (2.5—2.3 млрд лет) 94

Второй рифтовый этап (2.3—2.2 млрд лет) 109

Позднерифтогенный этап 112

Коллизионный этап 120

Глава 2. Лапландский гранулитовый пояс и комплементарные структуры (*В. В. Балаганский, В. А. Глебовицкий*) 124

Лапландский гранулитовый пояс и пояс Танаэлв 127

Вещественный состав 129

Возраст 134

Геохимия и происхождение 138

Блок Инари 146

Умбинский блок 147

Кондалитовый комплекс 148

Умбинский гранитоидный комплекс 149
Колвицкий пояс 152
Вещественный состав 154
Возраст 161
Происхождение 162
Терский блок 166
Стрельнинский блок 168
Структурный анализ и возраст деформаций 170
Позднеархейские деформации 170
Раннепротерозойские деформации 171
Некоторые особенности метаморфизма 174
Глава 3. Беломорский подвижный пояс 176
Введение (*Ю. В. Миллер*) 176
Тектоника и структурная эволюция (*Ю. В. Миллер, В. А. Глебовицкий*) 177
Ковдозерский сектор 179
Чупинский сектор 190
Энгозерский сектор 194
Кемский сектор 197
Енский сектор 197
Выводы 201
Ассоциации пород Беломорского аллохтона 201
Мафические зоны (*А. И. Слабунов, Ю. В. Миллер*) 202
Ассоциации тоналитовых и трондьемитовых гнейсов (*В. А. Глебовицкий, В. П. Чекулаев*) 209
Супракрустальные образования Чупинского покрова (*Т. А. Мыскова, Р. И. Милькевич, Ю. В. Миллер, В. А. Глебовицкий, А. Б. Львов*) 214
Магматизм этапа 2.46—2.40 млрд лет (*Н. А. Арестова, В. А. Глебовицкий*) 229
Геологическая позиция плутонитов и возраст 229
Геохимическая характеристика и происхождение 235
Южное Беломорье (*С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев, К. И. Лохов, Л. Н. Котова, И. Н. Крылов*) 243
Геология и структура 243
Ассоциации пород южной части БПП 246
Метаморфизм (*В. А. Глебовицкий, И. С. Седова*) 251
Метаморфическая зональность 251
Эволюция условий метаморфизма 254
Мигматизация и гранитообразование 255
Выводы (*В. А. Глебовицкий*) 284
Глава 4. Фенно-Карельская гранит-зеленокаменная область 288
АРХЕЙ 288
Водлозерский домен (*С. Б. Лобач-Жученко, Н. А. Арестова, А. В. Коваленко, И. Н. Крылов*) 290
Древнейшие породы Водлозерского домена 290
Зеленокаменные пояса западной окраины домена (геология и возраст вулканитов) 306
Зеленокаменные пояса северной и северо-восточной окраин домена (геология и возраст вулканитов) 309

Состав и петрология вулканитов . . . 311
Интрузии базитов . . . 322
Гранитоиды . . . 325
Комплекс молодых гранитоидов (2.75—2.65 млрд лет) . . . 329
Базиты (2.7 млрд лет) . . . 338
Выводы . . . 339
Западно-Карельский домен (*С. Б. Лобач-Жученко, Н. А. Арестова, А. В. Коваленко, И. Н. Крылов, В. П. Чекулаев*) . . . 343
Обоснование выделения домена и его границ . . . 343
Костомукшский блок . . . 345
Вокнаволокский блок . . . 364
Тулосский блок . . . 375
Центральная Финляндия . . . 385
Корреляция эндогенных процессов на территории Западно-Карельского домена . . . 392
Центральнокарельский домен (*В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова, А. В. Коваленко, А. И. Слабунов*) . . . 395
Обоснование домена и его границ . . . 395
Суоярвско-Нюкозерский блок . . . 396
Ондозерско-Выгозерский блок . . . 431
Северо-Карельский блок . . . 447
ПРОТЕРОЗОЙ (*К. И. Хейсканен, В. С. Семенов, С. И. Турченко, С. В. Семенов*) . . . 471
Супракрустальные толщи . . . 471
Сводный разрез раннепротерозойских отложений Карелии 472
Корреляция карельских образований . . . 478
Интрузивный магматизм периода 2.40—2.45 млрд лет . . . 495
Лапландский интрузивный пояс . . . 496
Западная часть Северо-Карельского пояса . . . 503
Восточная часть Северо-Карельского пояса. Олангская группа . . . 517
Южно-Карельский магматический пояс . . . 530
Проблема многофазности и источники магм . . . 535

Глава 5. Свекофеннская провинция . . . 539
Геологический обзор (*В. А. Глебовицкий, С. И. Турченко*) . . . 539
Свеко-Карельская, или Ладожско-Ботническая, зона . . . 542
Собственно Свекофеннский пояс . . . 543
Тектоника и структурная эволюция (*В. А. Глебовицкий*) . . . 545
Общая тектоника . . . 545
Этапы структурной эволюции . . . 546
Стратиграфия нижнего протерозоя (*В. И. Шульдинер, В. А. Глебовицкий*) . . . 556
Нижний карелий . . . 557
Верхний карелий . . . 559
Магматизм (*В. А. Глебовицкий, И. С. Седова, Д. Л. Конопелько*) . . . 572
Комплекс тоналитов и гранодиоритов с возрастом 1.93—1.89 млрд лет . . . 572
Комплекс габбро, норитов, пироксенитов, кварцевых диоритов, тоналитов и монцонитов с возрастом 1.89—1.88 млрд лет . . . 574
Комплекс тоналитов, трондьемитов и гранодиоритов с возрастом 1.88—1.89 млрд лет . . . 578

Комплекс пироксеновых гранитоидов (эндербиты и чарнокиты) с возрастом 1.88—1.89 млрд лет 582
Диориты, тоналиты и трондьемиты с возрастом 1.88—1.87 млрд лет 588
Калиевые граниты с возрастом 1.86—1.80 млрд лет 591
Посторогенные интрузивные комплексы с возрастом 1.81—1.77 млрд лет 594
Метаморфизм (*В. А. Глебовицкий, И. С. Седова, Ш. К. Балтыбаев*) . 604
Метаморфическая зональность 604
Геотермобарометрия минеральных ассоциаций 610
Ультраметаморфизм 612
Выводы 630

Глава 6. Эволюция континентальной раннедокембрийской земной коры Балтийского щита (*В. А. Глебовицкий, С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев, А. Б. Вревский, В. В. Балаганский, Ю. В. Миллер*) . . . 632
АРХЕЙ 632
Период 3.20—3.1 млрд лет 633
Период 3.0—2.9 млрд лет 634
Период 2.9—2.85 млрд лет 637
Период 2.85—2.74 млрд лет 641
Период 2.73—2.58 млрд лет 644
Развитие плюмов и их роль в формировании структуры архейской коры (3.0—2.8 млрд лет) 647
ПРОТЕРОЗОЙ 655
Период 2.5—2.0 млрд лет 656
Период 2.0—1.8 млрд лет 659
Литература 664

Научное издание

Коллектив авторов

РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии и геохронологии докембрия РАН

Редактор издательства *Т. П. Жукова*
Художник *Л. А. Яценко*
Технический редактор *Е. Г. Коленова*
Корректоры *Л. Д. Колосова*, *Ф. Я. Петрова* и *Е. В. Шестакова*
Компьютерная верстка *О. В. Никитиной*

Лицензия ИД № 02980 от 06 октября 2000 г.
Сдано в набор 26.12.03. Подписано к печати 17.12.04.
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная. Гарнитура Таймс DL.
Печать офестная. Усл. печ. л. 45.5. Уч.-изд. л. 47.2.
Тираж 615 экз. Тип. зак. № 3782. С 2

Санкт-Петербургская издательская фирма «Наука» РАН
199034, Санкт-Петербург, Менделеевская лин., 1
main@nauka.nw.ru

Первая Академическая типография «Наука»
199034, Санкт-Петербург, 9 лин., 12

ISBN 5-02-024950-5

